

Академия наук
СССР



ДРАГОЦЕННЫЕ
И ЦВЕТНЫЕ
КАМНИ

Издательство · Наука ·

Академия наук СССР

Институт геологии
рудных месторождений,
петрографии, минералогии
и геохимии



ДРАГОЦЕННЫЕ И ЦВЕТНЫЕ КАМНИ

3211



Издательство
«Наука»
Москва
1980



В статьях сборника рассматриваются месторождения драгоценного и поделочного камня, такие, как амазонит, хризолит, красный гранат, зеленый хромдиопсид, красная и фиолетовая шпинель, а также лазурит, родонит, гидротроссулярит и лиственит, которые стали в последние годы весьма популярными среди любителей камня. Книга рассчитана на геологов, петрографов, искусствоведов и работников других специальностей, имеющих дело с природным поделочным камнем.

Редколлегия:

Е.Я. КИЕВЛЕНКО, М.А. ЛИЦАРЕВ, В.П. ПЕТРОВ, В.И. ФИНЬКО

Ответственный редактор

В.П. ПЕТРОВ

ПРЕДИСЛОВИЕ

В последние годы во всем мире заметно повысился интерес к природному цветному камню. Большие успехи в производстве ювелирных синтетических камней не снизили этого интереса, и потребитель предпочитает иметь, пускай, не столь совершенный, но настоящий естественный камень, который в отличие от искусственного в каждом образце по-своему уникален.

Интерес этот выражается по-разному: резко усиливаются работы в местах традиционной добычи цветного камня и расширяются поиски новых месторождений. Так, зарубежные сводки указывают на возрастающий экспорт рубина и сапфира из Таиланда, Шри-Ланки и Бирмы, берилла, топаза и аметиста из Бразилии и Мадагаскара, изумрудов из Колумбии и Индии. В число ведущих экспортеров драгоценных камней недавно вошла и Австралия, поставляющая на мировой рынок большое количество благородного опала и сапфира. Продолжается добыча ювелирно-поделочного лазурита в Афганистане и малахита в Заире и Замбии. Работы по поискам и добыче цветного камня развернуты и в нашей стране, и к ним привлечен большой круг геологических организаций.

Настоящий сборник статей ознакомит читателя с той большой научной и практической работой, которая ведется в нашей стране по увеличению запасов традиционного камнесамоцветного сырья, а также с новыми интересными открытиями последних лет.

По своему содержанию сборник включает шесть разделов. В первом из них собраны работы, освещающие общие вопросы изучения и освоения месторождений камнесамоцветного сырья.

В статье Е.Я. Киевленко рассмотрена современная конъюнктура внешнего рынка, дается краткий обзор сырьевой базы СССР и по новым данным уточняется генетическая классификация цветных камней. В ней впервые намечены основные принципы разведки месторождений в зависимости от их генетических особенностей.

В.П. Петров обратил особое внимание на геолого-петрографические условия образования важнейших типов месторождений цветного камня, а также попытался указать те пути, где исследователя может ждать успех в выявлении новых типов поделочного сырья.

Украинские авторы (А.Н. Платонов и др.) знакомят читателя с новыми весьма перспективными методами исследования цвета камня. Их рекомендации могут быть полезны всем специалистам, изучающим физические свойства самоцветов.

Г.Б. Мильгром и В.М. Мусафонов обращают внимание на ряд специфических особенностей геолого-экономической оценки месторождений камнесамоцветного сырья, которые необходимо учитывать геологу-разведчику.

Следующие два раздела посвящены сырью, получаемому из магматических пород и пегматитов. Следует особо подчеркнуть статьи о благородном полевом шпате — амазоните — яркого зеленовато-голубого цвета, найденном на Кольском полуострове, и иризирующем лабрадоре, встреченном в Джугджурском анортозитовом массиве, в некоторых случаях более эффектно, чем камень Волыни. В этом районе безусловно необходимы дальнейшие поиски. Возможно, именно здесь будут найдены крупные кристаллы, подобные иризирующему плагиоклазу *p*-ова Лабрадор, пригодные для ювелирных изделий.

Все любители камня с большим интересом прочтут статьи, описывающие знаменитые пегматитовые поля Среднего Урала, так талантливо описанные в свое время А.Е. Ферсманом. Статьи сборника во многом дополняют его данные и отражают современное состояние изучения этих месторождений.

В разделе сборника, посвященном метаморфическим драгоценным и поделочным камням, внимание читателя следует обратить на статью Г.П. Пацкевича о хромдиопсиде – новом эффектном зеленом камне. Генезис этого минерала пока не совсем ясен, но то, что известно, позволяет предполагать значительную метасоматическую переработку первичных магматических пород в процессе кристаллизации флогопит–хромдиопсидовых тел. Интерес читателя безусловно вызовут статьи, посвященные декоративным горным породам – гидротремолиту, листвениту и родониту. Задача, стоявшая перед авторами этих статей, осложнялась тем, что, кроме генезиса породы как таковой (что само по себе представляло трудность для расшифровки), пришлось выявить условия окраски минералов в нормально неокрашенной породе. Необходимо особо остановиться на двух статьях, описывающих особенности изумрудноносных слюдитовых тел в Изумрудных Копях Урала. Авторы их О.Е. Чижик, И.И. Мороз и другие считают, что изменение гипербазитов наиболее сильно проявлено в развитии флогопитовых слюдитов, причем фактором, способствующим образованию слюдитов, являются гипотетические растворы, природа которых неясна. Следует отметить, что этот вопрос нельзя рассматривать изолированно. Высокотемпературное изменение гипербазитов наблюдается часто, и практически везде имеет место строгая зональность, установленная еще более сорока лет тому назад А.Е. Ферсманом: гранитная жила – биотитовая или флогопитовая зона – зона амфибола – тальковая зона – антигоритовый и далее нормальный серпентинит. Проблема контактной зональности, возникающей в гипербазитах при воздействии на них гранитоидной интрузии, имеет огромное значение для понимания генезиса амфиболового и хризотилового асбеста, тальковых месторождений миасского типа, рубина и жадеита. Поэтому всестороннее обсуждение каждой из точек зрения очень полезно. Статьи, посвященные слюдитам Изумрудных Копей, не разбирают многих важных вопросов: какова последовательность возникающей контактной или метасоматической зональности, которая в описанных случаях осложнена сложной трещиноватостью вмещающих пород; какова природа амфиболитов, находящихся в зоне контакта, не представляют ли они своеобразную плохо выраженную амфиболовую зону нормальной зональности? Очень важно также понять природу "плаггиоклазовых линз", встречающихся среди слюдитов. Эти линзы, если принять точку зрения А.Е. Ферсмана или Д.С. Коржинского, следует считать десилифицированными пегматитами, однако, по мнению О.Е. Чижика, они образовались позднее слюдитов. Проблема эта исключительно важна, и дальнейшее ее всестороннее изучение весьма целесообразно.

В статьях, описывающих гидротермальные минералы, рассматриваются различные виды поделочного кремнезема. Любителю камня чаще приходится встречаться именно с минералами группы кремнезема.

В разделе, посвященном камням коры выветривания, рассматривается только один минерал – бирюза. Авторы статей, помещенных в этом разделе, придерживаются совершенно различных генетических точек зрения. Т.И. Менчинская и другие в течение многих лет доказывают гидротермальную природу бирюзы, тогда как В.П. Борискин и С.В. Кузьмина приводят весьма существенные доказательства в пользу гипергенного образования бирюзы из того же района. Помещение обеих статей под общий заголовок "Камни коры выветривания" отражает традиционную точку зрения, но читателю предоставляется возможность, сопоставив доводы авторов, самому судить о справедливости той или иной точки зрения.

В сборнике статей хотя и не рассматриваются все цветные камни, встречающиеся в нашей стране, но все же он является достаточно представительным и поэтому будет интересен для всех, кто имеет дело с природным камнем.

Е. Я. КИЕВЛЕНКО

ЦВЕТНЫЕ КАМНИ - СЫРЬЕВЫЕ РЕСУРСЫ И НЕКОТОРЫЕ ИТОГИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ

Драгоценные и поделочные камни – своеобразное полезное ископаемое с непостоянной конъюнктурой потребления, обилием минеральных видов самого различного происхождения, сложным геологическим строением месторождений с неравномерным распределением и изменчивостью качества минерального сырья, весьма затрудняющих их разведку и оценку. До недавнего времени все эти особенности оставались малоизученными и почти не освещались в литературе.

Систематические поиски и разведка месторождений драгоценных и поделочных камней в нашей стране были начаты в 1966 г. после создания централизованной ювелирной промышленности. До этого большое внимание уделялось только алмазам, народнохозяйственное значение которых общеизвестно. За прошедший период заметно изменилось состояние минерально-сырьевой базы цветных камней, были расширены и углублены представления о генезисе и закономерностях размещения месторождений, существенно уточнена методика геологоразведочных работ.

Драгоценные (ювелирные) и ювелирно-поделочные камни, особенно такие, как алмаз, рубин, сапфир, изумруд и благородный опал, в настоящее время являются предметом оживленной международной торговли и сохраняют важную роль в экономике многих стран. Ценность их не была поколеблена появлением искусственных аналогов или новых видов синтетических ювелирных камней (титанат стронция, иттро-алюминиевые гранаты и т.п.), рыночная стоимость которых в сотни и даже тысячи раз ниже соответствующих природных камней. За последние годы в связи с валютным кризисом капиталистического мира наблюдается устойчивая тенденция к повышению цен внешнего рынка на самоцветы. Так, в 1974 г. розничная цена крупных бирманских рубинов высшего качества достигла огромной суммы в 20 тыс. долларов за карат. Сказалось и то, что интенсивная обработка с применением современных технических средств привела к истощению ряда знаменитых месторождений самоцветов: рубина Могок-Велли и жадеита Таумау в Бирме, изумруда Музо и Коскец в Колумбии и других.

Крупные месторождения ювелирных и ювелирно-поделочных камней известны в сравнительно немногих странах. Так, источником ювелирных алмазов служат россыпи р. Оранжевой в ЮАР и Намибии, а также район Касаи в Заире, характеризующийся наиболее высоким выходом пригодного для огранки сырья (30-40%). Считается, что в среднем в ювелирном деле используется около 25% всего добываемого алмаза.

Рубин и сапфир сейчас поступают на мировой рынок преимущественно из Таиланда, Австралии (Анаки, Инверелл и др.), Шри-Ланки и Танзании. Небольшое количество самых высококачественных камней добывается в Бирме (Могок) и в Индии (Кашмир). Разрабатываются в основном россыпи, генетически связанные с цирконо- и сапфиросными щелочными базальтами или с магнезиальными скарнами. Промышленное значение иногда имеют рубиноносные флогопитовые плагиоклазиты в гипербазитах (Умба в Танзании).

Крупнейшим экспортером изумрудов является Колумбия, где находятся своеобразные месторождения этого драгоценного камня, представленные телетермальными кальцитовыми жилами в углистых известняках и сланцах (Музо, Чивор и др.). Кроме того, изумруд в существенном количестве добывается из слюдитовых грейзенов в гипербазитах Родезии (Сандавана и др.), ЮАР (Гравелот), Индии (Коимбатур, Калигуман), Бразилии (Караниба) и Австралии (Пуна).

Монопольное положение в экспорте благородного опала занимает Австралия, на территории которой находятся многочисленные месторождения в корах выветривания осадочных песчано-глинистых пород, в том числе такие уникальные, как Куберпеди (штат Южная Австралия) и Лайтнинг-Ридж с знаменитым черным опалом (штат Новый Южный Уэльс).

Топаз, аквамарин, турмалин, кунцит и другие драгоценные камни гранитных пегматитов распространены в Бразилии (штат Минас-Жерайс и Параиба), США (штат Калифорния и Мэн), на Мадагаскаре. Заслуживают также упоминания месторождение цветных турмалинов в микроклин-альбитовых пегматитах Алту-Лигонья в Мозамбике и недавно открытые месторождения кунцита в аналогичных пегматитах Кулам в Афганистане.

Высоко ценятся и пользуются устойчивым спросом на мировом рынке и многие другие ювелирные и ювелирно-поделочные камни: жадеит, особенно его прозрачная драгоценная разновидность "империал" (Бирма), бирюза (Иран, США, КНР), аметист (Бразилия, Замбия, Родезия, Мадагаскар), лазурит (Афганистан), малахит (Заир), нефрит (Канада, США, Австралия), хризопраз (Австралия), агат (Бразилия, Индия, США), родонит (Австралия, Танзания), янтарь и т.п.

Интересно отметить, что еще со времен колониализма обработка самоцветов, особенно самых дорогих и высококачественных камней осуществляется в технически развитых странах: Бельгии, Голландии, Израиле, США, Великобритании, ФРГ, Италии и др. В Азии крупнейшим камнеобрабатывающим центром является район Сянган (Гон-

конг), специализирующийся на переработке бирманского жадита, австралийского опала, сапфира из Шри-Ланки и других камней.

Ежегодный объем добычи самоцветов не поддается сколько-нибудь точному учету в связи с существованием нелегального "черного" рынка, многократной перепродажи и большой разницы в ценах на сырье и обработанный камень. О масштабах торговли можно судить по официальным данным об импорте камнесамоцветного сырья в США, являющихся крупнейшим в мире производителем ювелирных изделий. В 1975 г. этот импорт превысил миллиард долларов (включая технические алмазы, жемчуг и синтетические камни): рубина и сапфира из Таиланда на 11,7 млн. долларов и изумруда из Индии, Бразилии и Колумбии на 9,4 млн. долларов. Общая мировая добыча ювелирных и ювелирно-поделочных камней без алмазов и жемчуга в 1975 г. ориентировочно составила 180-200 млн. долларов: рубина и сапфира - 75 млн., изумруда - 50 млн., благородного опала - 30 млн., других камней - 25 млн. Следует иметь в виду, что после огранки стоимость камней в розничной торговле многократно возрастает.

В СССР сейчас разведаны запасы алмазов и янтара, полностью обеспечивающие деятельность крупных горнодобывающих предприятий. Советский Союз практически монополично поставляет янтарь на мировой рынок за счет эксплуатации Приморского (Пальникенского) месторождения в Прибалтике, представленного погребенными лагунно-дельтовыми россыпями палеогена. Попутно с алмазами из кимберлитов в значительном количестве могут извлекаться ювелирные пироп, хризолит и циркон.

В районе Изумрудных Копей на Среднем Урале возрождены перспективы месторождения аметиса Ватиха, характеризующегося высококачественным сырьем. В Южной Якутии в Инаглинском массиве ультраосновных щелочных пород открыто одноименное месторождение ювелирного хромдиоксида. Миароловые пегматиты Украины по-прежнему служат источником аквамарина и топаза.

Особенно хорошие результаты получены в подготовке запасов таких ювелирно-поделочных камней, как нефрит и лазурит, очень популярных на внешнем рынке. За последние годы разведано Оспинское месторождение нефрита в Восточном Саяне; многочисленные коренные месторождения и россыпи этого камня обнаружены в Саянах, в бассейнах рек Джиды и Витим, на Полярном Урале в пределах развития поясов альпинотипных гипербазитов. Это позволило Советскому Союзу выдвинуться на одно из первых мест в экспорте нефрита. Определены большие масштабы известного Мало-Быстринского месторождения лазурита в Юго-Западном Прибайкалье. Подготавливается к промышленному освоению Ляджвардаринское месторождение лазурита, напоминающего афганский, на Памире.

Большое значение для экспорта имеют жадит и гематит-кравчик, добываемые соответственно на Итмурундинском и Кишкенесорском месторождениях в Казахстане. Наряду с известным Мало-Сидельниковским месторождением родонита на Среднем Урале раз-

ведется перспективное Кургановское, а в Средней Азии на хребте Султануиздаг – месторождение Аччитау. Основные запасы технического и ювелирного агата, связанного с кайнозойским андезитобазальтовым вулканизмом, сосредоточены на Малом Кавказе (Ахалцихская группа месторождений в Грузии, Иджеван в Армении, Аджикенд в Азербайджане и др.). Необходимо также упомянуть об аллювиальных россыпях естественно окрашенного сердолика и сардера в Бурятии и на Дальнем Востоке.

Советский Союз располагает практически неограниченными ресурсами амазонита (Кольский полуостров), яшмы (Урал, Казахстан, Горный Алтай), поделочного обсидиана (Малый Кавказ), мраморного оникса (Туркмения, Малый Кавказ), листовита (Урал, Кавказ), офиокальцита (Урал), гагатовидного угля (Приангарье), рисунчатых кремней (Подмосковье), лабрадора (Украина), цветного мрамора и многих других поделочных камней. Очень интересны и новые виды высокодекоративного цветного камня: датолит–геденбергитовый скарн из Приморья и особенно ярко-фиолетовый чароит Мурунского щелочного массива в Восточной Сибири.

В ходе геологоразведочных работ были уточнены генетические типы промышленных месторождений драгоценных и поделочных камней. В связи с большим разнообразием генезиса самоцветов такая классификация важна для прогнозирования месторождений и направления поисковых работ.

Наиболее обширна группа эндогенных месторождений, включающая магматический, пегматитовый, пневматолито–гидротермальный (контактово–метасоматический) и собственно гидротермальный классы. Среди магматических месторождений выделяются формации кимберлитов с породообразующими алмазами, пирспом и хризолитом; габбро–анортозитов с порфирированными вкрапленниками иризирующего лабрадора; основных эффузивов с аксессуарными хризолитом, сапфиром и цирконом, а также кислых эффузивов, которые иногда сами по себе служат поделочными камнями (яшмовидные фельзиты, обсидиан и т.п.).

Традиционным источником многих цветных камней являются пегматиты. Так, с мусковитовыми пегматитами связаны скопления амазонита, иризирующего олигоклаза (беломорита) и письменного гранита; с редкометалльными – цветных турмалинов, кунцита, берилла, амазонита и розового кварца. Большая роль принадлежит особой формации миароловых пегматитов с горным хрусталем и драгоценными камнями: топазом, акваарином, иногда с цветными турмалином и кунцитом. Для щелочных (сиенитовых) пегматитов характерны солнечные камни.

К пневматолито–гидротермальным месторождениям относятся апогранитные грейзены с акваарином. Этот же класс включает многочисленные и разнообразные апогипербазитовые метасоматиты, содержащие нефрит, жадеит, хромдиопсид, хризолит, демантоид. В их число обычно включаются рубино– или изумрудоносные слюдиты, которые также могут рассматриваться как десилицированные пегма-

титы линии скрещивания. Магнезиальные скарны представляют собой главный тип месторождений лазурита и служат существенным источником рубина, сапфира и шпинели.

Гидротермальные месторождения представлены формацией хрусталеносных кварцевых жил, а также аметистоносными минерализованными трещинами и штокверками в гранитоидах и других породах. Поствулканическими термальными водами образованы скопления агата, опала и аметиста в траппах и андезито-базальтовых эффузивных формациях. Известны телетермальные месторождения мраморного оникса, гематита-кровавика, к этому же типу следует присоединить и уникальные месторождения изумрудов Колумбии в углстых известняках и сланцах.

Яшмы и родонит метаморфического происхождения входят в состав спилит-диабазовых формаций и образуются за счет первичных кремнистых илов и вулканогенно-осадочных марганцевых руд в условиях фации зеленых сланцев. С кристаллическими сланцами и гнейсами, испытавшими региональный метаморфизм альмандин-амфиболитовой и гранулитовой фаций, связаны месторождения альмандина, рубина и драгоценного лунного камня.

В экзогенную группу входят месторождения янтаря и гагата, образовавшиеся в результате диагенезиса растительных остатков. В древних корах выветривания песчано-глинистых пород встречается благородный опал, в никеленосных гипербазитах — хризопраз, в медно-сульфидных проявлениях — бирюза и малахит. Важнейшее практическое значение принадлежит россыпям — элювиальным, элювиально-перлювиальным, делювиально-аллювиальным и аллювиальным, из которых добывается большинство драгоценных камней, а также нефрит, жадеит и агат. Свообразны лагунно-дельтовые россыпи янтаря. Эти сложившиеся генетические представления позволяют обосновать поисковые предпосылки и признаки месторождений.

За прошедшие годы был накоплен значительный опыт в методике разведки месторождений цветных камней, оценка которых весьма затруднена сложностью геологического строения, неравномерным распределением полезного ископаемого и непостоянством его качества. В основу геологоразведочного процесса целесообразно положить группировку месторождений, учитывающую в первую очередь особенности распределения полезного компонента в минеральных телах. Важным показателем служит степень изменчивости качества минерального сырья, существенно влияющая на способы и объемы опробования.

По этим признакам выделяются четыре группы месторождений цветного камня: 1) с резко неравномерным и прерывистым распределением полезного компонента по изолированным гнездам; 2) с неравномерной вкрапленной минерализацией; 3) с участками сплошного оруденения; 4) с непрерывным сплошным оруденением. Первая и вторая группы характерны для драгоценных (ювелирных) камней, третья и четвертая — для ювелирно-поделочных и поделочных.

Наиболее сложны для оценки месторождения первой и второй группы, разведка которых осуществляется в основном горными выработками при подчиненной роли бурения. Значение буровых работ последовательно возрастает от второй группы к третьей и четвертой, когда становится возможным опробование по керну. Одной из самых главных и трудных задач разведки является определение качества сырья (процента выхода кондиционного материала и его средней сортности), нередко требующая для своего решения больших объемов валового опробования вплоть до пробно-эксплуатационных работ (первая и вторая группы). Предлагаемая группировка месторождений драгоценных и поделочных камней позволяет дифференцированно подойти к разведке этих сложных и разнообразных объектов.

В настоящее время в нашей стране интенсивно развивается камнеобрабатывающая промышленность, призванная значительно увеличить выпуск товаров народного потребления и для экспорта. К поискам месторождений цветных камней привлекается широкий коллектив геологов, занимающихся геологической съемкой и разведкой других полезных ископаемых. Главное внимание должно быть уделено выявлению новых месторождений и наращиванию запасов дефицитных видов камнесамоцветного сырья, таких, как изумруд, ювелирный жадеит, малахит, бирюза, хризопраз и др. Имеются геологические предпосылки к выявлению на территории СССР месторождений рубина и сапфира. Не приходится сомневаться в том, что уже в ближайшие годы в нашей стране будет создана надежная минерально-сырьевая база цветного камня.

В. П. ПЕТРОВ

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ДРАГОЦЕННЫХ И ПОДЕЛОЧНЫХ КАМНЕЙ

ВВЕДЕНИЕ

Специфика требований к поделочным и драгоценным камням ставит перед их исследователями целый ряд специфических задач, решение которых, как оказывается, теснейшим образом связано с крупнейшими теоретическими задачами, без которых невозможно понимание процессов породы- и минералообразования вообще. Наблюдения над закономерностями распределения ювелирных разновидностей камня в природе во многом помогают расшифровке процессов генезиса ряда горных пород и минералов. Конечно, поскольку прозрачный или цветной ювелирный камень связан почти со всеми главными типами минералообразующих процессов, следует рассмотреть эти проблемы в отдельности.

Кристаллизация, идущая в магматическом бассейне на больших глубинах, продолжается достаточно долго и является идеально спонкойной, поэтому следовало бы ожидать, что интрателлурические вкрапленники эффузивных пород, в большинстве случаев образующиеся в таких условиях, а также кристаллы, слагающие крупнозернистые глубинные породы, должны были бы быть всегда идеально прозрачны и кристаллически совершенны. В действительности этого нет. Крупные совершенные кристаллы ювелирного качества встречаются крайне редко. Известны месторождения прозрачного хризолита и пиропового граната в кимберлитах и некоторых базальтах. Все же остальные кристаллы магматических пород, как правило, мутны и содержат много включений.

Во многих случаях причиной этого могут быть явления постгенетического распада кристаллов-вкрапленников в процессе остывания (например, у кварца) или в процессе некоторого метаморфизма и перекристаллизации (возможно, у полевого шпата). Рассмотрим оба эти случая несколько подробнее.

В качестве примера можно указать на бипирамидальные кристаллы кварца кислых эффузивных пород, которые всегда мутные, хотя зачастую представляют собой идеально ограненные кристаллы. Вероятно, замутнение кристаллов кварца происходит в процессе α - β -перехода при остывании магматической породы подобно тому, как это имеет место в кварцевых кристаллах Волыньских месторождений, кристаллизовавшихся в пустотах занорышевых пегматитов. Центральные высокотемпературные бипирамидальные части такого кристалла, претерпевшие α - β -переход, растрескались и дали мутные ядра, обросшие прозрачным низкотемпературным краевым кварцем.

Полевой шпат, как и кварц, образует вкрапленники в эффузивах и начинает свободно кристаллизоваться в интрузивных породах; он почти всегда мутный. Видимо, как и в случае кварца, можно предположить постгенетический распад и явления упорядочения, которые ведут к перекристаллизации вещества полевого шпата и его замутнению. Косвенным доказательством этого является относительная прозрачность некоторых санидинов. В пределах нашей страны не известно санидинов ювелирного качества. Дем. Респ. Мадагаскар в течение некоторого времени поставляла в ювелирную промышленность ограночный железистый ортоклаз, несколько напоминающий по цвету хризолит, но с более густой желтовато-коричневой окраской. В Закавказье, в Южной Осетии, автор находил такие медово-желтые неупорядоченные железистые плагиоклазы в порфиритах. К сожалению, несмотря на очень красивый цвет и хорошую прозрачность, этот плагиоклаз не может быть использован как поделочный камень из-за очень малых размеров кристаллов. Причина сохранения прозрачности южно-осетинского плагиоклаза для нас ясна — этот плагиоклаз сохраняется в центральных частях мощных интру-

живных жил, практически не претерпевших метаморфизма. Отмечено, что в случаях, когда порода явно претерпела изменения – стекло перешло в хлорофейт или хлоритизировано – полевой шпат оказывается, во-первых, значительно более упорядочен, во-вторых, замутнен. Здесь имеется еще одна особенность. Неупорядоченный прозрачный лабрадор содержит 1,16% Fe_2O_3 [2], причем можно уверенно говорить, что это железо входит в состав полевошпатовой молекулы. При упорядочении эти минералы становятся розовыми – железо выпадает в форме самостоятельных гематитовых листочков. Видимо, в наблюдениях над южно-осетинскими полевыми шпатами можно видеть объяснение розовых окрасок полевых шпатов вообще. Упомянутые выше ювелирные медово-желтые калиевые полевые шпаты с о-ва Мадагаскар происходят из пегматитовой жилы Этронгей, явно неупорядоченные и их константы близки к санидиновым ($2V = 40^\circ$); они содержат довольно много железа. В одном наиболее густоокрашенном кристалле содержание Fe_2O_3 составило 2,88%, FeO – 0,18% [1]. Упорядочение этого полевого шпата даст ортоклаз, густо окрашенный железом в розовый цвет.

Причину мутности пироксеновых кристаллов, вероятно, следует видеть также в явлениях распада на ромбический и моноклинный компоненты.

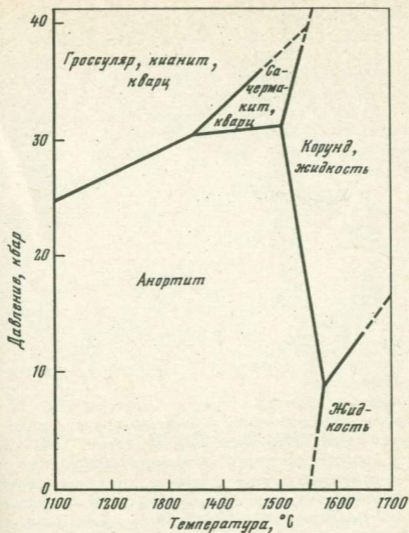
Если мы правы в нашем предположении, что причиной непрозрачности породообразующих минералов магматических пород являются в значительной степени наложенные процессы, тогда прозрачность и совершенство кристаллов будет важнейшим признаком, свидетельствующим об отсутствии вторичных процессов, наложенных на магматическую породу.

Очевидно, в этом направлении нужны дальнейшие работы.

Генезис месторождений ювелирного корунда в базальтах

В Кампучии и в Таиланде на довольно большой площади развиты базальты, содержащие корунд, иногда в виде кристаллов ювелирного качества. Количество корунда-сапфира, добываемого в этих месторождениях, относительно велико. Лучшие камни добываются из эловия этих базальтов и продуктов их перемыва, но отмечен сапфир и в коренных базальтах. Характерно, что кристаллы корунда в базальтах не имеют ясных очертаний, все они сильно растворены. Химический состав кампучийско-тайландских базальтов мало отличается от состава обычных, не содержащих корунда. Никаких видимых причин обогащения базальтов корундом нет, и объяснения этого своеобразного минерального состава пока не предлагалось.

Нам представляется, что понять эту аномалию можно исходя из рассмотрения работ по изучению поведения минералов при больших давлениях. Плаггиоклаз является типичным минералом малых и умеренных давлений. При больших давлениях он переходит в другие формы, имеющие структуру пироксена: альбит переходит при



Поле стабильности анортита при высоких давлениях и температурах (по Хария и Кеннеди, 1968)

давлении около 15 кбар в жадеит, а анортит – в кальциевый чермакит. Хария и Кеннеди [14] изучили поведение анортита при высоких давлениях и температурах и составили диаграмму его равновесных соотношений (см. диаграмму). На этой диаграмме видно, что при давлении выше 10 кбар и температуре несколько выше 1500°C анортит распадается на корунд и жидкость. Иначе говоря, из базальтового расплава, если он существует на таких глубинах, где господствует температура и давление выше только что упомянутых, первым будет кристаллизоваться именно корунд. В процессе подъема магмы к поверхности этот корунд должен раствориться с кристаллизацией за его счет плагиоклаза. Корунд в базальте может сохраниться только в том случае, если подъем базальта происходил настолько быстро, что кристаллы корунда, кристаллизовавшиеся на первом этапе глубинного отвердевания магмы, не успели раствориться за время подъема. Исходя из сказанного, в драгоценном корунде Таиланда и Кампучии следует видеть продукты кристаллизации вещества в толще мантии на глубинах 30–60 км.

Поскольку появляется все больше данных, позволяющих предполагать глубинный – мантийный генезис базальтовой магмы и ее длительное там существование, можно думать, что именно тогда и должен был кристаллизоваться корунд. Какие же причины могли привести к формированию нормальных бескорундовых базальтов. Однако такое предположение уже фактически было высказано – это медленный подъем базальтовой магмы к поверхности, в процессе которого корунд полностью растворился в расплаве и пошел на формирование полевого шпата. Весьма вероятно также явление "фильтрпрессинга" – задержки выделившихся кристаллов в районе их образования и отжима в подводящие магму трещины только свободной от кристаллов жидкости; такой механизм наиболее легко допустить для толеитовых базальтов.

Для корундовых гнейсов в базальтах характерно наличие вокруг кристаллов корунда, обычно резорбированных, полевошпатовой оторочки. Возможность кристаллизации корунда вместо полевого шпата может быть привлечена и к пониманию генезиса корундовых гнейсов; полевошпатовую оторочку в этом случае придется рассматривать как реакционную, защищающую реликтовый неравновесный корунд от растворения.

Все имеющиеся сейчас материалы свидетельствуют об исключительно благоприятных условиях кристаллизации минералов в условиях больших глубин в пределах верхней мантии. Примером этого могут быть корунд в базальтах, а также кимберлитовые алмазоносные трубки, в которых, кроме прекрасно окристаллизованного ювелирного алмаза, присутствуют ювелирные гранат и хризолит (см. статью Е.Е. Лазько в настоящем сборнике). Если ранее возникали некоторые сомнения в глубинности кимберлитов, то сейчас таких сомнений остается все меньше. Еще в 1968 г. Гаррис [15] обнаружил коэсит во включениях в алмазе, однако определение этого минерала было не очень уверенным. Несколько уверенней включение коэсита в кристаллах алмаза было определено Н.В. Соболевым и другими [10] и, наконец, в самое последнее время Смит и Хеттон [16] обнаружили в южно-африканском кимберлите ксенолит гроспидита весом 5 кг, содержащий 6% кристаллов коэсита. Последний образует здесь кристаллы размером 3 мм в поперечнике, что позволило совершенно точно определить и выявить некоторые ранее неизвестные его свойства. Поскольку коэсит может образовываться только при давлении 30 кбар и выше, давление образования кимберлитов, содержащих этот минерал, не может быть меньше этой величины.

Природа иризации

Многие полевошпатсодержащие минералы являются ювелирными камнями, чему способствует иризация. Это различные лунные и солнечные камни и поделочные лабрадоры. Мелкие лабрадоровые кристаллы, входящие в горную породу, делают последнюю прекрасным

общшовочным камнем, а иризирующий лабрадор, образующий крупные кристаллы, может служить ценным ювелирным материалом.

Если причина появления цветов иризации как в полевошпатовых минералах, так и в благородном опале в общем ясна и объясняется интерференцией лучей, отраженных от пластинок распада единого полевошпатового кристалла или от структурных элементов, слагающих опаловый агрегат, то геологическое положение иризирующих разностей пока неясно. Напомним, что на площади огромного Волынского анортозитового массива лабрадор обладает иризацией только в некоторых небольших участках. Иризация отмечалась здесь в районе Володарска Волынского, в части Головинского карьера, у бывшего пос. Турчинка в ныне выработанном лабрадоритовом карьере. Лабрадор, слагающий лабрадорит того же структурного типа и химического состава в других местах, не обладает игрой цветов. То же отмечает А.М. Ленников (см. статью в настоящем сборнике) в весьма крупном Джугджурском анортозитовом массиве. Неясны закономерности размещения иризирующих кристаллов беломорита в Карелии. В настоящее время мы не можем даже ориентировочно указать пути решения этой проблемы. Здесь необходимы дальнейшие интенсивные геологические работы.

Драгоценные камни в пегматитовом процессе

Рассматривая пегматитовые жилы как носитель драгоценных камней, следует учитывать две их особенности. Во-первых, при геохимическом процессе в пегматитах на последнем этапе кристаллизации образуются минералы, в которых концентрируются многие элементы, связываемые в летучие соединения, обычно уходящие из кристаллизующейся магмы; во-вторых, в пегматитовых жилах возникают пустоты, в которых может идти кристаллизации совершенных минеральных индивидов.

Геохимическим значением пегматитового процесса, как оно выявляется в результате длительного обсуждения его истории [3, 4, 8, 11], является то, что формирование пегматитовых жил начинается с магматического процесса и далее идет с постепенным снижением температур вплоть до норм, характерных для гидротермальных месторождений. Результаты измерения температур, существовавших на разных этапах пегматитового процесса, проведенные с помощью разных методов палеотемпературных измерений [9], показывают, что в процессе пегматитообразования при низких температурах летучие компоненты начинают взаимодействовать с компонентами материнской породы. При этом образуются различные минералы, имеющие значение драгоценных камней: топаз — алюмокремневое фтористое соединение и берилл. Пегматитовые жилы интенсивно обогащаются литием и редкоземельными соединениями. Подобное обогащение летучими характерно и для низкотемпературных грейзеновых образований, однако в этом случае не наблюдается

ся совершенных кристаллов, которые обычно возникают в пустотах пегматитовых жил.

В 1960 г. А.И. Гинзбург и Г.Г. Родионов [3] отметили резкие различия в характере пегматитовых жил на разных глубинах. Они сказываются как на составе, так и на структурных особенностях пегматитовых жил. Жилы больших глубин выполняют полость, в центре которой расположен сплошной кварцевый блок. Пегматитовые жилы средней и малой глубин в центре жилы или в ее верхней части содержат пустоту — занорыш, который и является местом кристаллизации минералов драгоценных камней.

Малая глубина образования пегматита является важнейшим полевым признаком на драгоценные камни пегматитового процесса.

Явления десилификации и образование цветного и драгоценного камня

При внедрении кислых магматических пород в ультраосновные породы, в толщу карбонатных магнезиальных или известковых осадков, в контактном поле возникает большая химическая неравновесность. Естественно ожидать здесь выравнивание составов, тем более, что температуры после внедрения в зоне контакта высокие и неизбежно насыщение пород перегретым водным флюидом, выделяющимся как из вмещающих пород при их нагреве, так и из внедрившейся магмы при ее отвердевании. Эти флюидные растворы, циркулирующие в зоне контакта, весьма облегчают кристаллизацию новообразованных минералов.

Если процесс химического выравнивания составов вмещающей породы и внедрившихся интрузивных образований не вызывает сомнений, то по поводу механизма этого выравнивания существует несколько мнений. Так, А.Е. Ферсман считал, что наибольшие изменения внедрившейся магматической породы происходят еще до того, как эта порода затвердела. С точки зрения А.Е. Ферсмана, внедрившаяся магма непосредственно растворяет вмещающую породу, и ее кристаллизация идет из магмы, изменившей свой состав в результате ассимиляции вмещающей породы. Поскольку магма является достаточно вязкой, то возникает зональность: в краях магматического тела растворится большее, а ближе к центру — меньшее количество вмещающей породы. Внешние контактные зоны во вмещающей породе образуются под действием общего прогрета, и их возникновение облегчается воздействием контактных флюидов.

По мнению Д.С. Коржинского [5], внедрившаяся магматическая порода застывает, не реагируя с вмещающим материалом, а в последующее время уже под действием растворов происходит биметасоматическая перекристаллизация с образованием метасоматической зональности, часть зон которой образуется за счет магматической породы, а часть — за счет вмещающей породы.

Независимо от природы и механизма изменения в таком неравновесном контакте за счет магматической породы возникает в центре

малокремнистая, но резко обогащенная натрием и глиноземом порода — альбитит, нефелиновый сиенит, а часто корундовая порода — плюмазит, кыштымит и т.д. со слюдитовой оторочкой вокруг. Иногда кристаллы корунда погружены в эту слюдитовую оторочку и представляют собой реликт полностью измененной магматической породы. Иногда эти корунды имеют характер драгоценного камня.

Внешние зоны, возникающие за счет вмещающих гипербазитов, образуют амфиболовые породы, талькиты и антигоритовые серпентиниты. В зависимости от местных условий мощность и характер развития отдельных зон могут меняться. Это относится к слюдитовой зоне, которая может полностью замещать всю жилу магматической породы.

Для понимания генезиса драгоценных камней в таких участках взаимодействия ультрабазита и гранитоидов важно, что именно здесь часто встречаются геохимически несовместимые компоненты, такие, как соединения бериллия, приуроченные к гранитоидам, и хрома, связанные с ультрабазитами. Отсюда кристаллизация в слюдитовых зонах изумруда — берилла, окрашенного хромом. Здесь создается дефицит кремнекислоты, в результате чего может формироваться такой безкремнистый минерал, как хризоберилл, также окрашенный хромом.

32-11
Говоря о генезисе контактной зональности в областях проникновения магмы в ультрабазиты или карбонатные породы, нельзя не упомянуть получившие некоторую популярность представления о чистом метасоматическом образовании слюдитов под действием некоторых глубинных растворов. А.И. Шерстюк [12, 13] называет слюдиты "апоультрабазитовыми грейзенами" и связывает их генезис с привнесением фтора и других рудных компонентов флюидами, не связанными с гранитоидами.

Возражать против параллелизации слюдитов — "апоультрабазитовых грейзенов" с обычными "апогранитными грейзенами" вряд ли приходится, однако в своих представлениях А.И. Шерстюк забывает два момента, во-первых, что и сами "апогранитные грейзены" во многих случаях связаны с гранитными интрузивами, а во-вторых, что слюдиты, как и вся колонка зональности, повторяется весьма часто (во многих местах и в ряде случаев в центре этой зональности сохраняется неизменная гранитоидная жила).

Процессы взаимодействия между гранитоидами и ультрабазитами ведут к образованию многих видов драгоценных и цветных камней. Выше уже отмечалось образование в слюдитах берилла, изумруда и хризоберилла, а также различных видов драгоценного корунда. Сюда относятся месторождения Бирмы, Шри-Ланки. Очень похожи на десилифицированную породу сапфиросные дайки лампрофиров штата Монтана, США. К этому же типу относятся и месторождения нефрита в Саянах, а также все известные жадеитовые месторождения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выявление условий образования прозрачных минералов ювелирного качества связано с решением многих весьма важных общих проблем петрографии. В приведенном обзоре мы попытались показать, что вопрос формирования такого редкого полезного ископаемого, как драгоценный и поделочный камень, нельзя решить, не рассматривая ту или иную проблему целиком. Так, рассмотрение генезиса поделочных материалов во многом облегчает решение этих вопросов, а изучение генезиса драгоценных камней позволило решить ряд важных вопросов общей геологии. Достаточно напомнить упомянутые выше работы А.Е. Ферсмана по изучению пегматитов [11], выполненные в основном при исследовании пегматитовых жил Мурзинско-Алабашского района, знаменитого своими драгоценными камнями. Изучение района Изумрудных Копей позволило ему разработать теорию десилификации горных пород, которая до сих пор продолжает усиленно обсуждаться. Изучение важнейшего из драгоценных камней — алмаза и его спутников — позволяет высказать большое количество предположений о природе глубинных слоев земной коры и мантии.

Дальнейшее изучение причин образования драгоценных и цветных камней, очевидно, позволит выявить новые закономерности, контролируемые природные процессы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белянкин Д.С., Сергиев Н.Г. О железистом полевоом шпате с острова Мадагаскар. — Изв. АН СССР. Сер. 6. 1926, 20, № 13/14.
2. Белянкин Д.С., Петров В.П. Петрография Грузии. Изд-во АН СССР, 1945.
3. Гинзбург А.И., Родионов Г.Г. О глубинах образования гранитных пегматитов. — Геол. рудн. месторожд., 1960, № 1.
4. Камерон Е., Джанс Р., Мак-Кейр, Пейдж В. Внутреннее строение гранитных пегматитов. М.: ИЛ, 1951.
5. Коржинский Д.С. Биметасоматические флогопитовые и лазуритовые месторождения архея Прибайкалья. — Тр. ИГиН АН СССР, 1947, вып. 29.
6. Особенности распределения редких элементов в пегматитах. М.: Наука, 1969.
7. Петров В.П. Современное состояние проблемы генезиса мусковитовых пегматитов. — В кн.: Мусковитовые пегматиты СССР. М.: Наука, 1975.
8. Родионов Г.Г. Классификация пегматитов и особенности процесса пегматитообразования. М.: Недра, 1964.
9. Родионов Г.Г. Основные особенности генезиса пегматитов. — В кн.: Мусковитовые пегматиты СССР. М.: Наука, 1975.
10. Соболев Н.В., Ефимова Э.С., Контиль В.И. и др. Включения коусита, граната и омфицита в якутских алмазах — первая находка парагенезиса эклогита. — Докл. АН СССР, 1976, 230, № 6.
11. Ферсман А.Е. Пегматиты. — Избр. труды. Гранитные пегматиты. Изд-во АН СССР, 1940, т. 1.

12. Шерстюк А.И. Грейзены и геохимическая сущность процесса грейзенизации. — Тр. Свердлов. горн. ин-та, 1976, вып. 124. Минерал. и петрограф. Урала.
13. Шерстюк А.И. Слюдитовые комплексы и их классификация. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1965, ч. 94, вып. 1.
14. Hariya J., Kennedy G.C. Equilibrium study of anorthite under high pressure and high temperature. — Amer. J. Sci., 1968, 266.
15. Harris J.W. The recognition of diamond inclusions. Part 1. Sigenetic mineral inclusions. — Ind. Diamond Rev., 1968, 28, N 334.
16. Smyth J.R., Hutton C.J. A coesite-sanidine grosspyrite from the Roberts-Victor kimberlite. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1977, 34, N 2.

М. Б. ГРИГОРОВИЧ

ДЕКОРАТИВНЫЕ КАМНИ И ИХ ПРИМЕНЕНИЕ В АРХИТЕКТУРЕ И ИСКУССТВЕ

Человек еще на заре своего существования узнал ценные свойства природного камня и широко использовал его для изготовления орудий труда и охоты, для строительства сооружений религиозного и мемориального значения, а наиболее красивые камни — для изготовления различных украшений.

Среди разнообразия природных камней выделяется группа цветных камней, в которую входят ювелирные (драгоценные), ювелирно-поделочные и поделочные [5].

К группе цветных камней относятся главным образом прозрачные цветные минералы, а также наиболее декоративные горные породы. Наряду с этим следует выделить группу архитектурно-декоративных камней, находящихся широкое применение в архитектуре и искусстве. В эту группу входят собственно облицовочные, декоративно-облицовочные монументальные и статуарные камни и, наконец, мозаичные камни [3].

В качестве архитектурно-декоративных камней применяют как интрузивные, так и эффузивные, осадочные и метаморфические породы. Основные требования, предъявляемые к камням этой группы, — декоративность; достаточно высокие физико-механические показатели и способность длительное время противостоять воздействию процессов выветривания; блочность, т.е. возможность получать при разработке месторождений более или менее крупные нетрещиноватые однородные по составу и цвету блоки (моноклиты); а к архитектурно-декоративным камням — способность принимать полировку, которая повышает декоративность изделий и способствует стойкости против выветривания [3].

Большое значение для оценки качества архитектурно-декоративных камней также имеет стойкость окраски. Изверженные породы обычно обладают достаточно стойкой окраской и медленно поддаются изменению. Окраска цветного мрамора часто менее стойкая, и он может обесцветиться в течение нескольких лет [8].

К декоративно—облицовочным относятся наиболее декоративные разности облицовочных, а также некоторые из поделочных камней. Они применяются главным образом для отделки интерьеров зданий, где требуется высокодекоративное оформление (залы государственных зданий, станции метро, дворцы культуры и др.). В качестве декоративно—облицовочных применяют преимущественно породы высокой твердости, легко поддающиеся обработке. — мрамор, мраморный оникс, гилс, офиокальцит, серпентинит, лиственит, талькохлоритовый камень и другие, также и более твердые — лабрадорит, яшму, эвдиалитовый хибинит, амазонитовый и письменный гранит и др. Особенно эффектно применение тонких просвечивающих пластинок из белого или слабо окрашенного камня, устанавливаемых на просвет. Для этих целей применяют главным образом светлые камни — мрамор, мраморный оникс, алебастр, а для изготовления цветных витражей — крепкие ярко окрашенные камни, такие, как красный крупнозернистый гранит. Кроме повышенной декоративности декоративно—облицовочные плитки от обычных облицовочных отличаются небольшим размером (до 5×5 см) [3].

Особое место среди архитектурно—декоративных камней занимают камни, идущие для изготовления крупных архитектурных деталей — колонн, пилястров, подножия памятников и др. (монументные камни). К камням, предназначенным для этих целей, кроме декоративности и высоких физико—механических показателей, предъявляются жесткие требования в отношении размера монолитов.

Так, гранитные колонны Исаакиевского собора, вытесанные из цельного монолита, имеют высоту 17 м и весят 114 т каждая [1]. Еще больший размер имеет Александровская колонна в Ленинграде. Первоначальный размер монолита, из которого она была вытесана, достигал 30 м, а вес превышал 300 т [8].

В качестве монументного камня применяют главным образом гранит высокой прочности, образующий крупные массивы, однородные по строению и выдержанные по качеству, из которых можно получать крупные монолиты.

Как монументный камень находит применение и мрамор, но получение крупных монолитов возможно на немногих месторождениях.

К монументным следует отнести также камни, из которых изготавливают крупные высокохудожественные изделия (вазы, торшеры и пр.), прославившие в XVIII—XIX вв. во всем мире русское камнерезное искусство. Для этих изделий применялись в основном пестрые "яшмы" Алтая (коргонский "порфир", риддерская "яшма" и др.), а также яшмы Урала.

Для изготовления статуй и памятников наряду с бронзой широко применяются и природные камни (статуарные камни). В качестве статуарного камня наиболее широко используются мрамор и гранит. Статуарный мрамор должен обладать равномерной белой или слегка розоватой или желтоватой окраской, быть мелкозернистым и не содержать темноокрашенных включений и прослоев. Блочность его также должна быть достаточно высокой.

В Советском Союзе статуарный мрамор есть на Коелгинском, Прохорово-Баландинском и Кибик-Кордонском месторождениях. За рубежом лучшие сорта статуарного мрамора имеются в Греции и в Италии. В Греции — белый, с легким желтоватым оттенком мрамор добывался на о-ве Парос, а молочно-белый — на г. Пентеликон, около Афин. В Италии месторождения белого сахаровидного мрамора отмечены в Апуанских Альпах, в районе горы Каррара. Статуарный гранит должен иметь однородную ровную окраску, мелкозернистую структуру и не содержать крупных включений другого цвета.

В качестве статуарного камня используется главным образом светлоокрашенный гранит (светло-серый), но применяют для этих целей и темные разновидности. Высокие требования предъявляются к размерам монолитов статуарного гранита. Так, для памятника Карлу Марксу в Москве на Кудашевском месторождении гранита (Украинская ССР) был добыт монолит, имевший первоначальный размер $15 \times 15 \times 3,5$ м и вес свыше 750 т. Доставка этого грандиозного монолита к железной дороге производилась на специально построенных железных саях, которые везли 10 тракторных тягачей.

Из серого Сердобольского гранита изготовлены десять фигур атлантов, поддерживающих на своих плечах балкон портика здания Эрмитажа в Ленинграде высотой 5 м [4].

В Армении для крупных надгробных памятников, изготавливаемых с большим искусством местными мастерами, применяют светло-серый базальт, хорошо поддающийся обработке и стойкий к процессам выветривания.

Применение архитектурно-декоративных камней насчитывает не одно тысячелетие. Строители древнего Египта в качестве монолитного и статуарного камня применяли гранит и песчаник.

На территории Советского Союза наиболее древними являются храмы и крепости, возведенные в Армении до начала нашей эры. Поражают высокохудожественной резьбой фризы из серого базальта, украшавшие древний языческий храм Гарни. Прекрасны базальтовые резные колонны храма Звартноц. На территории Крыма сохранились сооружения, возведенные греками в I—IV вв. н.э. [6].

В России расцвет архитектуры и культуры резного камня приходится на вторую половину XVIII и первую половину XIX вв., что было связано со строительством новой столицы — Петербурга.

Выдающиеся русские архитекторы В.И. Баженов, И.Е. Старов, М.Ф. Казаков, А.Н. Воронихин, К.И. Росси, О. Монферран и другие большое значение во внутренней отделке создаваемых ими замечательных зданий придавали цветному камню. Интерьеры залов, парадные лестницы украшались резными вазами и торшерами из яшм, порфиров и других камней. Эта эпоха породила таких выдающихся русских мастеров-камнерезов как С.В. Морин (Петергофская фабрика), Ф.Ю. Налимов и В.О. Коколин (Екатеринбургская фабрика) и другие [4].

С окончанием (в 1859 г.) строительства Исаакиевского собора (архитектор Монферран) закончилась дореволюционная эпоха развития русской камнедобывающей, камнеобрабатывающей и камнерезной промышленности, а вторая половина XIX и начало XX вв. характеризуются строительством в основном кирпичных домов.

После Великой Октябрьской социалистической революции в нашей стране наступил новый расцвет культуры декоративного камня. При сооружении мавзолея В.И. Ленина (архитектор А.В. Щусев) была подобрана траурная и торжественная гамма цветных облицовочных камней — красные граниты и кварциты, темно-серый, почти черный, лабрадорит и темно-серые габбро [2].

Особенно широко облицовочный камень стал применяться при строительстве первого в стране Московского метрополитена, а после окончания Великой Отечественной войны метрополитена в других городах страны и различных монументальных зданий (Московский университет на Ленинских горах, Дворец съездов в Кремле и правительственные здания в столицах союзных республик).

В 1970 г. к столетию со дня рождения В.И. Ленина в г. Ульяновске было закончено сооружение Ленинского Мемориала — величественного архитектурного памятника. При сооружении Мемориала [7] были широко использованы природные декоративные камни — гранит, мрамор и др. Основная часть здания Мемориала облицована белым мрамором Коелгинского месторождения. Подиум, на котором возвышается здание, его платформа и ступени выполнены из серого гранита Коростишевского и Янцевского месторождений. Наружная лестница, ведущая на террасу внутреннего двора, облицована красным гранитом Емельяновского месторождения. В интерьерах широко и масштабно использованы травертин, фельзитовый туф, цветной мрамор Уфалейского и Газганского месторождений. Пол вестибюлей и парадные лестницы облицованы белым мрамором, а стены вестибюлей — фельзитовым туфом.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бутиков Г.П., Хвостова Г.А. Исаакиевский собор. Лениздат, 1974.
2. Григорович М.Б., Данилова Н.П., Осколков В.А. Из истории здания Мавзолея В.И. Ленина. — Разведка и охрана недр, 1970, № 7.
3. Григорович М.Б. Минерально-сырьевая база промышленности строительного камня. М.: Недра, 1972.
4. Ефимова Е.М. Русский резной камень в Эрмитаже. Л.: Эрмитаж, 1961.
5. Киевленко Е.Я., Сенкевич Н.Н., Гаврилов А.П. Геология месторождений драгоценных камней. М.: Недра, 1974.
6. Лебединский В.И., Кириченко Л.П. Камень и человек. М.: Наука, 1974.
7. Константинов М.П., Исакович Г.Г. Ленинский Мемориал. М.: Знание, 1974.
8. Ферсман А.Е. Очерки по истории камня. М.: Изд-во АН СССР. Т.1, 2, 1961.

ЦВЕТНЫЕ КАМНИ АЗЕРБАЙДЖАНА

С древнейших времен цветные камни на территории Азербайджана использовались для изготовления украшений, различного рода поделок, в строительном деле. С 30-х годов XX в. эпизодически проводились поисковые и разведочные работы с попутной добычей сырья на Аджикендском месторождении агата, Сирабском месторождении мраморного оникса и других известных объектах. Однако систематическое изучение цветных камней Азербайджана началось лишь в последние годы, когда широким фронтом развернулись специализированные геологоразведочные работы на весь комплекс цветных камней. В результате этих работ в республике создана надежная сырьевая база иризирующего обсидиана, мраморного оникса, листовенита, нефритоида, уточнена промышленная ценность Аджикендского месторождения агата и Тоданского месторождения гелиотропа, выявлены перспективные проявления нефритоидов, яшм, трактолитов, габбро-пегматитов, агальматолита, роговика, ювелирно-поделочных жадов, намечены площади и объекты, подлежащие дальнейшему изучению на малахит, демантоид и другие цветные камни. Рассмотрению состояния сырьевой базы камнесамоцветного сырья Азербайджана и посвящена статья.

АГАТ

Агатовая минерализация широко проявлена в пределах Казах-Агбурунского синклинория и Сомхито-Карабахской складчатой зоны, на площади развития эффузивных пород андезитового ряда и вулканогенно-осадочных образований верхнемелового и юрского возраста. Наиболее крупным объектом является Аджикендское месторождение технического и ювелирного агата.

Аджикендское месторождение расположено в Ханларском районе, в 10 км к юго-востоку от районного центра г. Ханлар. Оно известно с 1925 г. и с этого времени эпизодически разведывалось и отрабатывалось. Сложено чередующимися пачками туфогенно-осадочных пород и покровами андезитовых порфиритов верхнеконьяк-нижнесантонского яруса [3] которые прорваны более основными дайками. В центральной части месторождения прослеживается тектонический разлом сбросового характера северо-западного простирания.

Агатовая минерализация приурочена в основном к нижним покровам андезитовых порфиритов, характеризующимся миндалекаменной текстурой, и локализуется весьма неравномерно в пределах зон интенсивной трещиноватости, дробления и гидротермальной переработки пород, оперяющих основной разлом. Мощность продуктивных пород составляет 80-100 м.

Морфологически выделения агата представлены миндалинидами и жеодами (в случае выполнения кремнистыми растворами газовых

полостей) размером 5–30 см в поперечнике, гнездообразными обособлениями (приуроченными к местам пересечения трещин) и отдельными прожилками мощностью до 60 см и протяженностью 1–10 м.

Агат обычно однотонный (в серых тонах) с неяснополосчатым или пятнистым рисунком, обусловленным наличием размытых полос и пятен голубовато-серого цвета на более темном фоне основной халцедоновой массы; реже контрастный с концентрическим зональным рисунком, тонкополосчатый, в котором чередуются белые, дымчато- и голубовато-серые полосы шириной 1–5 мм. Центральная часть жеод сложена средне- и крупнокристаллическим шестоватым и друзовидным кварцем, иногда – аметистом. Кроме того, встречаются миндалины с яшмовым, кальцитовым и полиминеральным выполнением. В небольшом количестве на месторождении встречается моховой агат – серый просвечивающий в тонких пластинках халцедон с дендритами гидроокислов железа. Внешняя часть агатовых обособлений часто содержит включения розового гейландита.

Аджикендское месторождение представляет интерес как источник не только ювелирного, но и технического агата, причем обе разновидности содержатся здесь примерно в равном количестве. К сожалению, качество сырья на месторождении низкое (преобладают II и III сорта, около 90%), что объясняется не столько плохой декоративностью камня (как ювелирного сырья) или недостаточной однородностью его текстуры (основное требование к техническому агату), сколько размерностью и отсутствием на месторождении крупных выделений агата.

В пределах этой же продуктивной толщи, прослеживающейся с перерывами в юго-восточном (к Тоданскому месторождению) и северо-западном направлениях в Казахском прогибе и далее – на территории Армении – имеется ряд месторождений и перспективных проявлений агата. К ним относится Иджеванское месторождение технического и ювелирного агата. В непосредственной близости от последнего на территории Азербайджана находится интересное, но недостаточно изученное Дидеванское проявление. В юго-восточной части Азербайджана и смежных районах Армении к аналогичным толщам вулканогенно-осадочных пород юрского возраста приурочены Эйвазлинское, Физулинское и другие месторождения технического и ювелирного агата. Насыщенность агатовой минерализацией, наличие известных промышленных месторождений на обоих флангах агатозной провинции и общность их геологической обстановки определяет перспективность Казах-Агбурунского синклиория и Сомхито-Карабахской складчатой зоны на агат и необходимость дальнейшего развития в этом районе специализированных поисковых работ.

ГЕЛИОТРОП

С эффузивными и вулканогенными образованиями верхнего мела в Агджакендском прогибе Казах-Агбурунского синклиория связаны проявления гелиотропа. Гелиотроповая минерализация в ассоциации

с агатом и яшмой отмечается на проявлениях яшмы - Вотдаг, Монашидском, Башкишлагском, агата - Арвизор, Восточном.

К юго-востоку от Аджикендского месторождения находится уникальное в своем роде Тоданское месторождение, являющееся естественным в стране источником гелиотропа. Месторождение приурочено к вулканогенно-осадочным отложениям коньякского и сантонского ярусов, представленным чередующимися покровами андезитобазальтовых и базальтовых порфиритов с пачками туфопесчаников и туфобрекчий. Мощность продуктивной толши составляет 60-70 м. Скопления гелиотропоносной яшмовидной породы представляют собой участки окремненных эффузивов и локализуются в узлах сопряжения крупных субширотных разрывных нарушений с оперяющими их трещинами. Они образуют жилы, линзы, реже миндалины яшм табачного, зеленого цвета, которые покрыты "рубашкой" гелиотропа мощностью до 5 см. Размеры бездефектных участков гелиотропа составляют 10×5×5 мм до 150×50×50 мм. Выход собственно гелиотропа из гелиотропосодержащей породы - 5-10%. Небольшие обособления бывают нацело сложены гелиотропом. Поверхность тел, содержащих гелиотроп, всегда покрыта селадонитом.

ЯШМА

Яшмы или яшмовидные породы довольно широко распространены в средних и основных порфиритах северо-восточной части Малого Кавказа. В настоящее время, кроме Тоданского месторождения, известны следующие проявления яшм: Вотдаг, Монашидское, Башкишлагское, Айгестанское, Джабраильское, Парагачайское и др.

Все проявления яшм связаны с основными вулканогенно-осадочными формациями нижнего мела и приурочены к ослабленным зонам, по которым шла гидротермальная проработка. Состав яшмовидной породы преимущественно халцедоновый, окраска - от коричневато-желтой до синевато-зеленой. По окраске и рисунку выделяется несколько разновидностей яшм: а) табачная (коричневато-желтая) с пятнистым, полосчатым рисунком; б) синевато-зеленая с пятнистым рисунком; в) ало-красная однородная; г) темно-зеленая пятнистая; д) красная пестрая, рисунчатая; е) красно-коричневая брекчированная и т.д.

Все названные проявления характеризуются сырьем с достаточно высокими художественными свойствами, по блочности вполне удовлетворяющим требованиям ОСТА, но имеют весьма ограниченные запасы (десятки-несколько сотен тонн) и могут служить только для камнерезной промышленности республики. Особый интерес представляют табачные яшмы Тоданского месторождения, где они могут отрабатываться вместе с гелиотропом.

Аметист встречается в агатовых жеодах, где он иногда выполняет центральные части; отдельные кристаллы достигают 8 см. Крупные кристаллы аметиста могут использоваться для ювелирных

изделий, но они редки и самостоятельного промышленного значения не имеют. В основном же агатовые миндалины с кварц-аметистовым выполнением находят применение в качестве коллекционного материала.

ОБСИДИАН

Обсидиан связан с кислыми лавами плиоцена, чем в общем и определяется район распространения его месторождений. На территории Азербайджана таким районом является юго-западная часть Кельбаджарской наложной мульды, входящей в состав Далидаг-Акеринской складчатой зоны. Здесь известно несколько месторождений обсидиана, из которых наибольший интерес представляет Кечалдагское месторождение, которое расположено в верховьях р. Тертер.

Месторождение представляет собой экструзивный паразитический купол площадью 0,1 км², названный Центральным, находящийся на стыке трех других более крупных вулканических куполов. Окружающие купола, кроме размеров, отличаются от Центрального возрастом, являясь более древними; механика поступления материала и условия застывания магмы в них другие. Вулканические купола Северный, Восточный, Кечалдаг образовались в более спокойной обстановке, чем Центральный: порции трахилипаритов, обсидианов, перлитов медленно выжимались из жерла и сравнительно медленно оствывали, обычно не доходя до поверхности.

Последовательность образования вулканического конуса хорошо видна в разрезе купола Кечалдаг. Полевошпатовые плотные массивные крупнозернистые андезитовые порфириты в самом начале извержения в среднеплиоценовое время были прорваны кислыми стекловатыми лавами трахилипаритов, которые образовали покров мощностью до 40 м. Затем отлагались трахилипариты с прослоями смоляно-черных обсидианов. Мощность этих прослоев составляет несколько десятков сантиметров, мощность всего покрова — десятки метров. Трахилипариты перекрываются покровами перлитов мощностью несколько сотен метров, которые слагают вершину купола. В перлиты, сильно гидротизированные вулканические стекла, выдавливались из жерла новые порции черных, грязно-серых монолитных обсидианов, образующих кольцеобразные структуры. В центре купола располагается жерловая фация, представленная штокообразным телом, сложенная лавобрекчиями, в состав которых входят перлиты, обсидианы, кластолавы, трахилипариты, спекшиеся туфы. Главное отличие купола Центрального заключается в том, что в конце вулканической деятельности, когда из жерла подавался обсидиан, он шел по многочисленным ослабленным зонам — каналам, образуя целую серию нечков, которые выплескивали на поверхность каждый свою порцию обсидиана. При этом образовались блюдцевидные тела диаметром до 10—20 м мощностью 1—2 м. Иногда эти тела сливались по два—три—пять нечков вместе, реже они образовывали языки, которые текли согласно рельефу (юго-восточная и севе-

ро-западная части месторождения). Иризирующий обсидиан приурочен именно к этому горизонту, картирующемуся в виде окон в центре и в виде языков — по краям. Камень обычно темно-серого цвета, иризирует в синих, зеленых и фиолетовых тонах, просвечивает в пластинках толщиной до 1,5 см и принимает зеркальную полировку. Он чрезвычайно хрупок, что создает технологические сложности при его обработке.

Учитывая уникальность декоративных качеств этого сырья и его довольно большие запасы, можно считать, что Кечалдагское месторождение по праву займет ведущее место среди месторождений обсидиана.

МРАМОРНЫЙ ОНИКС

Проявления мраморного оникса, связанные с термальными источниками минеральных углекислых вод, широко распространены в Нахичеванской АССР и Кельбаджарском районе.

В Нахичеванской АССР с давних времен было известно Сирабское месторождение, приуроченное к пачке мелкозернистых известковых песчаников. Здесь мраморный оникс образует пласты мощностью 0,2–0,6 м. Он белого и бледно-зеленого цвета со слабо выраженной полосчатостью, просвечивает в пластинках толщиной до 3–4 см. В довоенные годы на месторождении были подсчитаны запасы оникса в сырье и проводилась эпизодическая добыча камня. В настоящее время дана промышленная оценка объекта с переобработанием основных залежей и определением выхода кондиционного сырья в соответствии с новыми техническими условиями. В этом районе известны также Бадамлинское и Ганиабское проявления мраморного оникса.

В Кельбаджарском районе выявлен целый ряд проявлений оникса — Тутхунское, Конгурское, Тертерское. Тутхунское проявление расположено на левом берегу р. Тутхун в ее среднем течении. Участок сложен сеноман-сантонскими аргиллитами, песчаниками и известняками, прорванными интрузиями среднего и основного состава. Здесь зафиксирован крупный разлом, к которому приурочены термальные источники, обусловившие образование травертинов с прослоями мраморного оникса протяженностью несколько десятков метров и мощностью до 30 см. Оникс — зеленоватый, салатный, желтоватый полупрозрачный полосчатый. Площадь развития оникса 100×100 м.

Конгурское проявление, расположенное у истоков р. Левчай, приурочено к тектоническому контакту известняков и серпентинитов в зоне деятельности древних термальных источников. Мраморный оникс выполняет оперяющие трещины в зоне разлома. Мощность линзовидных тел оникса до 1,5 м. Оникс — белый, светло-зеленый волнисто-полосчатый полупрозрачный.

Особого внимания заслуживает Тертерское проявление, расположенное вблизи пос. Истису. Проявление состоит из трех разрознен-

ных участков: Истисунского, Багираохского и Дизодагского, расположенных на расстоянии 500–800 м друг от друга на правом берегу верховий р. Тертер. На этих участках среди травертинов, отложенных современными термальными источниками, покрывающих шлейфом согласно рельефу коренные породы (среднеоценковые ороговикованные алевролиты, четвертичные андезито-базальтовые лавы) встречаются пласты, мраморного оникса мощностью до 30–40–50 см.

На Истисунском и Дизодагском участках оникс в основном арагонитовый молочно-белый, желтоватый полосчатый непрозрачный крупноблочный; он обладает высокими декоративными свойствами. На Багираохском участке оникс белый, желтоватый, зеленоватый, розоватый, облачный, полупрозрачный скрытокристаллический, иногда с шестоватыми кристаллами; трещиноватость практически отсутствует. На этом участке произведен подсчет запасов.

В целом можно отметить, что описанные ониксы обладают высокими декоративными качествами, сближающими их с лучшими сортами афганских ониксов. Камень легко поддается обработке, принимает зеркальную полировку. По сравнению с медово-желтым пещерным ониксом Карлюкского месторождения в Туркмении, азербайджанские ониксы характеризуются зеленоватым цветом и лучше просвечивают, а пластовые тела разрабатываются легче и с меньшими потерями сырья.

Большая группа цветных камней Азербайджана связана с гипербазитами, широко развитыми в пределах Севано-Сарыбабинской меланжевой зоны. К ним относятся прежде всего листвениты, нефритоиды и жады.

ЛИСТВЕНИТЫ

Листвениты как продукт контактово-метасоматического изменения ультраосновных пород и серпентинитов образуют многочисленные поля в Кельбаджарском и Лачинском районах [1]. Наибольший интерес представляют Кылычлинское и Сарыдашское проявления на берегах р. Тертер.

На Кылычлинском проявлении листвениты слагают линзы и жилы мощностью около 30 м и протяженностью до 800 м в толще туфогенно-осадочных пород, прорванных интрузиями основного состава. Порода окрашена в зеленовато-желтый, красный, черный цвета. Рисунки пестрые, пятнисто-прожилковые, обусловленные различно окрашенными участками причудливой конфигурации. Качество полировки камня среднее из-за различия механических свойств породообразующих минералов. По внешнему виду листвениты напоминают пейзажную яшму. Блочность камня вполне удовлетворяет техническим требованиям к листвениту поделочному. В настоящее время на проявлении проводятся поисково-оценочные работы для определения его промышленных перспектив, в том числе возможности использования этого сырья для производства декоративно-лицевочной плитки.

Сарыдашское проявление приурочено к контакту палеогеновых карбонатных пород с серпентинитами. Жила лиственита мощностью 50 м и протяженностью около 2 км. По декоративным качествам сырье аналогично кылычлинскому. Окраска его большей частью в розовых, желтых, вишневых и красных тонах. Блочность камня (30 × 40 × 50 см) вполне обеспечивает возможность изготовления декоративно-облицовочной плитки.

Кроме того, в Севано-Сарыбабинской меланжевой зоне выявлены перспективные проявления лиственитов. Все они представлены мощными жилами протяженностью в десятки и сотни метров.

Благодаря хорошим декоративным качествам — окраске преимущественно в красноватых тонах (в отличие от зеленых лиственитов Урала и Казахстана), причудливому пестрому рисунку и высокой блочности камня — описанные листвениты могут с успехом использоваться в качестве поделочного и декоративно-облицовочного сырья.

Нефритойды (антигоритовые серпентиниты) — темно-зеленая, весьма вязкая скрытокристаллическая волокнистого строения порода, состоящая преимущественно из антигирита. Образуется в результате метасоматоза ультраосновных пород. Широкое развитие последних в пределах Севано-Сарыбабинской меланжевой зоны обуславливает ее перспективность на нефритойды. В последние годы здесь выявлены интересные проявления, требующие дальнейшего изучения.

Левское проявление расположено в среднем течении р. Левчай в зоне контакта ультраосновных пород с габброидами. Среди оталькованных милонитизированных серпентинитов встречаются отдельные линзы нефритойдов размером до 0,5 × 0,3 м. Порода — прозрачная в пластинах толщиной 1 см — зеленого цвета различных оттенков имеет петельчатую текстуру, обусловленную включениями хромита, весьма эффектно на просвет. Выход кондиционного материала в линзах составляет 10–15%. Блочность камня позволяет выпиливать блоки 10 × 20 × 20 см. Площадь распространения полезного ископаемого 1,5 км².

Килисалинское и Джомартское проявления расположены в аналогичной геологической обстановке. Размер линз нефритойдов достигает 3 × 20 м. Блочность камня хорошая. На Тоннельском проявлении в устье р. Тутхун линзы нефритойдов прослеживаются на 300 м при мощности 3 м. Известно еще несколько проявлений, из которых безусловного внимания заслуживает Килисалинское.

Нефритойды рассмотренных проявлений могут быть использованы для изготовления различного рода поделок — световых панно, светильников и т.п.

ГИДРОГРОССУЛЯР-ПРЕНИТ-ЦОИЗИТОВАЯ ПОРОДА

В последние годы в Лачинском районе выявлено Сарыбаба-Ахназарское проявление новой разновидности цветного камня — гидрогроссуляр-пренит-цоизитовой породы.

Оно приурочено к контакту серпентинитов и габброидов. Продуктивные тела представлены жилами, линзами (мощностью до 1,5 м, протяженностью до 20 м) и гнездами (0,5×0,7 м). Порода имеет светлую окраску в нежных пастельных тонах с зелеными, розовыми или голубоватыми оттенками и просвечивает в пластинах толщиной до 3–4 см. Механическая твердость породы высокая, камень принимает зеркальную полировку. По декоративным качествам и отчасти по физическим свойствам гидрогроссуляр-цоизит-пренитовая порода может быть приравнена к жадеиту и с успехом использоваться в качестве ювелирно-поделочного сырья.

Рассмотренные месторождения агата, гелиотропа, иризирующего обсидиана, мраморного оникса, яшм, лиственитов, нефритов и жадов составляют сегодня сырьевую базу цветных камней Азербайджана. Кроме того, на территории республики известно большое количество малоизученных месторождений и проявлений цветных камней, в том числе гранатов, опала, янтаря, алунитовой породы, цветного гипса, окаменелого дерева, гагата, цветного доломита и других декоративно-облицовочных камней. В настоящее время работы направлены на выявление месторождений дефицитного камнесамоцветного сырья (высокосортного агата, жадеита, малахита, бирюзы и т.д.) и промышленную оценку перспективных объектов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Кашкай М.А., Аллахвердиев Ш.И. – Листвениты, их генезис и классификация. – В кн.: Геология Азербайджана. Баку: Изд-во АН АзССР, 1965.
2. Киевленко Е.Я., Сенкевич Н.Н., Гаврилов А.П. Геология месторождений драгоценных камней. – М.: Недра, 1974.
3. Киевленко Е.Я., Сенкевич Н.Н. Геология месторождений поделочных камней. М.: Недра, 1976.

А. Н. ПЛАТОНОВ, М. Н. ТАРАН, А. Н. ТАРАЩАН

О НОВЫХ ВИДАХ И ИССЛЕДОВАНИИ ЦВЕТА КАМНЕСАМОЦВЕТНОГО СЫРЬЯ

В последние годы во всем мире наблюдается возрождение интереса минералогов к природному самоцветному сырью. Об этом свидетельствует резкое увеличение числа публикаций, посвященных различным аспектам изучения драгоценных камней и их месторождений [5, 11, 14], издание специальных научных журналов в США, Англии, ФРГ, расширение специализированных научных лабораторий и, наконец, создание секции драгоценных камней в рамках Международной минералогической ассоциации (ММА).

Драгоценные минералы представляют собой наиболее совершенные природные кристаллы, детальное минералогическое исследование которых представляет огромный научный интерес, позволяет полу-

чать важнейшую кристаллохимическую и минералогическую информацию.

Отечественная минералогия имеет богатейшие традиции в изучении самоцветов, связанные с именами крупнейших наших минералогов — В.М. Севергина, Н.И. Кокшарова, П.В. Еремеева, А.Н. Карножицкого, А.Е. Ферсмана; возрождение этих традиций сыграло бы несомненно важную роль в комплексном решении проблемы камнесамоцветного сырья в нашей стране — проблемы, которая имеет немаловажное народнохозяйственное и культурное значение.

Следует хотя бы коротко остановиться на отдельных аспектах этой проблемы; некоторые из этих вопросов являлись предметом обсуждения на IX сессии ММА и частично изложены в докладе известного геммолога Э.Гюбелина [12].

Важнейший из них связан с комплексной разработкой месторождений полезных ископаемых. Известно, что многие самоцветы, в том числе и традиционные — бериллы, полихромные турмалины, эвклаз, фенакит, кунцит и другие являются одними из ведущих промышленных (рудных) или типоморфных минералов различных типов редкометалльных месторождений — литий-цезиевых, бериллиевых, тантал-ниобиевых и др. Прекрасным ювелирным сырьем являются минералы-спутники алмаза в кимберлитах (гранаты и оливины-хризолиты), которые вместе с алмазом попадают в гравитационный концентрат обогатительных фабрик. Многие железорудные месторождения содержат проявления аметиста.

Важной задачей является выявление новых видов камнесамоцветного сырья. По данным Э.Гюбелина [12], за последние 30 лет выявлено много новых, нетрадиционных видов ювелирного сырья, большая часть которых представляет прозрачные, ювелирные разновидности широко известных минералов или некоторые экзотические их разновидности. Это — ванадийсодержащие коизит (танзанит) и гроссуляр (шаворит), бразилианит, санхалит, тааффеит, эканит, амблигонит, еремеевит и др. В нашей стране обнаружены новые самоцветы — золотистый или ярко-оранжевый клиногумит [2], ярко-зеленый хромдиопсид ("сибирский изумруд"), не уступающий по красоте лучшим сортам жадеита — одного из самых дорогих в настоящее время камней. Освоен выпуск декоративных и ювелирных изделий из нежно-фиолетового или сиреневого чароита — замечательного самоцвета с шелковистым блеском, названным по р. Чара в Восточной Сибири, где он впервые был найден.

Освоение новых видов сырья для ювелирной промышленности ставит перед минералогами новые задачи по оценке его ювелирных качеств в сравнении с традиционными ювелирными камнями. Одним из главных свойств самоцветов, определяющих их художественно-декоративные достоинства и ювелирную ценность, является их окраска. И в этой связи ее детальное и всестороннее экспериментальное изучение имеет большое прикладное значение [6]. Так, наряду с изучением природы окраски представляется целесообразным широко использовать количественно выраженные характеристики цвета, что

позволит оперировать объективными категориями при оценке качества (или сортности) драгоценных камней, которая в силу традиций во многом остается субъективной, зависящей от опыта и вкуса знатоков и ювелиров.

Окраска любого самоцвета может быть экспериментально изучена, измерена и зафиксирована в виде численно выраженных параметров. Здесь могут быть использованы стандартные колориметрические характеристики — цветовой тон, оттенок, интенсивность (густота, плотность) цвета и т.д., выраженные в одной из систем цветовых координат, которые рассчитываются из экспериментально полученных спектров пропускания, поглощения или отражения. Наиболее удобной оказывается система МОК (Международной осветительной комиссии).

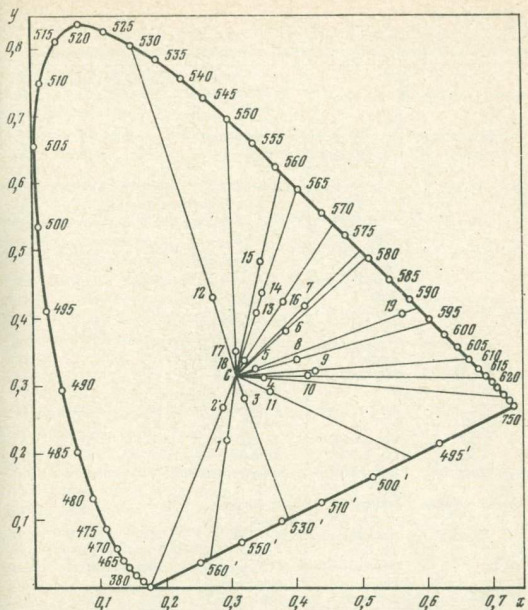
На фиг. 1 и в табл. 1 приведены цветовые координаты ювелирных гранатов из месторождений СССР. На цветовом треугольнике представлены и всемирно известные уральские демантоиды, и карельские альмандины ("фетисы"), красные якутские пиропы, а также новые виды ювелирных гранатов — оранжевые и фиолетовые — из кимберлитовых трубок. По своим цветовым параметрам оранжевые и розовато-оранжевые якутские гранаты не уступают редким ныне золотистым топазам или гиацнтам, а высокохромистые фиолетовые пиропы по цветовым характеристикам весьма близки (если не превосходят) знаменитым "бархатным" аметистам р. Мурзинки. Несомненно, здесь мы имеем дело с новыми видами ювелирных камней, которые могут иметь вполне самостоятельное ювелирное значение [7].

Объективная оценка цвета драгоценных камней является одним из важных аспектов проблемы самоцветного сырья. Особенное значение приобретает она при изучении сырья из новых месторождений. Так, получив оптические спектры и значения цветовых координат для хризолитов из кимберлитовых трубок Якутии, месторождений Кугда и Бор-Урях [9], авторы смогли убедиться в том, что по колориметрическим характеристикам эти камни не уступают известным хризолитам Турции и Чехословакии, которые с давних времен высоко ценятся на европейском рынке драгоценных камней.

С помощью метода цветовых координат нами было объективно подтверждено наличие в известном месторождении Кухилал на Памире двух сортов ювелирной шпинели — шпинели-балэ и альмандиновой шпинели [1].

Коснувшись метода оптической спектроскопии, нельзя не отметить его важную роль в диагностике самоцветов. Сама специфика диагностируемых объектов, любое механическое или химическое воздействие на которые может привести к непоправимому ущербу, значительно ограничивает набор и возможности диагностических методов.

В качестве одного из ведущих диагностических признаков самоцвета может рассматриваться его оптический спектр поглощения, отражающий кристаллохимические особенности драгоценного кристал-



Фиг. 1. Цветовые координаты разноокрашенных ювелирных гранатов из месторождений СССР. Номера образцов соответствуют номерам в табл. 1

ла как минерального вида. Несмотря на некоторые технические трудности, связанные со спецификой получения оптических спектров камней со сложной огранкой, оптико-спектроскопический метод во многих случаях, особенно для камней в изделиях или уникальных самоцветов, может оказаться единственно возможным методом диагностики. Использование оптических спектров в геммологической практике впервые было разработано английской школой, ее наиболее известными представителями Б.В. Андерсенем и К.Дж. Пэйном. Однако, как правило, оптические спектры используются лишь как эмпирические, качественные индикаторы, как "типичный" набор полос и линий, характерных для спектра того или иного самоцвета

Таблица 1

Цветовые координаты разноокрашенных гранатов из месторождений СССР

Номер	Минерал	Цвет	Месторождение	Цветовая характеристика		
				x	y	P_C
1	Пироп	Лилово-фиолетовый	Якутия	0,295	0,218	0,35
2	То же	Розовато-фиолетовый	Там же	0,287	0,267	0,17
3	"	Красновато-розовый	"	0,318	0,280	0,15
4	"	Бледно-лилово-красный	"	0,352	0,310	0,11
5	"	Оранжево-розовый	"	0,341	0,323	0,11
6	"	Оранжевый	"	0,386	0,380	0,37
7	"	То же	"	0,418	0,414	0,45
8	Альмандин	Оранжево-красный	Р.Тесьма, Урал	0,406	0,334	0,32
9	То же	Красный	Восточная Сибирь	0,433	0,321	0,35
10	"	То же	Р. Мурзинка, Урал	0,421	0,312	0,35
11	"	Фиолетово-красный	Кительское, Карелия	0,363	0,291	0,18
12	Уваровит	Густо-зеленый	Сарановское, Урал	0,275	0,428	0,23
13	Демантоид	Зеленый	Р. Бобровка, Урал	0,343	0,408	0,34
14	То же	Ярко-зеленый	Там же	0,353	0,435	0,44
15	"	То же	"	0,350	0,482	0,50
16	"	Зеленовато-желтый	Р. Полдневая, Урал	0,383	0,423	0,48
17	Гроссуляр	Зеленый	Ахтаранда, Сибирь	0,311	0,350	0,09
18	То же	Бледно-зеленый	Там же	0,322	0,335	0,08
19	Гессонит	Красновато-оранжевый	Ахматовская копь, Урал	0,406	0,334	0,32

[11, 14]. Знание природы спектра (каждой из его полос) во многом обогащает этот метод и дает ему принципиально новые возможности.

Диагностическое значение оптических спектров поглощения уже было проиллюстрировано нами на примере хризолитов [8]: известно, что под ювелирным названием "хризолит" нередко объединяются некоторые зеленые самоцветы, имеющие сходный с истинным хризолитом (оливином, перидотом) желтовато-зеленый или золотисто-зеленый цвет — знаменитые уральские гранаты-демантоиды, некоторые близкие к геодиодорам разности берилла, светло-зеленые с желтоватым оттенком турмалины — верделиты, хризоберилл, шпинель, корунды.

Фиг. 2. Оптические спектры поглощения некоторых красных (розовых) самоцветов: алмадина (1), рубина (2), гиацнта (3), рубеллита (4)

Сравнивая оптические спектры поглощения минералов, объединяемых под названием "хризолиты", можно легко установить их различие, обусловленное различием кристаллохимических параметров этих минералов (валентность хромофорного иона, локальная симметрия координационных полиэдров и их размеры и т.д.).

Столь же легко поддаются диагностике красные и розовые камни. На фиг. 2 приведены оптические спектры поглощения алмадина, гиацнта, рубина, рубеллита. Все названные минералы, которые визуально могут быть неотличимы, имеют разные спектры оптического поглощения, поскольку окрашены совершенно различными хромофорами. В частности, полосы поглощения в оптическом спектре алмадина обусловлены переходами в ионах Fe^{2+} , гиацнта - в центрах $(Y, TR)O_2$ и ионах Nb^{4+} , рубина - в ионах Cr^{3+} , рубеллита - в ионах Mn^{3+} . И даже в тех случаях, когда мы имеем дело с красными камнями, окрашенными одним и тем же элементом - хромом (например, пиропы, рубины, шпинели, розовые топазы), по спектроскопическим параметрам - значениям энергии электронных переходов Dq и B их можно надежно диагностировать.

Следует подчеркнуть, что один из важнейших диагностических признаков хромсодержащих самоцветов - их характерная красная люминесценция. Однако визуальное наблюдение свечения или грубая оценка его спектрального состава с помощью специальных фильтров, широко используемая в геммологической практике, еще не позволяет надежно диагностировать самоцвет. Для уверенной инструментальной диагностики необходима тщательная фиксация тонких особенностей спектров люминесценции (максимумов полос и линий излучения,

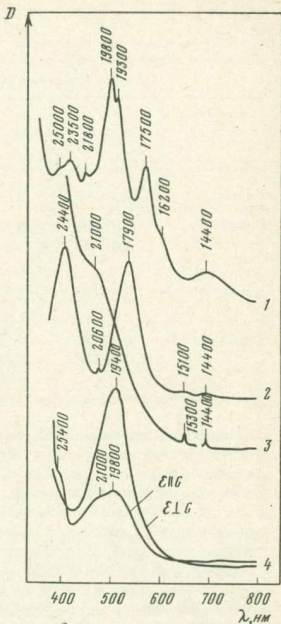


Таблица 2

Положение полос поглощения и излучения ионов Cr^{3+} в спектрах

Минерал	Полосы поглощения, см^{-1}		Полосы излучения, см^{-1}	
	$4A_2 \rightarrow 4T_1$	$4A_2 \rightarrow 4T_2$	R_2 -линия	R_1 -линия
Пироп	24400	17700	-	-
Шпинель	25600 24100	18700	14615	14607
Рубин	24400	17900	14403	14432
Топаз	25700 23800	18850 18350 17800	14768	14662

спектрального положения и величины расщепления R -линий и т.д.), которые являются весьма чувствительными кристаллохимическими индикаторами.

В табл. 2 приведены параметры спектров оптического поглощения и люминесценции некоторых красных (розовых) хромсодержащих самоцветов, которые в ограненном виде, а тем более в изделиях, могут быть практически неотличимы; последнее особенно относится к светлоокрашенным рубинам и шпинелям [11].

Из табл. 2 следует, что значения максимумов полос поглощения и излучения ионов Cr^{3+} в спектрах хромсодержащих самоцветов позволяют достаточно уверенно их диагностировать. Наиболее чувствительными кристаллохимическими индикаторами оказываются R -линии в спектрах люминесценции хромсодержащих кристаллов, а величину расщепления R_2-R_1 , зависящую от степени искажения Cr -содержащих координационных полиэдров, можно рассматривать в качестве одного из ведущих диагностических признаков.

Следует также указать на специфичность спектров люминесценции розовых хромсодержащих шпинелей, позволяющую уверенно отличать эти камни от других самоцветов розового или красного цветов. Кроме сложной системы N -линий, для спектров шпинели характерно наличие нескольких эквидистантных групп, частота повторения которых равна приблизительно 150 см^{-1} , что является результатом наложения на чисто электронные переходы низкочастотных деформационных колебаний связей Mg-O или Zn-O .

Оптический спектр поглощения (а в ряде случаев - спектр люминесценции) каждого драгоценного камня, являясь отражением его

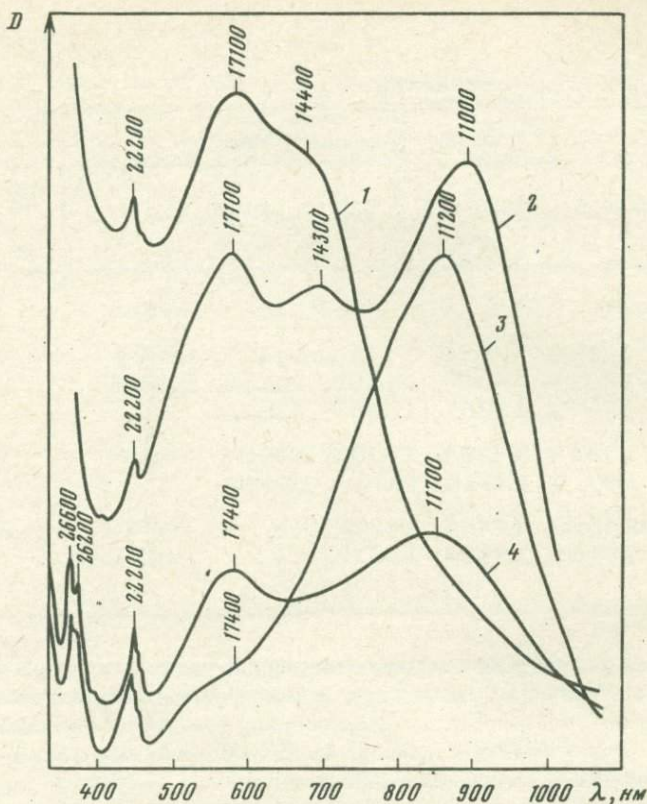
красных (розовых) самоцветов

Полосы излучения, см^{-1}	
Линия излучения пар $\text{Cr} - \text{Cr}$	$R_2 - R_1$, см^{-1}
Не излучает	-
14575, 14552, 14520, 14436, 14422, 14384 14347, 14283, 14300, 14207, 14158, 14124 14114, 13972, 13951, 13895, 13854	8
14333, 14314, 14294, 14265, 14204 14140, 14010, 13910, 13744, 13444	29
14639, 14569, 14445, 14380, 14308, 14106, 13822, 13623	106

структурно-химических особенностей, представляет собой, образно говоря, его "паспорт", в котором зафиксированы геохимические и генетические особенности месторождения, т.е., по особенностям спектров можно судить о происхождении образца, что также имеет важное научное и прикладное значение.

А.Е. Ферсман [10] описывает отличия кашмирских густо-синих с бархатным оттенком сапфиров, ярко-синих сапфиров из Сиамы, ярких васильковых с фиолетовым оттенком цейлонских сапфиров, густо-синих, почти черных сапфиров из Австралии. На фиг. 3 приведены оптические спектры поглощения сапфиров из различных месторождений, которые отличаются относительной концентрацией различных красящих центров - пар Ti-Fe , Fe-Fe и других, что, несомненно, отражает специфику отдельных месторождений. Здесь мы непосредственно переходим к проблеме типоморфизма, а точнее - типоморфности свойств самоцветов, в данном случае - их окраски.

Исследование оптических спектров поглощения позволит в строго научной форме оценить особенности окраски камней из различных месторождений, зафиксировать эти объективные данные в виде справочного материала - атласов спектров или таблиц. В таких атласах могут быть собраны данные о спектроскопических особенностях самоцветов из музейных коллекций, собраний и государственных фондов, и, в частности, тех самоцветов, которые имеют собственную историю. "Паспортные данные" камней из различных месторождений - их спектроскопические характеристики и параметры - позволяют уверенно проследить исторические пути драгоценных камней, культурные и торговые связи народов и стран, глубже познать



Фиг. 3. Оптические спектры поглощения синих корундов (сапфиров) из некоторых месторождений

1 - Кольский п-ов, СССР; 2 - Бирма; 3 - Австралия; 4 - Урал, СССР

и оценить роль цветного камня в развитии материальной и духовной культуры человечества.

В заключении необходимо хотя бы коротко остановиться на вопросах синтеза самоцветов.

Несмотря на известные успехи, достигнутые в области синтеза драгоценных и полудрагоценных минералов - рубина, изумруда, александрита, шпинелей, аметиста и других, синтетические аналоги самоцветов, за весьма редким исключением, еще значительно уступают по качеству лучшим сортам природных камней. И это вполне понятно, так как окраска природных самоцветов возникает в результате сложной генетической истории; из всех возможных в природных процессах сочетаний хромофорных примесей только весьма определенные качественные и количественные их комбинации явились причиной неповторимых оттенков цвета драгоценного камня. Качествен-

ное воспроизведение такого цвета предполагает в первую очередь тщательный учет обусловивших его причин, и поэтому детальное исследование природы окраски является основополагающим элементом успеха.

В последние годы во многих странах освоен синтез одного из замечательных самоцветов — изумруда. По некоторым данным, синтетические изумруды успешно конкурируют с природными, в частности, с колумбийскими изумрудами из месторождений Чивор и Мюзо. Сравнение оптических спектров поглощения колумбийских изумрудов и спектров синтетических изумрудов, изготавливаемых рядом известных европейских фирм [13], показывает почти полную их идентичность. Колумбийские изумруды являются чисто хромовыми и имитировать их в наше время не представляет особого труда. Но многие ценные сорта изумруда, в том числе и уральские, отличающиеся мягким желтоватым оттенком, синтезировать пока не удается. Путем добавки в шихту абсолютно чуждых изумруду хромофоров удается достичь желаемого эффекта, но этот синтетический продукт уже не является качественным аналогом, а всего лишь подделкой, которую легко распознать с помощью тех же спектров оптического поглощения.

В данной статье мы не задавались целью объяснить причины желтых оттенков природных изумрудов, а тем более обсуждать возможность их воспроизведения. Необходимо подчеркнуть, что экспериментальное исследование природы и особенностей окраски самоцветов, особенно их лучших сортов, — весьма важный аспект в проблеме синтеза драгоценных камней. Здесь имеются в виду не синтетические имитации, а качественные синтетические аналоги природных самоцветов.

При современном уровне техники синтеза минералов выращивание достаточно качественных крупных и прозрачных кристаллов основ не представляет особых трудностей. Необходимо лишь достаточно точно воспроизвести цвет (тон, оттенок, густоту) драгоценных камней, что может быть достигнуто путем совершенствования технологии синтеза с обязательным учетом экспериментальных данных об особенностях окраски природных самоцветов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Буканов В.В., Платонов А.Н., Таран М.Н. Окраска ювелирных шпинелей из месторождений Кухилал. — Зап. Всесоюз. минер. о-ва, 1977, ч. 106, вып. 5.
2. Буканов В.В., Платонов А.Н., Таран М.Н., Польшин Э.В. Исследование окраски клиногумита — нового ювелирного камня. — Конституция и свойства минералов, 1977, № 11.
3. Драгоценные и цветные камни как полезное ископаемое. М.: Наука, 1973.
4. Киевленко Е.Я., Сенкевич Н.Н., Гаврилов А.П. Геология месторождений драгоценных камней. М.: Недра, 1974.

5. Орлов Ю.Л., Минералогия алмаза. М.: Наука, 1973.
6. Платонов А.Н. Природа окраски минералов. Киев: Наукова думка, 1976.
7. Платонов А.Н., Таран М.Н., Харьков А.Д. и др. Окраска ювелирных гранатов из кимберлитовых трубок Якутии. — Конституция и свойства минералов, 1976, № 10.
8. Платонов А.Н., Таран М.Н. Некоторые задачи оптической спектроскопии самоцветов. — В кн.: Вопросы региональной и генетической минералогии. Киев: Наукова думка, 1977.
9. Платонов А.Н., Таран М.Н., Харьков А.Д. и др. Исследование особенностей окраски ювелирных хризолитов из месторождений СССР. — Конституция и свойства минералов, 1977, № 11.
10. Ферсман А.Е. Очерки по истории камня. М.: Изд-во АН СССР, 1954. Т. I.
11. Anderson B.W. Gem testing. 8th ed., Butterworth and Co., 1971.
12. Gübelin E.Y. Where gemstone research stands today. — Pap. and Proc. IX Gen. Meet. IMA. Berlin; Heidelberg; New York: Springer-Verl., 1974.
13. Schmetzer K., Berdesinski W., Bank H. Über die Mineralart Beryll, ihre Farben und Absorptionsspektren. — Z. Dtsch. gemmol. Ges., 1974, 23, N 1.
14. Webster R. Gems: Their sources, description and identification, London, 1975.

Г. Б. МИЛЬГРОМ, В. М. МУСАФРОНОВ

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГО- ЭКОНОМИЧЕСКОЙ ОЦЕНКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЦВЕТНЫХ КАМНЕЙ

В последние десять лет в нашей стране большое внимание уделено подготовке минерально-сырьевой базы цветных камней. Соответственно возникла необходимость в проведении геолого-экономической оценки выявленных месторождений. При этом основные принципы геолого-экономической оценки месторождений полезных ископаемых остаются неизменными и для оценки месторождений цветных камней. Нельзя не отметить некоторые особенности, имеющие место при оценке месторождений цветных камней, рассмотрению которых посвящена настоящая статья.

Под понятием "цветные камни" объединено около 100 видов минералов и горных пород, общая классификация которых, основанная на принципах их применения и рыночной стоимости, разработана Е.Я. Киевленко [2]. По этой классификации цветные камни подразделяются на три основные группы: ювелирные (драгоценные), ювелирно-поделочные и поделочные камни.

Основным потребителем ювелирных, ювелирно-поделочных и в незначительной степени поделочных камней является ювелирная промышленность. Поделочные камни главным образом используются местной промышленностью. Некоторые цветные камни с высокими физико-механическими свойствами, но не обладающие ярко выраженными декоративными качествами, используются промышленностью как техническое сырье (технические агат, халцедон, яшма).

Следует отметить, что ряд цветных камней находит также применение в строительстве для отделки интерьеров уникальных зданий и т.п. (декоративно-облицовочные камни). Геолого-экономическая оценка месторождений этой группы камней проводится в соответствии с существующими требованиями к оценке месторождений строительных материалов.

Месторождения цветных камней весьма разнообразны по происхождению, характеру и форме залегания, минеральному составу полезного ископаемого, что обуславливает сугубо индивидуальный подход к вопросам геолого-экономической оценки отдельных месторождений.

Почти каждое месторождение цветных камней в той или иной степени уникально, так как каждый из цветных камней представлен чаще на одном, реже на двух-трех месторождениях (по состоянию запасов на 1 января 1976 г. цветные камни, представленные одним месторождением составили 56%, двумя месторождениями - 26% всех цветных камней, имеющих промышленное значение в СССР). Это не позволяет широко применять метод сравнения оценочных показателей одного месторождения с показателями других месторождений и на этом основании выделять из них наиболее перспективные, обеспечивающие при промышленном освоении максимально возможный экономический эффект, а также приводит к тому, что при наличии серьезного спроса на тот или иной цветной камень может возникнуть необходимость промышленного освоения месторождения, даже не получившего положительной геолого-экономической оценки.

Ювелирные и некоторые ювелирно-поделочные камни в ограненном виде (или в виде кабошонов) используются для дорогих ювелирных изделий. Розничные цены на ювелирные изделия учитывают не только ценность камня и оправы, но также и художественные особенности изделия, существующую моду. Таким образом, ограненный камень в ювелирном изделии может приобрести большую ценность, чем тот же камень в виде полуфабриката, т.е. без оправы. Особенно это относится к таким, сравнительно недорогим, но пользующимся широким спросом камням, как аметист, берилл, хризопраз, цитрин, бирюза, которые довольно часто можно увидеть в ювелирных изделиях из золота. Поэтому применение ювелирных и ювелирно-поделочных камней в ювелирном деле может давать ощутимый народнохозяйственный эффект иногда даже в тех случаях, когда добыча сырья считается нерентабельной. Однако экономический эффект вне добывающей отрасли при обычных методах геолого-экономической оценки не учитывается. В полной мере это относится и к драгоценным камням, входящим в валютный фонд страны, например к изумрудам. Что касается поделочных камней, то использование их в промышленности упомянутого экономического эффекта вне добывающей отрасли, как правило, не дает, поэтому геолого-экономическая оценка месторождений поделочных камней может проводиться обычными методами.

Следует отметить, что цветные камни в основном служат для удовлетворения эстетических потребностей населения и являются в

конечном счете товаром народного потребления, поэтому месторождения цветных камней должны отвечать требованию полного возмещения затрат на разведку и добычу минерального сырья. При геолого-экономической оценке месторождений цветных камней это требование пока не учитывается, так как действующие цены на цветные камни в сырье включают общественно необходимые затраты живого и овеществленного труда только на добычу, но не на поиски и разведку полезного ископаемого.

Как известно, результаты геолого-экономической оценки во многом зависят от уровня действующих цен на минеральное сырье [3]. Особенностью ценообразования на цветные камни в сырье является то, что лишь по немногим видам цветных камней цены формируются на базе среднеотраслевой себестоимости добычи, по подавляющему большинству ювелирных и ювелирно-поделочных камней в обоснование цен положена себестоимость добычи на единственном для каждого камня месторождении.

Применение заниженных оптовых цен на цветные камни в сырье при проведении геолого-экономической оценки приводит к уменьшению балансовых запасов, к искажению результатов оценки, к ошибкам в планировании. Некоторый выход из этого положения подсказывает инструкция ГКЗ о содержании и порядке представления на утверждение технико-экономических обоснований проектов кондиций [1], которая при наличии специального обоснования допускает применение расчетных перспективных цен на минеральное сырье, согласованных с отраслевыми министерствами.

В последнее время в специальной литературе уделено много внимания проведению экономической оценки месторождений на базе так называемых замыкающих затрат. Однако применительно к месторождениям цветных камней этот вопрос еще не изучен. Основное препятствие заключается, по-видимому, в том, что цветные камни, как правило, представлены на одном-двух месторождениях, что не позволяет установить замыкающее предприятие (месторождение), а следовательно, и замыкающие затраты.

Другим не менее важным вопросом, возникающим при геолого-экономической оценке месторождений цветных камней, является достоверность оценки потребности в цветных камнях на ближайший период и в перспективе. Почти на все цветные камни спрос зависит от моды, исключение составляют лишь весьма редкие драгоценные камни I и II порядка [2]. Поэтому объем годовой добычи какого-либо камня определяется не горнотехническими возможностями добывающего предприятия, а конъюнктурой потребления, что, как правило, ограничивает годовую производительность предприятия и способствует повышению уровня затрат. Оценка обеспеченности месторождения какого-либо цветного камня разведанными запасами на ближайшие 25-30 лет также зависит от того, насколько правильно определена существующая ежегодная потребность и учтены возможные колебания спроса на этот камень в последующие годы (в более отдаленный период мода на ювелирные изделия с драго-

ценными камнями III и IV порядка и с ювелирно-поделочными камнями может оказаться несколько иной, еще в большей степени может подвергнуться изменениям конъюнктура потребления поделочных камней).

Ценность запасов, а соответственно и результаты оценки, зависят не только от уровня действующих цен на цветные камни в сырье, но главным образом от качества минерального сырья, оценка которого на месторождениях ювелирных цветных камней определяется в основном выходом рядовых камней высокого качества. По мнению Е.Я. Киевленко [2], именно рядовые высококачественные камни составляют главную часть товарооборота и стоимости запасов природных месторождений. Однако не следует упускать из виду, что вероятность обнаружения единичных уникальных по размерам высококачественных ювелирных камней на каком-либо из месторождений ставит при оценке это месторождение в привилегированное положение, несмотря на то, что это преимущество не всегда может быть отражено через ценность запасов в денежном выражении. В особенности это относится к месторождениям изумруда и рубина, а также, в меньшей степени, к месторождениям демантоида, топаза, берилла. Наличие на месторождениях низкосортного минерального сырья даже в относительно больших количествах не играет существенной роли в повышении ценности запасов. Даже при достаточно высоком для обеспечения безубыточной добычи среднем содержании низкосортных камней промышленное освоение месторождения может оказаться нецелесообразным из-за отсутствия спроса на такое сырье. Поэтому при проведении геолого-экономической оценки в первую очередь должна учитываться возможность добычи рядовых высококачественных камней (в количестве, обеспечивающем рентабельность промышленного освоения месторождения). В еще большей степени все сказанное относится к попутному минеральному сырью, которое может быть учтено при определении ценности запасов не полностью, а лишь исходя из соотношений, сложившихся при реализации промышленной продукции.

Всестороннее рассмотрение особенностей, присущих оценке месторождений цветных камней (особенно ювелирных и ювелирно-поделочных), позволит более объективно проводить геолого-экономическую оценку и соответственно будет способствовать повышению эффективности затрат как на геологоразведочные работы, так и на промышленное освоение месторождений цветных камней.

ЛИТЕРАТУРА

1. Инструкции о содержании и порядке представления в Государственную комиссию по запасам полезных ископаемых при Совете Министров СССР технико-экономических обоснований кондиций для подсчета запасов полезных ископаемых. М.: Недра, 1976.
2. Киевленко Е.Я., Сенкевич Н.Н., Гаврилов А.П. Геология месторождений драгоценных камней. М.: Недра, 1974.
3. Кобахидзе Л.П. Экономическая оценка месторождений полезных ископаемых. - Изв. вузов. Геол. и разведка, 1975, № 10.

ДРАГОЦЕННЫЕ И ПОДЕЛОЧНЫЕ КАМНИ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

А. М. ЛЕННИКОВ

ИРИЗИРУЮЩИЕ ПЛАГИОКЛАЗЫ ДЖУГДЖУРСКИХ АНОРТОЗИТОВ

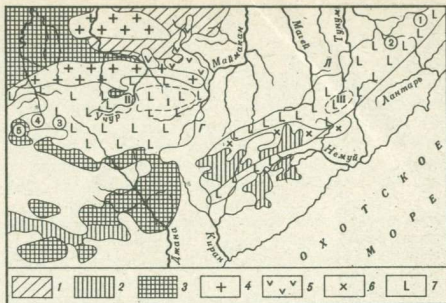
В пределах Джугджуро-Станового анортозитового пояса иризирующие плагиоклазы установлены в породах Джугджурского [9, 11], Каларского [1], Верхне-Ундытканского и ряда других более мелких анортозитовых массивов. Более всего они развиты в пределах Джугджурского массива, в его наименее эродированной геранской части, которая по обилию выходов иризирующих разновидностей анортозитов и разнообразию оттенков иризации вполне может быть сравнима с хорошо известными анортозитовыми плутонами Украины [10, 17, 3, 16].

Как можно видеть на приведенной схеме (фиг. 1), иризирующие разновидности анортозитов и габброидов анортозитового комплекса особенно широко распространены в пределах хребта Геран (1), преимущественно на его северо-восточных (верховья р. В. Сыганджа) и южных склонах (верховья кл. Скалистого и р. Амнус); на левобережье р. Учур (11), в междуречье Быстрая - Ляльми-Макит - Ляльми; а также в водораздельной части хребта Джугджур (III) - в верховьях рек Магей, Тунум, Нагим. На остальной площади Джугджурского массива иризирующие разновидности анортозитов образуют небольшие реликтовые выходы среди диафторированных (осветленных и сахаровидных) анортозитов в верховьях рек Нядомы, Авланджи и Одоры (см. фиг. 1); на правобережье р. Улески, в ее верхнем течении (2); на левобережье р. Колболук (3); в нижнем течении р. Сороги (4) и в ряде других мест.

Практически полностью отсутствуют иризирующие плагиоклазы лишь на востоке лантарской части Джугджурского массива, где развиты розовато-фиолетовые анортозиты повышенной основности (плагиоклазы до № 67 и выше).

Жильные анортозиты, иризирующие в фиолетовых тонах, встречаются среди раннеархейских метаморфических образований в верховьях р. Лимну (5) [7].

Иризирующие плагиоклазы геранских анортозитов обычно темно-серого, почти черного цвета, однако встречаются и бледноокрашенные разновидности. Интенсивность окраски находится в прямой зависимости от количества закономерно ориентированных пластинчатых



Фиг. 1. Схематическая геологическая карта района развития джугджурских анортозитов

1 - вулканогенно-осадочные образования среднего протерозоя (Pt_2); 2 - Становой комплекс, метаморфические породы верхнего архея (Ar_2); 3 - Чогарский комплекс, метаморфические породы нижнего архея (Ar_1); 4 - Улканский комплекс гранитоидов (Ar_2); 5 - диабазы (Pt_2); 6 - Древнестановой комплекс гранитоидов (Ar_2); 7 - Джугджурский комплекс анортозитов (Ar_1): Г - геранская и Л - лантарская части Джугджурского анортозитового массива (оконтурены участки иризирующих анортозитов). Незаштрихованная площадь - палеозойские, мезозойские и кайнозойские образования разного генезиса (остальные пояснения в тексте)

и игольчатых включений ильменита, гематита, рутила и шпинели. Иризируют плагиоклазы в фиолетовых, оранжевых, желтых, красных и голубых тонах разной интенсивности. Для описываемых плагиоклазов обычные зональные узоры иризации, особенно в порфириовидных разностях, они встречаются и в равномернозернистых породах (от крупно- до среднезернистых). Иризация в геранских анортозитах распространена очень широко и если бы не диафторез, которым охвачены значительные площади массива, была бы развита, вероятно, повсеместно.

В лантарской части Джугджурского анортозитового массива иризирующие плагиоклазы преимущественно серые и бледно-коричневые, реже розовато-фиолетовые; обычно содержат игольчатые включения гематита и рутила. Встречаются они несравненно реже, чем в геранских анортозитах, и иризируют в ярких фиолетовых и очень бледных голубовато-фиолетовых тонах.

В практическом отношении (как прекрасный облицовочный материал) наиболее интересными представляются коренные выходы иризирующих порфириовидных анортозитов, а также равномернозернистых,

местами трахитоидных лейкократовых норитов в верховьях рек Ляльми-Макит, Быстрой и Ляльми (левобережье р. Учур), где встречаются образцы, в которых зерна плагиоклазов, обладающие фиолетовой, оранжевой и зеленой иризацией, составляют до 30-50% плоскости одного среза. Заслуживают внимания и порфирированные с зонально иризирующими вкрапленниками анортозиты хребта Геран (верховья рек Верхней Сыганджи, Амнуса и др.). Не исключено, что практическое значение могут иметь и крупные глыбы (до 2 м в поперечнике, иногда более) иризирующих анортозитов из моренных отложений, размываемых р. Учур (особенно между его правыми притоками - реками Левый Гекундан и Эльдаму-Макит).

В Джугджурском анортозитовом массиве можно выделить следующие типы пород с иризирующими плагиоклазами.

1. Грубозернистые, крупно- и гигантозернистые анортозиты; верховья р. Быстрой и кл. Скалистого (наиболее крупные, достигающие в длину 30 см, кристаллы плагиоклаза, иризирующие в красноватых тонах, встречены в верховьях кл. Скалистого).

2. Трахитоидные анортозиты, лейкократовые нориты и габбро-нориты, образующие крупные тела - горизонты (мощностью 1-1,5 м и более) среди грубозернистых анортозитов типа 1; верховья р. Ляльми.

3. Лейкократовые нориты, аналогичные типу 2, но содержащие вкрапленники плагиоклаза более высокой основности (обломки грубозернистых анортозитов типа 1); верховья р. Ляльми.

4. Лейкократовые нориты и габбро-нориты, образующие небольшие шпильки (3-10 см в поперечнике) в грубозернистых анортозитах типа 1; хребет Геран.

5. Порфирированные грубозернистые анортозиты (аналоги типа 1), подвергшиеся высокотемпературному протеклазу, предшествовавшему внедрению меланократовых оливиновых габброидов с ильменитом и титаномагнетитом и формированию апатит-ильменит-титаномагнетитовых рудных тел; верховья р. Верхняя Сыганджа.

6. Лейкократовые нориты (аналоги типа 2), подвергшиеся высокотемпературному протеклазу; верховья р. Ляльми-Макит.

7. Вкрапленники зонально иризирующих кристаллов плагиоклаза и их фрагментов (продукты дезинтеграции анортозитов типов I и 5) в меланократовых среднезернистых норитах и габбро-норитах; р. Быстрая.

О составе плагиоклазов, слагающих эти породы, дает представление табл. 1. Из нее следует, что в порфирированных анортозитах присутствуют два типа плагиоклазов: крупные выделения лабрадора (№ 56-63) - зонально иризирующие вкрапленники и их фрагменты, и более мелкозернистый агрегат неирризирующих кристаллов андезина и андезин-лабрадора (№ 45-54), слагающий основную массу породы. По границам их зерен иногда образуется основной мирменит, в плагиоклазе которого может содержаться до 90% *Al*. Не менее основной плагиоклаз слагает реакционные каймы на границе включений кварца и авгита в лабрадоровом плагиоклазе, а также

по периферии зерен лабрадора, соприкасающихся с выделениями ромбического пироксена [11]. Несколько однороднее состав плагиоклазов в трахитоидных лейкохратовых габброидах и их разностях, подвергшихся высокотемпературному протоклазу (№ 50-63). Более же всего различаются по составу вкрапленники зонально иризирующих лабрадоров (№ 56-63) и не обладающие иризацией плагиоклазы вмещающих их среднезернистых норитов и габбро-норитов (№ 36-50).

Состав отдельных участков зерен иризирующих плагиоклазов и их оптическая упорядоченность также непостоянны (см. табл. 1). Максимальные различия в основности (если не считать каймы и пятна деанортитизации, плагиоклаз которых не иризирует) составляют в одном зерне 7% An , а предельная разница в оптической упорядоченности между отдельными зонами равна 0,4. Наиболее кислые плагиоклазы (№ 49-53) гигантозернистых анортозитов хребта Геран (обр. Г-1/301), иризирующие в бледных красновато-фиолетовых тонах, менее упорядочены (0,65-0,75), чем лабрадоры (№ 56-63) из среднезернистых анортозитов (0,7-0,9), интенсивно иризирующие в индигово-синих, зеленых и оранжевых тонах. Однако максимальную разупорядоченность (0,0-0,3) обнаруживают лабрадор-битовнитовые и битовнитовые плагиоклазы из реакционных кайм и мирмекитовых зон. Какой-либо закономерной связи основности и упорядоченности в пределах отдельных иризирующих зерен плагиоклаза также не устанавливается.

Иризирующие плагиоклазы Джугджурского анортозитового массива по основности (№ 49-63) и оптической упорядоченности (0,3-1,0) аналогичны в целом плагиоклазам других анортозитовых проявлений. Лабрадоры Вольни, например [8], варьируют по основности от 52,5 до 61,5% An при максимальной разнице отдельных участков в пределах одного зерна до 6% An . При этом оптическая упорядоченность меняется в них от 0,4 до 0,85, предельно колеблясь в одном зерне от 0,5-0,6 в более основных зонах до 0,75-0,85 в менее основных. Зерна разной основности из различных образцов могут иметь сходную упорядоченность, так что прямая корреляционная зависимость основности и упорядоченности устанавливается только в пределах отдельных зерен плагиоклаза, да и то далеко не во всех. Реакционные новообразованные плагиоклазы (не обладающие иризацией), развивающиеся по первичным в виде кайм и пятен, часто (за некоторыми исключениями) оказываются менее упорядоченными (до 0,25) в случае их более высокой основности, чем в первичных плагиоклазах.

Примерно такая же зависимость между основностью и оптической упорядоченностью обнаруживается в плагиоклазах анортозитов Западной Латвии [2]. В зонально иризирующих реликтовых фенокристах из Адирондака [21] предельная разница в основности отдельных зон составляет 12% An ($An_{52} - An_{64}$), а структурное состояние, определенное рентгеновским методом, оказалось близким к промежуточному и несколько более высоким в менее основных зонах.

Таблица 1

Оптическая ориентировка, состав и упорядоченность иризирующих

Номер п.п.	Номер образца	Состав плагиоклаза в образце	Окраска иризации образца в целом
Геранская часть			
1	A-5/75	(п)56-63 (о)45-50	Зональная фиолетовая, фиолетово-синяя, зеленовато-синяя и зеленая
2	A-5/67	(п)51-62 (о)45-50	Не иризирует Оранжево-желтая и оранжевая
3	A-5/61	(п)53-60 (о)45-50	Не иризирует Красновато-фиолетовая
4	A-5/72	(п)56-61 (о)44-50	Не иризирует Фиолетовая, фиолетово-синяя
5	A-5/70	(п)60-65 (о)45-52	Не иризирует Фиолетовая, красная, оранжевая
6	A-5/59	(п)53-62 (о)44-50	Не иризирует Фиолетово-красная, оранжевая, зеленая, желто-зеленая, синяя
7	Г-1/301	49-55	Не иризирует Красновато-фиолетовая
8	Г-1/306	55-59	Не иризирует Фиолетовая, фиолетово-синяя
9	Г-3/327	56-58	Не иризирует Фиолетовая, фиолетово-синяя

плагиоклазов из пород Джугджурского анортозитового массива

Место измерения в иризирующем зерне	(010)			An, %	Степень упорядоченности	Место взятия образца
	Ng	Nm	Np			
Геранская часть						
Центр зерна	32	67	69	63	0,85	Верховья р. Верхняя Сыганджа
Зона	28	69	73	56	0,9	
Край зерна	26	68	78	50	0,8	Там же
Центр зерна	32	61	77	54	0,3	
Зона	32	60	80	51	0,3	"
Край зерна	28	65	79	50	0,7	
Центр зерна 1	30	69	70	60	1,0	"
Край зерна	30	68	71	59	0,9	
Кайма	26	67	79	49	0,75	"
Центр зерна 2	27	66	78	50	0,7	
Край зерна	26	66	80	48	0,7	"
Центр зерна	36	60	72	61	0,4	
Край зерна	28	64	81	48	0,5	"
Центр зерна:						
участок 1	33	64	71	60	0,65	"
участок 2	33	66	69	63	0,8	
Край зерна	30	64	77	52	0,75	"
Центр зерна 1	29	69	71	58	1,0	
Зона	27	69	74	54	1,0	"
Центр зерна 2	30	64	77	53	0,6	
Зона	32	61	78	53	0,4	"
Зерно с мirmekитом	30	63	78	52	0,5	
Мirmekит	47	54	65	79	0,0	Верховья кл. Скалисто-го
Центр зерна	28	65	79	49	0,65	
Край зерна	28	66	77	53	0,75	Там же
Кайма	32	62	76	55	0,5	
Центр зерна	36	59	74	59	0,35	Верховья р. Быстрой
Край зерна	32	62	76	55	0,5	
Центр зерна	33	61	76	58	0,4	"
Край	37	60	74	58	0,3	

Таблица 1 (продолжение)

Номер п.п.	Номер образца	Состав плагиоклаза в образце	Окраска иризации образца в целом
			Не иризирует
			То же
			"
11	Ч-11/78	(п)56-60 (п)36-50	Фиолетовая, фиолетово-синяя
			Не иризирует
			То же
12	А-9/139	49-57	Фиолетовая, фиолетово-синяя
			Не иризирует
			То же
13	А-11/146	52-59	Бледно-зеленая, фиолетовая, фиолетово-синяя
14	Г-50/348	56-63	Индигово-синяя
15	Г-50-349	56-63	Зеленая, желто-зеленая, оранжевая
16	А-20/172	50-56	Фиолетовая, фиолетово-синяя

Место измерения в иризирующем зерне	(010)			An, %	Степень упорядоченности	Место взятия образца
	Ng	Nm	Np			
Порфиновый вкрапленник в среднезернистом норите:						
центр зерна	32	65	72	60	0,7	Р. Быстрая
край зерна	19	71	88	37	0,7	
Зерно из основной массы норита вблизи порфирового вкрапленника	22	68	88	38	0,5	
Лейст плагиоклаза из основной массы:						
центр зерна	30	62	80	50	0,4	
край зерна	20	70	90	36	0,5	
Порфиновый вкрапленник в среднезернистом норите:						
центр зерна	33	62	74	58	0,45	Там же
край зерна	23	68	84	43	0,6	
Зерно из основной массы норита	20	71	85	40	0,8	
Центр зерна	34	61	74	57	0,4	Р. Учур близ устья р. Пастух
Край зерна	32	61	78	53	0,4	
Зона мирмекита	46	61	58	90	0,3	
Небольшой лейст:						
центр зерна	29	66	75	54	0,75	
край зерна	28	65	79	50	0,65	
Центр зерна	28	69	73	56	0,9	Р. Учур, близ устья р. Эльдаму- Макит
Край зерна	29	70	70	59	1,0	
Центр зерна	31	73	65	57	0,7	Верховья р. Ляльми- Макит
Край зерна	32	68	68	63	0,9	
Центр зерна	28	69	73	56	0,9	Там же
Край зерна	33	64	71	62	0,7	
Центр зерна	33	61	75	56	0,4	Верховья р. Правой Ляльми

Таблица 1 (окончание)

Номер п.п.	Номер образца	Состав плагиоклаза в образце	Окраска иризации образца в целом
18	А-20-170	50-56	Фиолетовая, фиолетово-синяя
19	Ч-28-251	42-52	Бледная фиолетово-синяя
20	Д-200	52-56	Не иризирует Фиолетовая, фиолетово-синяя
21	Г-46/280	48-53	Синевато-фиолетовая
Лантарская часть			
22	У-1/2	52-55	Голубовато-фиолетовая
23	У-1/3	52-55	Голубовато-фиолетовая
24	Л-8/32	(п)52-59 (о)45-50	Фиолетовая, фиолетово-синяя, зеленая Не иризирует То же
25	Л-10/63	48-55	фиолетовая

Примечание. Оптическая упорядоченность плагиоклазов и их состав определены по положению точек выходов двойниковых осей альбитового закона с помощью диаграммы А.С. Марфунина [15], продолженной в область составов до 100% An и дополненной с учетом нового фактического материала Ю.В. Ванде-Кирковым [4]. В графе 3 для некоторых образцов приведен состав плагиоклазов порфиоровидных вкрапленников (п) и основной массы (о).

Место измерения в иризирующем зерне	(010)			An , %	Степень упорядоченности	Место взятия образца
	Ng	Nm	Np			
Центр зерна	27	68	76	53	0,9	Там же
Край зерна	25	69	77	50	0,9	
Центр зерна	31	63	76	55	0,6	Там же
Край зерна	31	62	78	53	0,5	
Центр зерна	26	67	78	50	0,7	Р. Ляльми
Зона	26	68	77	51	0,8	близ устья р. Правая Ляльми
Край зерна	28	64	86	44	0,3	
Кайма	28	62	87	42	0,3	
Центр зерна	29	66	75	54	0,8	Левобережье
Край зерна	28	68	74	55	0,9	р. Левый Колболок
Центр зерна	30	64	77	53	0,6	Верховья
Край зерна	22	72	78	48	1,0	р. Уян
Лантарская часть						
Центр зерна 1	31	63	76	55	0,6	Верховья
Край зерна 1	31	62	78	52	0,5	р. Улески
Центр зерна 2	30	65	75	55	0,6	
Край зерна 2	29	65	77	53	0,6	
Центр зерна	35	61	73	59	0,5	Там же
Край зерна	30	63	78	53	0,55	
Центр зерна	32	65	72	59	0,7	Верховья
Край зерна	28	65	80	49	0,6	р. Няндомы
Небольшое зерно:						
центр	22	72	78	47	1,0	
край	21	75	76	48	1,0	
Центр зерна	29	64	79	51	0,6	Там же
Край зерна	23	70	79	48	1,0	

Состав плагиоклазов определен в порфиоровидных пироксеновых анортозитах (1-6); гигантозернистом анортозите (7); крупнозернистых анортозитах (8, 9); среднезернистых норитах, содержащих вкрапленники зонально иризирующих лабрадоров (10, 11); среднезернистых анортозитах (13-15); лейкократовых норитах и габбро-норитах (16-19, 22-23); норитах и габбро-норитах (12, 20, 21, 24, 25).

Таблица 2

Состав и результаты рентгеновской съемки призмующих плагиоклазов

Номер п.п.	Номер образца	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Or	Ab
		Вес. %			Мол. %	
Геранская часть						
1	A-5/75	9,89	4,75	0,94	6,0	43,6
2	A-5/67	9,81	4,46	0,74	4,8	43,0
3	A-5/61	8,91	4,25	0,82	5,7	43,6
4	A-5/72	11,07	4,06	0,74	4,6	38,1
5	A-20/172	10,81	4,66	0,72	4,1	41,9
6	A-5/70	9,67	4,75	0,96	6,1	44,2
7	Ч-975	11,84	4,46	0,50	2,7	39,5
8	A-11/146	10,52	4,75	0,48	2,9	43,7
9	Ч-6/404	10,02	5,06	0,65	3,6	46,1
10	A-9/139	10,88	4,66	0,56	3,1	42,3
11	A-5/59a	11,85	4,02	0,46	2,5	37,2
12	A-5/59б	11,85	4,23	0,23	2,5	38,4
13	A-5/59в	10,37	4,60	0,68	4,0	42,7
14	Ч-28/251	9,53	4,75	0,48	3,0	45,9
15	Д-200	10,05	4,86	0,53	3,2	45,1
16	A-35/274	11,51	4,12	0,47	2,6	38,2
17	A-8/125	11,65	4,23	0,63	3,6	38,3
18	A-8/137	11,58	4,33	0,38	2,2	39,3
Лантарская часть						
19	У-1/2	11,02	4,77	0,38	2,2	42,9
20	У-1/3	11,08	4,73	0,38	2,2	42,7

Примечание. Окраска иризации в обр. Ч-975 фиолетовая, фиолетово-синяя (зональная); в обр. Ч-6/404 - фиолетовая, желто-зеленая, сине-зеленая (часто зональная); в обр. А-5/59а, А-5/59б - фиолетово-красная, оранжевая (зональная); в обр. А-5/59в - зеленая, желто-зеленая, синяя (зональная); в обр. Г-39/227 - фиолетовая, фиолетово-красная; в обр. А-35/274 - фиолетово-красная (зональная); в обр. А-8/125 и А-8/137 - бледная розовато-фиолетовая (зональная). В остальных образцах цвета иризации см. в табл. 1.

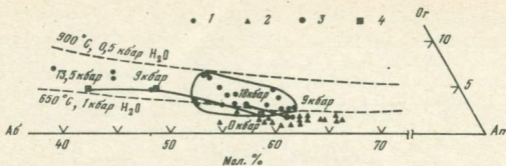
из пород Джугджурского анортозитового массива

An	$\frac{An \cdot 100\%}{An + Ab}$	$\Delta \theta_1$	$\Delta \theta_2$	Место взятия образца
Геранская часть				
50,4	53,6	1,80	0,40	Верховья р. Верхняя Сыганджа
52,2	54,8	1,78	0,42	Там же
50,7	53,7	1,75	0,35	"
57,3	50,1	1,85	0,40	"
54,0	56,3	1,82	0,40	Верховья р. Ляльми
49,7	52,9	1,80	0,40	Верховья р. Верхней Сыганджи
57,8	59,4	1,78	0,40	Р. Учур, близ устья р. Эльдаму-Макит
53,4	55,0	1,81	0,43	Р. Учур, устье р. Быстрой
50,3	52,2	1,75	0,43	Р. Учур, близ устья р. Пастух
54,6	56,3	1,82	0,43	Верховья р. Верхней Сыганджи
60,3	61,9	1,84	0,31	Там же
59,1	60,6	1,85	0,33	"
53,3	55,5	1,80	0,40	"
51,1	52,7	1,90	0,40	Ляльми
51,7	53,4	1,78	0,39	Р. Колболок
59,2	60,7	1,83	0,33	Верховья кл. Скалистого
58,1	60,3	1,83	0,41	Р. Учур, близ устья р. Пастух
58,5	59,8	1,79	0,40	Там же
Лантарская часть				
54,9	56,1	1,82	0,35	Верховья р. Улески
55,1	56,3	1,84	0,35	Там же

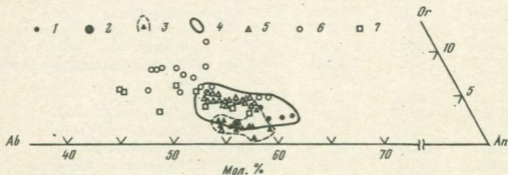
Аналитики: Л.А. Авдевина, С.П. Баталова, Ю.С. Чудакова (химлаборатория ДВГИ ДВНЦ АН СССР); А.А. Карабцов (рентгеноструктурный кабинет ДВГИ ДВНЦ АН СССР; снималась область $19 \ 62^{\circ}20'$ на фильтрованном медном излучении при скорости $0,5^{\circ}$ в минуту; приборы УРС-50 и ДРОН-1)

$$\Delta \theta_1 = 2\theta_{131} - 2\theta_{1\bar{3}1}; \Delta \theta_2 = 2\theta_{241} - 2\theta_{\bar{2}41}$$

Проанализированы плагиоклазы из анортозитов (7,16), лейкократовых норитов и габбро-норитов (9, 18, 19), порфиридных вкрапленников в габбро-норитах (17); остальные - см. примечание к табл. 1.



Фиг. 2. Диаграмма $Or-Ab-An$ для плагиоклазов из пород геранской (1) и лантарской (2) частей Джугджурского анортозитового массива (по данным табл. 2 [12]). Оконтурено поле иризирующих плагиоклазов. Показаны вариации состава плагиоклаза в зависимости от давления в сухой системе [5] при кристаллизации габбро-анортозитового (3) и кварц-диоритового расплавов (4). Штрихпунктир - сечения полевошпатового сольвуса, по данным [27]



Фиг. 3. Диаграмма $Or-Ab-An$ для плагиоклазов из пород некоторых анортозитовых массивов. Иризирующие плагиоклазы:

1 - Вольнь [8]; 2 - Найн, Лабрадор [29]; 3 - отдельные зоны реликтового фенокристалла из анортозита купола Орегон, Адирондак [21]; 4 - контур поля иризирующих плагиоклазов джугджурских анортозитов (см. фиг. 2.). Плагиоклазы не иризирующие: 5 - Маунт-Голден, 6 - Саранак-Лейк - площади метаанортозитового массива Адирондак, фация Марси [23]; 7 - метаанортозитовый массив Морин [24]

Судя по данным рентгеновской съемки (табл. 2), иризирующие плагиоклазы Джугджурского анортозитового массива по особенностям структурного состояния близки плагиоклазам других анортозитовых проявлений [25]. Их упорядоченность, определенная по диаграмме Д. Слеммонса [30], составляет 70-100%, но в большинстве случаев оказывается ниже, чем в плагиоклазах, не обнаруживающих иризации [12]. Другая характерная особенность джугджурских иризирующих плагиоклазов - их повышенная калиевоность (2,2-6,1% Or ; см. табл. 2). При этом более калиевые плагиоклазы оказываются, как правило, и несколько менее упорядоченными. Это

согласуется с предположением о связи Al-Si разупорядоченности в плагиоклазах с содержанием Or в твердом растворе [20] и, вероятно, не свидетельствует о несколько более высокотемпературном генезисе менее упорядоченных плагиоклазов. Подобное замечание справедливо, по-видимому, и в отношении вариаций оптической упорядоченности иризирующих плагиоклазов (см. выше).

Как следует из табл. 2 и фиг. 2, составы джугджурских иризирующих плагиоклазов четко ограничены интервалом $An_{50} Or_{3-6} - An_{60} Or_{2-3}$. Не иризируют плагиоклазы кислые An_{50} с такой же, либо более высокой калиевоcтью, а также с основностью от An_{54} до An_{67} и содержанием Or менее 2%. Примерно в этот же интервал составов попадают иризирующие плагиоклазы других анортозитовых массивов [28]. Вольнские, например [8] (фиг. 3), близки умеренно калиевым джугджурским. Такими же оказались плагиоклаз из Найна (см. фиг. 3) [29] и зонально иризирующий фенокрист из анортозитов купола Орегон в Адирондаке [21] (см. фиг. 3), отдельные части которого значительно различаются по основности (An 52,9-58,5) и калиевоcти (Or 0,3-3,7).

В поле иризирующих плагиоклазов (см. фиг. 3) располагается также значительная часть фигуративных точек составов реликтовых фенокристов из адирондакских метаанортозитов (особенно с площади Маунт-Голден) и плагиоклазов анортозитового массива Морин [21, 24]. Они утратили свойство иризировать и частично приобрели повышенную калиевоcть и натриевоcть благодаря наложенным метаморфическим преобразованиям в условиях гранулитовой и высокотемпературной амфиболитовой фаций, сопровождавшимся калишпатизацией, а также в результате более позднего диафтореза, проходившего в условиях эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций и приведшего к осветлению анортозитов. Как и в случае джугджурских анортозитов [11], при сравнении метаанортозитов Адирондака и Морина устанавливается довольно четкая связь между интенсивностью калишпатизации и наличием иризации. Например, в темно-серых и голубовато-серых анортозитах фации Марси в Адирондаке калишпатизация в основном интерстициальная, антипертитов мало, а плагиоклазы локально обнаруживают голубую или зеленую иризацию. Напротив, в темных розовато-лиловых моринских анортозитах фации Моув, которая считается эквивалентом адирондакской фации Марси, широко развиты как межзерновая калишпатизация, так и антипертиты, и иризация вообще отсутствует [24].

Ориентировочное представление об условиях кристаллизации иризирующих плагиоклазов можно получить, воспользовавшись результатами экспериментальных работ [5, 26, 27]. Двуполевошпатовый геотермометр для этой цели в данном случае непригоден из-за неравновесности плагиоклазов и интерстициального калишпата. Однако с его помощью можно оценить примерную температуру возникновения криптоантипертитов распада, присутствующих во многих плагиоклазовых зернах. Состав этих криптоантипертитов, определенный рентгенометрически в иризирующих джугджурских плагиоклазах,

оказался близким к $Ab_{50-43}Or_{50-57}$ [12] и с учетом состава вмещающего плагиоклаза температуры распада превышали, по-видимому, $1000^{\circ}C$. Температуры же кристаллизации плагиоклазов были выше, так как, судя по дупироксеновому геотермометру [14], образование пироксенов, равновесных с плагиоклазами, происходило при $1150-1200^{\circ}C$ [13].

Вероятно, формирование пород геранской и лантарской частей Джугджурского анортозитового массива происходило при $T = 1150-1250^{\circ}C$ [13], а разница в общем давлении между ними, учитывая геофизические данные о мощности наиболее изученных анортозитовых плутонов [22], едва ли превышала 2 кбар при глубине формирования массива 25-30 км (имея в виду материалы по метапородам, вмещающим анортозиты) [6]. В этих условиях, по данным Т.Х. Грина [5], из сухих габбро-анортозитовых расплавов кристаллизуются плагиоклазы, занимающие по сравнению с джугджурскими (фиг. 2) промежуточное положение по основности и калиевости ($An_{60,2}Or_{1,7}$). С учетом только что сказанного и исходя из результатов экспериментов [26, 27], можно также предположить, что расположение точек составов плагиоклазов анортозитовых комплексов в области меньшей калиевости, чем сольвус при $T = 900^{\circ}C$ и $P_{H_2O} = 0,5$ кбар (см. фиг. 2), свидетельствует, возможно, о повышенном парциальном давлении летучих в момент формирования анортозитов (сольвус при $T = 1150-1250^{\circ}C$ в сухой системе расположился бы еще в более калиевой области, чем при $T = 900^{\circ}C$). При этом, исходя из предложенных гипотез [18], P_{H_2O} , являющаяся частью общего давления флюида, при $1000^{\circ}C$ и общем давлении 9 кбар, например, могло достигать 2-4 кбар.

ЛИТЕРАТУРА

1. Баженова Г.Н. Анортозиты Каларского массива. - В кн.: Анортозиты СССР. М.: Наука, 1974.
2. Богатиков О.А., Биркис А.П. Магматизм докембрия Западной Латвии. М.: Наука, 1973.
3. Богатиков О.А., Биркис А.П. Анортозитовые провинции СССР и их минералого-петрохимические особенности. - В кн.: Анортозиты СССР. М.: Наука, 1974.
4. Ванде-Кирков Ю.В. Новый вариант диаграммы для определения средних - основных плагиоклазов на федоровском столике. - Бюл. вулканол. станций, 1974, № 50.
5. Грин Т.Х. Экспериментальное исследование генезиса анортозитов при высоких давлениях. - В кн.: Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968.
6. Карсаков Л.П., Шульдинер В.И., Ленников А.М. Гранулитовый комплекс восточной части Становой складчатой области и чогарская фация глубинности. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 5.
7. Карсаков Л.П., Ленников А.М., Шека Ж.А. Жильные анортозиты в базитах и ультрабазитах области контакта джугджурских анортозитов с метапородами архея. - Докл. АН СССР, 1976, 231, № 2.

8. Крамаренко Н.К. Фазовый состав, пластинчатое строение и кристаллизация плагиоклазов. Киев: Наукова думка, 1975.
9. Лебедев А.П., Павлов Н.В. Джугджурский анортозитовый массив. - Тр. ИГЕМ, 1957, вып. 15.
10. Лебедев П.И. Габбро-анортозит-чарнокитовый комплекс Вольни. - В кн.: Петрография Украины. М.: Изд-во АН СССР, 1934.
11. Ленников А.М. Петрология Джугджурского анортозитового массива. М.: Наука, 1968.
12. Ленников А.М. Состав и структурное состояние плагиоклазов Джугджурских анортозитов. - В кн.: Базиты и гипербазиты Дальнего Востока. Владивосток, 1976.
13. Ленников А.М. Плагиоклазы и пироксены джугджурских анортозитов. - В кн.: Изверженные породы востока Азии. Владивосток, 1977.
14. Маракушев А.А. Влияние температуры на равновесия ортопироксен - клинопироксен и ортопироксен-оливин. - В кн.: Метасоматизм и другие вопросы физико-химической петрологии. М.: Наука, 1968.
15. Марфунин А.С. Полевые шпаты - фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение. М.: Изд-во АН СССР, 1962.
16. Мошкин В.Н., Дагелайская И.Н. Габбро-анортозитовый комплекс Украинского кристаллического массива. - В кн.: Анортозиты СССР. М.: Наука, 1974.
17. Соболев В.С. Петрология восточной части сложного Коростеньского плутона. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1947.
18. Соболев В.С., Добрецов Н.Л., Соболев Н.В., Хлестов В.В. Связь процессов магмообразования с метаморфизмом и глубинным строением земной коры и верхней мантии. - В кн.: Проблемы кристаллохимии минералов и эндогенного минералообразования. Л.: Наука, 1967.
19. Anderson A.T., Morin M. Two types of massif anorthosites and their implications regarding the thermal history of the crust. - Mem. N.Y. State Mus. Sci. Serv., 1969, N 18.
20. Bamberger H.U., Corlett M., Eberhard E., Viswanathan K. Diagrams for the determination of plagioclases using X-ray powder methods (part III of laboratory investigations on plagioclases). - Schweiz. Miner und Petrogr. Mitt., 1967, 47/1.
21. Boone G.N., Romey W.D., Thompson D.S. Oscillatory zoning in calcic andesine-sodic labradorite relict phenocrysts in anorthosite of Oregon dome and Giant Mountain, Adirondack Highlands. - Mem. N.Y. State Mus. Sci. Serv., 1969, N 18.
22. Isachsen Y.W. Origin of anorthosites and related rocks - a summarization. - Mem. N.Y. State Mus. Sci. Serv., 1969, N 18.
23. Isachsen Y.W., Moxham R.L. Chemical variation in plagioclase megacrysts from two vertical sections in the main Adirondack metanorthosite massif. - Mem. N.Y. State Mus. Sci. Serv., 1969, N 18.
24. Papezik V.S. Geochemistry of some Canadian anorthosites. - Geochim. et Cosmochim. acta, 1965, 29, N 6.
25. Romey W.D. Anorthite content and structural state of plagioclases in anorthosites. - Lithos, 1969, N 1, 2.
26. Seck H.A. Der Einfluß des Drucks auf die Zusammensetzung koexistierender Alkalifeldspäte und Plagioklase im System $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_7 - \text{H}_2\text{O}$. - Contribs Mineral. and Petrol., 1971, 31.
27. Seck H.A. Koexistierende Alkalifeldspäte und Plagioklase im System $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_7 - \text{H}_2\text{O}$ bei Temperaturen von 650°C bis 900°C. - Neues Jahrb. Mineral. Abh., 1972, 115, N 3.

28. Smith J.V. Feldspar minerals. I. Crystal structure and physical properties. 1974. Part I.
29. Smith J.V. Phase equilibria of plagioclase. — In: Feldspar mineralogy. — Min. Soc. Amer., 1975, 2.
30. Steimmons D.B. Observation on order-disorder relations of natural plagioclase. I.A. method of evaluating order-disorder. — Norsk. geol. tidsskr., 1962, 42/2 (felspar. vol.).

Г. П. БАРСАНОВ, М. Е. ЯКОВЛЕВА, Л. И. ПОТАПОВА

О ПЕСТРОМ ОБСИДИАНЕ ДЖРАБЕР-ФОНТАНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (АРМЯНСКАЯ ССР)

В Джрабер-Фонтанском месторождении обсидиана в верху лобовой части потока развиты стекловатые брекчии, носящие название пестрого обсидиана. Составными частями пестрого обсидиана являются два вида стекол: черное и красновато-коричневое, из которых первое образует обломки, а второе — цементирующую массу [1, 2].

В исследованных нами образцах пестрого обсидиана преобладали брекчии, в которых резко оконтуренные удлиненные обломки черного стекла размером от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров по длинной оси были погружены в красновато-коричневый обсидиан с флюидальной текстурой. Реже встречались образцы черного стекла, содержащие в виде включений мелкие удлиненной формы участки красновато-коричневого стекла. Наблюдалось и тесное смешение обоих стекол с образованием причудливых рисунков красновато-коричневого цвета.

Черный обсидиан состоит из двух разновидностей стекол: черного прозрачного, в пластинах и осколках обнаруживающего характерный лиловато-дымчатый цвет, в котором неразличимы какие-либо включения, и черного непрозрачного, насыщенного черными включениями. Между ними наблюдаются постепенные переходы, обусловленные различным содержанием черных включений в прозрачном стекле.

Черный прозрачный обсидиан лиловато-дымчатого цвета образует пластины толщиной около 1 см. Прокаливание кусочков стекла при температуре $\sim 900^{\circ}\text{C}$ в течение 8 ч на окраску не повлияло. В шлифе бесцветный. Стекло в одних случаях лишено кристаллической фазы и характеризуется светопреломлением 1,486, в других — содержит микролиты главным образом полевого шпата размером до 11–23 мкм в длину с флюидальной текстурой. Присутствие кристаллической фазы в стекле не оказывает заметного влияния на его прозрачность.

Черный непрозрачный обсидиан пронизан черным пылевидным веществом, которое выстилает стенки трещин, распределяясь то в виде тончайшей рассеянной пыли, создающей впечатление полупрозрачной дымчатой пленки, то образуя плотные непросвечивающие черные пленки, резко выделяющиеся при просмотре образцов на просвет. При этом черное вещество в одних случаях не проникает за пределы трещин, а в других — проникает в стороны в виде при-

чудливо вытянутых ветвей, бесформенных, хлопьевидных и облачных скоплений (фиг. 1, а, б). В шлифах в проходящем свете в черном пылевидном веществе различимы мельчайшие непрозрачные зернышки размером 0,5–4 мкм, в более крупных выделениях которых иногда намечаются гексагональные очертания с бурым просвечиванием в тонких краях. Мельчайшие зерна образуют цепочки шириной 2–10 мкм, а также бесформенные агрегаты (фиг. 2, а, б). Светопреломление черного вещества выше, чем стекла. Кроме того, присутствуют тончайшие изотропные пленки грязно-бурого цвета. Определением точки Кюри и содержания углерода установлено, что черные пылевидные образования состоят из смеси магнетита и углеродистого вещества с преобладанием первого.

Красновато-коричневый обсидиан непрозрачный. Его окраска, макроскопически однородная, оказывается неоднородной при небольшом увеличении. Неоднородность заключается в хорошо различимой перемежаемости параллельно вытянутых узких полос коричневого цвета разной интенсивности, среди которых рассеяны участки ярко-красного цвета. В прозрачных шлифах эта разновидность обсидиана коричневого и красновато-коричневого цвета. Под микроскопом в нем различимо бесцветное стекло со светопреломлением 1,486 и коричневое стекло с более высоким светопреломлением. Количественные соотношения их приблизительно равные, но есть участки, где несколько преобладает то или иное стекло (фиг. 3, а, б).

Текстура коричневого обсидиана флюидально-такситовая, но в отдельных участках она имеет характер микроавтобрекции, особенностью которой является присутствие обломков с иной ориентировкой флюидальности, чем в окружающей массе. Участки бесцветного стекла лишены кристаллической фазы. Размеры их достигают в поперечнике 20–45 мкм, реже до 2 мм. Участки коричневого цвета имеют преимущественно вытянутые формы и небольшие размеры до 15–30 мкм в поперечнике и 0,25–1,5 мм в длину. Очертания их то прямолинейные, параллельные друг другу, то изогнутые и микроплойчатые, то каплевидные, удлиненные до волокон размерами около 10×2 мкм и 150×4 мкм. Они резко выделяются своим ярко-коричневым цветом и четкими границами с бесцветным стеклом. Коричневые участки анизотропны, с погасанием, совпадающим с их удлинением, имеющим положительный знак. Кроме того, коричневые полосы плеохроируют с адсорбцией более сильной в направлении удлинения и более слабой в поперечном.

В данной разновидности обсидиана хорошо различим под микроскопом гематит, представленный двумя генерациями. Одна генерация развита только в пределах коричневых участков. Она образует мельчайшую сыпь прозрачных зернышек и призмочек, размеры которых редко достигают 2 мкм, с высоким дву- и светопреломлением. Наиболее крупные зерна имеют красноватый цвет. Другая генерация образует более крупные, в основном непрозрачные, зерна и чешуйки, величина которых достигает 8 мкм, при этом чешуйки часто имеют идиоморфные гексагональные очертания. Скопления



Фиг. 1. Распределение черного пылевидного вещества в черном непрозрачном обсидиане. Пластинка толщиной 1 см
a - уменьшено в 1,2 раза; *б* - увеличено в 6 раз

гематита второй генерации встречаются как в коричневых, так и в бесцветных участках и нередко располагаются по их границам. Создается впечатление, что гематит первой генерации кристаллизовался за счет железа, входившего в состав стекла, а гематит второй генерации — переотложенный или привнесенный.

Таким образом, коричневые участки представляют собой стекло, окрашенное тонкодисперсным гематитом. Двупреломление и плеохроизм коричневых участков связаны с возникшими натяжениями, вызванными вытягиванием их в узкие полосы во время течения расплава.

В коричневом обсидиане встречаются также редкие микровкрапленники рудного минерала величиной до 0,25 мм и гломеропорфировые выделения ярко-коричневого биотита размером до 0,3 мм при величине чешуек до 0,13 мм. При исследовании коричневого



обсидиана методом терморазмагничивания остаточной намагниченности насыщения установлены две фазы: гемоильменит и гематит. К гемоильмениту мы относим микровкрапленники рудного минерала.

Рентгеновское исследование всех трех разновидностей стекол, составляющих пестрый обсидиан, показало следующее. Красновато-коричневое стекло в одном случае оказалось рентгеноаморфным, в другом — на дифрактограмме его проявились хотя и слабые, но достаточно четкие пики $4,05$, $3,32$, $2,688$, $2,499$ Å, из которых два последних принадлежат гематиту. У черного прозрачного и черного непрозрачного обсидиана присутствует только слабо проявленный пик $4,03$ Å, который, как и пик $4,05$ Å, вероятно, соответствует низкотемпературному α -квартцу. Отражение $3,32$ Å может быть отнесено за счет α -квартца, что согласуется с ИК-спектром¹ красновато-коричневого обсидиана содержащего максимумы поглощения в области 783 и 802 см⁻¹, характерные для α -квартца.

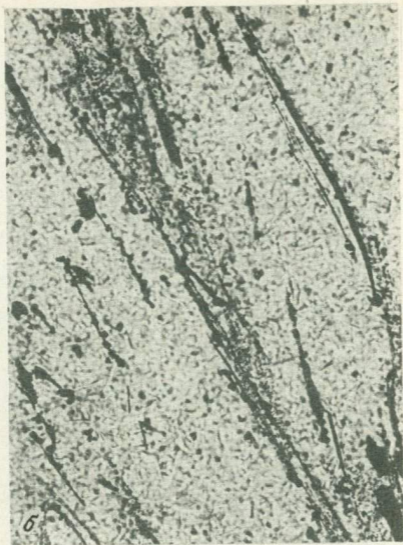
¹Геологический факультет МГУ.



Фиг. 2. Распределение включений в черном непрозрачном обсидиане. Николь один;

a - увел. 250, *б* - увел. 320

Определение точек Кюри во всех трех типах стекол было произведено по методу терморазмагничивания остаточной намагниченности насыщения на установке конструкции К.С. Буракова в лаборатории терромагнитного анализа физического факультета МГУ. Суть метода состоит в том, что исследованный образец подвергается намагничиванию электромагнитом в поле около 3 кЭ, затем помещается в держатель, который в процессе измерений вращается с постоянной скоростью в полости, защищенной от внешнего магнитного поля системой экранов. В этой полости создается постоянный нагрев образца от комнатной температуры до 700°C. При вращении намагниченного образца в галетных катушках, расположенных на поверхности цилиндра, ограничивающего полость, наводится э.д.с., которая затем усиливалась специальным электронным блоком. По



мере нагревания наблюдается спад остаточной намагниченности насыщения $-IrS$ до 0 в точке Кюри (Q). Результаты исследования следующие.

Черное прозрачное стекло является диамагнетиком. Черное непрозрачное стекло содержит тонкодисперсный магнетит. По кривой IrS (фиг. 4, а) устанавливается точка Кюри $Q = 575^{\circ}$, соответствующая магнетиту без существенных изоморфных примесей. Кривая при охлаждении образца полностью совпадает с кривой нагревания, что свидетельствует об отсутствии фазовых переходов.

В красновато-коричневом стекле по кривым IrS устанавливаются две фазы: $Q_1 = 200^{\circ}C$ и $Q_2 = 675^{\circ}C$ (фиг. 4, б). Q_2 соответствует гематитовой фазе. Остаточная намагниченность насыщения IrS в Q_2 падает до 0,15. Точка Кюри Q_1 связывается с гемойльменитовой фазой. Кривые охлаждения совпали с кривыми нагревания, что свидетельствует об отсутствии мартитовой фазы.



Фиг. 3. Текстура красновато-коричневого обсидиана. Николь один;
a - увел. 250, *б* - увел. 1250

Электронно-микроскопическое¹ исследование пестрого обсидиана (метод реплики с травлением 35% HF в течение 10-25 с) показало неоднородность в строении стекла (фиг. 5), аналогичную той, что наблюдалась в перлите [1] и была объяснена натяжением, возникающим при образовании перлитовой структуры. На репликах хорошо проявлены идиоморфные гексагональные пластинки размером 0,15-3 мкм, идиоморфные призмочки 0,04×0,07 и 3×0,07 мкм, хлопьевидные выделения и срезы кристалликов, размером около 0,5-0,7 мкм, форма которых близка к треугольной. Последние являются, вероятно, гранями октаэдра, принадлежащими магнетиту. В соответствии с микроскопическими наблюдениями призмочки и гексагональные пластинки принадлежат гематиту, а хлопьевидное вещество - тонкодисперсному углероду.

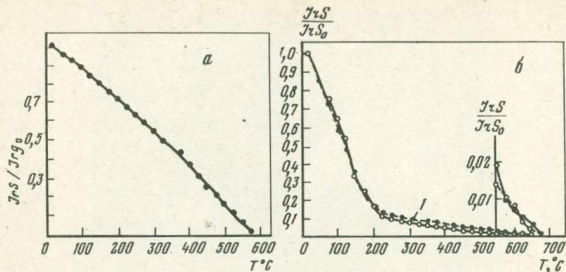
¹ НИИ строительной керамики.



Химические анализы всех трех разновидностей стекол, слагающих пестрый обсидиан, приведены в табл. 1, из которой видно, что, несмотря на различный облик стекол, они имеют очень близкое содержание главных и примесных элементов. Все три разновидности принадлежат липаритовой магме. Различие их состоит в небольших колебаниях в содержании некоторых окислов: больше окисного железа отмечается в красновато-коричневом стекле по сравнению с черным прозрачным стеклом; несколько повышено содержание воды в черном непрозрачном стекле по сравнению с двумя другими стеклами.

Спектральным анализом¹ во всех трех разновидностях установлено одинаковое содержание следующих элементов (в %): 0,1 Ba, сотые доли P, Ni, Zr, Cr, Sr; тысячные доли Pb, Nb, Ga, V, Cu, La, G, B; десятитысячные доли Be, Mo.

¹ ИГЕМ.



Фиг. 4. Зависимость относительной остаточной намагниченности насыщения $\frac{IrS}{IrS_0}$ от температуры

a – черное непрозрачное стекло; *б* – красновато-коричневое стекло; нагревы: 1 – первый, 2 – второй

Углеродистое вещество отмечено в небольших количествах во всех разновидностях обсидиана. Несколько повышено его содержание в черном непрозрачном обсидиане по сравнению с другими стеклами (табл. 2). По составу углеродистое вещество обсидиана характеризуется резким преобладанием нерастворимых фракций. Многократная попеременная обработка обсидиана кислотами и щелочами не выявила присутствия ни кислых гидролизатов, ни щелочно-растворимых углеродистых соединений.

Последовательная экстракция битуминозных компонентов из обсидиана хлороформом и спирто-бензолом показала их незначительное содержание. ИК-спектр поглощения битуминозного вещества, экстрагированного хлороформом из красновато-коричневого стекла, показал, что основу его составляют кислородсодержащие структуры (полоса 1750 см^{-1}), а углеводородные радикалы CH_2 и CH_3 -групп (полосы $1460, 1380 \text{ см}^{-1}$) выражены слабее. В составе этого вещества нечетко проявлены ароматические структуры и отсутствуют твердые парафины.

Распределение битуминозных веществ в обсидиане, по данным люминесцентной микроскопии, свидетельствует о их более позднем возникновении по отношению ко всем разновидностям вмещающих стекол. Битуминозные вещества с характерной для них желтой и голубоватой люминесценцией выполняют в обсидиане микротрещины, секущие как черное, так и красновато-коричневое стекло. В этих, наиболее поздних по времени образования микротрещинах битуминозное вещество ассоциируется с карбонатами.

Для пестрого обсидиана оказалось нехарактерным выполнение пор битуминозными веществами, отмечавшееся ранее (3) для серебрис-



Фиг. 5. Черное прозрачное стекло. Реплика. Увел. 1400, травление 25 с, 35% HF

того обсидиана. Очевидно, такая форма залегания битуминозных веществ свойственна лишь очень пористым разновидностям обсидиана.

Дериватограммы¹ черного непрозрачного и красновато-коричневого стекол приведены на фиг. 6. Кривые ДТА у обоих характеризуются присутствием экзотермического пика с максимумом около 350° и эндотермического пика с максимумом при $875-900^{\circ}$. На кривых ДТГ отражена двухступенчатая потеря веса, из которых первая ступень в интервале $50-300^{\circ}$ вызвана, как мы полагаем, разгерметизацией пор, заполненных водой и газом, а вторая — в интервале $300-400^{\circ}$ — связывается нами с окислением до CO_2 углеродистого вещества, присутствующего в обоих разновидностях. При нагревании красновато-коричневого обсидиана N_2 -экзотермический эффект, вызванный деструкцией углеродистого вещества, отсутствует, при этом видно, что первая ступень потери веса достигает почти

¹ ИГЕМ.

Таблица 1

Химические анализы пестрого обсидиана (аналитик Г.А. Осолодкина)

Окислы	Черный прозрачный	Черный непрозрачный	Красновато-коричневый
SiO ₂	74,21	74,45	72,23
TiO ₂	0,08	Не опр.	0,11
Al ₂ O ₃	14,40	14,73	15,86
Fe ₂ O ₃	0,69	0,39	1,15
FeO	Не обн.	0,38	0,09
MnO	0,02	0,05	0,05
MgO	0,08	0,11	0,21
CaO	0,82	0,55	1,12
Na ₂ O	4,15	4,27	4,57
K ₂ O	4,76	4,65	4,30
H ₂ O	0,20	0,41	0,11
П.п.п.	0,28	0,18	0,48
Сумма	99,69	100,17	100,28
Уд. вес	2,35	2,36	2,37

400°. Кривые ТГ показывают, что в черном непрозрачном стекле потеря веса заканчивается при 400°, тогда как в красновато-коричневом она растянута до 1000°, но при этом основная часть потери протекает до 450°. Возможно, более высокотемпературная потеря связана с ультрапористостью.

Эндотермический эффект при 875–900° ошибочно, как нам кажется, связывается с вспучиванием обсидиана [4]. Скорее он вызывается фазово-структурными преобразованиями, протекающими в стекле при его нагревании. Происходит перестройка структуры стекла, сопровождаемая кристаллизацией β-тридимита. Это объяснение согласуется с данными о том, что в кварцевом стекле при 850° в присутствии минерализаторов кристаллизуется тридимит [5], что прокаливание кварцевого стекла при 850–950° в течение 9 дней приводит к кристаллизации β-тридимита величиной до 0,5 мм, а также с тем, что нижняя граница устойчивости β-тридимита отвечает 870° и при понижении температуры он переходит в кварц [6].

Фиг. 6. Дериватограммы

1 - черное непрозрачное стекло, навеска 3000 мг, потеря веса 0,25%; 2 - красновато-коричневатое стекло, навеска 3300 мг, потеря веса 0,25%

Весь изложенный фактический материал, касающийся трех разновидностей стекол, состоящих пестрый обсидиан, позволяет высказать следующие соображения об их формировании.

1. Близость химического состава всех трех типов стекол свидетельствует о том, что их резко проявляющиеся различия обусловлены не расщеплением расплава на стекла разного состава, а в первую очередь условиями формирования. Последние, сопровождаемые незначительными изменениями химического состава, вызвали существенные фазовые изменения, сказавшиеся на облике и минералогическом характере каждого типа.

2. В образовании пестрого обсидиана принимали участие две порции расплава. Главная порция дала при застывании черное прозрачное стекло, лишённое микрокристаллической фазы или содержащее редкие микролиты в основном полевых шпатов, не оказывающие влияние на его прозрачность. За счет второй образовалось красновато-коричневое стекло. Одновременный или близкий по времени с первым этот расплав возник из одного и того же очага, но в конечном итоге в нем выделились микроучастки, относительно обогащенные железом, которые в текущем потоке в силу своей большой вязкости вытягивались до тонких волокон, что привело к возникновению флюидальной текстуры. Мы допускаем, что химическая неоднородность второй порции расплава могла быть вызвана ликвацией - выделением микрокапель расплава, обогащенного железом. Высказано также мнение [2] о различной степени структурной упорядоченности стеклообразных фаз, за счет чего произошло образование трещин и структурных дислокаций в красновато-коричневом стекле, ориентированных параллельно предполагаемому направлению течения расплава, по которым развились тончайшие пленки окислов железа.

Застывающие и вновь взламываемые корки потоков магм привели к механическому смещению полузастывших, обогащенных железом частей обсидиана, при этом их затвердевшие обломки попадали в расплав другого, более жидкого, еще не застывшего, бедного железом расплава, создавая при застывании всего потока разные текстурные взаимоотношения. Последние в конечном результате выразились в том, что обломки красновато-коричневого стекла оказались в черном прозрачном стекле и, наоборот, обломки черного

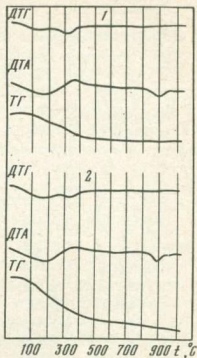


Таблица 2

Содержание и состав углеродистого вещества в пестром обсидиане (в %)

Разновидности стекол	C _{орг}	Битуминозные вещества			В составе углеродистого вещества	
		хлороформный экстракт (ХБ)	спирто-бензол-ный экстракт (ДСББ)	сумма (ХБ + ДСББ)	битуминозные компоненты	нерастворимая фракция
Черное прозрачное	0,04	0,001	0,001	0,002	5,0	95,0
Красновато-коричневое	0,14	0,002	0,001	0,003	2,1	97,9
Черное непрозрачное	0,26	0,004	0,002	0,006	2,3	97,7

прозрачного стекла включены в красновато-коричневом флюидальном стекле и, наконец, в тонком перемешивании обоих типов.

3. Лавовый поток в процессе застывания несомненно подвергся воздействию фумарольных газов. Восстановительный характер этих газовых струй, особенно в лобовых участках потоков (к которым и относятся изученные пестрые обсидианы) мог быть обеспечен, как это указывается [7], обогащением СО при неполном сгорании органики растений, захваченных и обугленных расплавом стекла обсидианов. Отсюда вполне возможно появление относительно более поздних газовых (фумарольных) струй, обогащенных СО, а также появление вместе с ними и твердой фазы органики, богатой элементарным углеродом. Окислительно-восстановительный потенциал таких газовых струй (и сопутствующих им реакций) естественно сдвигался в область восстановительных процессов. Фумарольные газы также вполне могли способствовать окислению железа, входящего в состав стекла, выделившегося путем ликвации в виде капель, и кристаллизации в пределах этих капель тонкодисперсного гематита. Последний и окрасил стекло в коричневый цвет. Кроме того, не исключено выделение гематита из самой газовой фазы (привнос $FeCl_3$) в виде более крупнозернистых скоплений, которые и придают коричневому цвету стекла красноватый оттенок.

4. Черное непрозрачное стекло возникло при воздействии углеродсодержащих фумарольных газов на уже твердое стекло. Из исследования фумарольных газов современных вулканов [7] известно, что высокотемпературные фумаролы (500–700°C) имеют главными компонентами газы Cl , H_2 , диссоциированную H_2O и CO , а также летучие соединения $FeCl_2$ или $FeCl_3$. Отмечается также для фумарол, идущих вместе с раскаленным газовым потоком, возможность реакций (в поверхностных частях потока) типа $CO + O \rightarrow CO_2$. Таким

образом, окислительно-восстановительные потенциалы для реакций газ + силикатный расплав, обогащенный железом, могут быть очень различны. Они зависят от глубинности реакции (в потоке или в жерле вулкана) и соответственно отношений $\text{CO}:\text{CO}_2$ и (параллельно) $\text{H}_2:\text{H}_2\text{O}$. Газы проникали по трещинам по ослабленным зонам, особенно развитым в черном прозрачном стекле в контакте его с красновато-коричневым стеклом. От трещин газы в ряде случаев проникали внутрь стекла, при этом в черном прозрачном стекле кристаллизовался тонкодисперсный магнетит и оседал сажистый углерод, превратившие его в непрозрачную разновидность. Возможно, при этом проходили реакции газовых фумарольных струй с уже отмечавшимся ранее гематитом; при этом последний превращается в магнетит. Как известно, в природных ассоциациях (например, в скарнах) псевдоморфозы магнетита по гематиту не являются редкостью.

В контакте красновато-коричневого и черного непрозрачного стекла макроскопически иногда различима узкая зона грязно-бурого цвета, производящая впечатление реакционной каймы. Кроме того, макроскопически нередко наблюдаются грязно-бурые участки с расплывчатыми очертаниями в черном непрозрачном стекле, производящие впечатление реликтов красновато-коричневого стекла. Под микроскопом в отмеченных участках и зонах в прозрачном стекле присутствуют тонкие с причудливыми очертаниями грязно-бурые изотропные пленки, чешуйки гематита и тончайшая сыпь непрозрачных зерен черного цвета. Последние, вероятно, являются смесью магнетита и углеродистого вещества.

5. Присутствие в пестром обсидиане битуминозных веществ, по видимому, связано с еще более поздними процессами, вызванными остыванием лавы и усложнением состава выделяющейся газовой фазы. Образовавшиеся при этом битуминозные вещества также проникали по трещинам. Поскольку черное непрозрачное стекло является более пористым и трещиноватым, на что указывает его относительно низкая микротвердость, в нем сконцентрировалось битуминозных веществ больше, чем в других разновидностях. Само присутствие битуминозных веществ в обсидиане подтверждает участие углерода и его определенную роль в процессе формирования состава и свойств вулканического стекла [8].

6. При близком химическом составе стекол, составляющих пестрый обсидиан, их резко различная окраска может быть объяснена следующими факторами. Черное прозрачное стекло своим лиловато-дымчатым цветом обязано присутствующим в нем 0,69% Fe_2O_3 , 0,08% TiO_2 и 0,02% MnO , которые входят в состав самого стекла и не участвуют ни в какой кристаллической фазе, на что указывают его диамагнитные свойства. Красновато-коричневое стекло окрашено гематитом в количестве около 1,1%, тонкодисперсное распределение которого в стекле вызвало густое окрашивание и непрозрачность. Черное непрозрачное стекло окрашено тонкодисперсной смесью, состоящей из углеродистого вещества (0,26%) и магнетита (0,6%), неоднородное распределение и колеблющееся содержание которых

создают причудливые рисунки, видимые на просвет в тонких пластинках. В обоих последних разновидностях стеклов отмечается низкое содержание красящего пигмента, количество которого не превышает 1%, но оказывается достаточным, чтобы радикально повлиять на их облик, цвет и прозрачность.

7. Сопоставляя полученные данные для пестрого обсидиана Армении и высказанные соображения о возможном генезисе составляющих их минералов с результатами исследования вулканических эксгалаций и продуктов действующих вулканов Камчатки и Курильских островов [7], можно провести следующие параллели. Фумарольный гематит (встреченный, например, в кратере вулкана Обручева) отлагается в зоне с температурой 480–600°C. Он представлен мелкими гексагональными пластинками и зернами. Образование гематита связывается исследователями с воздействием на вулканические продукты идущих из глубины кратера эманаций (фумарол) с вторичным подъемом температуры в зоне реакции до 800–900°C. Здесь же отмечается, что гематит вообще один из наиболее распространенных минералов, связанных вообще с фумаролами (например, Везувий и др.), и что образование его обычно описывается приблизительной реакцией типа: $2\text{FeCl}_3 + 3\text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{Fe}_2\text{O}_3 + 6\text{HCl}$. Что касается углистого твердого вещества, то оно также было обнаружено на лавовых потоках вулканов Камчатки. Здесь исследователи непосредственно наблюдали, что лавовый поток на своем пути заваливал и сжигал растительность. При ее неполном сгорании, углистое вещество в твердой фазе вместе с СО переносилось газовыми струями, имеющими восстановительный характер и отложилось вместе с другими возгонами в трещинах, порах и т.д. лавовых продуктах.

8. Приведенные сравнительные данные вместе с материалами, изложенными в статье, позволяют сделать достаточно обоснованный вывод о том, что гематитизация стекла обсидианов протекает при воздействии фумарол ранней стадии (температуры выше 600°C) и связана как с экстракцией железа хлоридными газами из вязкого силикатного стекла, так и с процессами привноса железа в летучих соединениях типа FeCl_2 и FeCl_3 . Процесс образования магнетита более поздний, но также фумарольный, связан как с замещением гематита магнетитом, так и с отложением непосредственно магнетита при реакции газ-стекло + гематит в более восстановительной среде реакций, несомненно с участием СО; хлоридов или гидрохлоридных комплексов железа, а также перегретых паров воды, и, вообще, углекислого газа. Появление в обсидианах углерода (твердого и углеводородов) также, вероятно, можно объяснить главным образом за счет захвата, сжигания и перегонки растительного вещества на пути движения лавового потока. Это вполне увязывается с тем, что пестрые (черно-коричневые) обсидианы в месторождении Армении, описанные в статье, развиты только, как указывалось, в лобовой части обсидианового потока [1]. Привнос газовых струй обогащенных СО за счет неполного сгорания (температуры 350–600°C, аналогичные получению древесного угля) и собственно

фумарольными компонентами (перегретый пар, CO_2 , Cl , летучие хлориды и др.), в застывшее стекло, разбитое трещинами с неоднородно-ликвидировавшимся составом, сопровождалось отложением магнетита, углеродистой пыли и частичным замещением (и, быть может, переотложением) более раннего гематита магнетитом.

ЛИТЕРАТУРА

1. Наседкин В.В. Водосодержащие вулканические стекла кислого состава, их генезис и изменения. М.: Изд-во АН СССР, 1963.
2. Наседкин В.В. Обсидиан и ассоциирующиеся с ним породы как поде-лочный камень. — В кн.: Драгоценные и цветные камни как полезное ископаемое. М.: Наука, 1973.
3. Яковлева М.Е., Потапова Л.И. Включения битуминозных веществ в обсидиане. — В кн.: Новые данные о минералах СССР. М.: Наука, 1962.
4. Кашкай М.А., Мамедов А.И. Перлиты, обсидианы, пехштейны и их минералого-петрографические и физико-химические особенности. Баку: Изд-во АН АзССР, 1961.
5. Эйтель В. Физическая химия силикатов. М.: Изд-во иностр. лит., 1962.
6. Минералы. М.: Наука, 1965. Т. 2, вып. 1.
7. Набоко С.И. Вулканические эксгаляции и продукты их реакций. М.: Изд-во АН СССР, 1959.
8. Флоровская В.Н. и др. Диагностика органических веществ в горных породах и минералах магматического и гидротермального происхождения. М.: Наука, 1968.

Е. Е. ЛАЗЬКО

САМОЦВЕТЫ КИМБЕРЛИТОВЫХ ПОРОД ЯКУТИИ: ПАРАГЕНЕЗИС, СВОЙСТВА И ПЕРСПЕКТИВЫ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ

Кимберлиты — уникальные во многих отношениях породы, являющиеся единственным коренным источником промышленных алмазов. Кроме последних, они содержат большое количество иного потенциального ювелирного сырья: высоко ценившегося в свое время граната пироп-альмандинового ряда, оливина-хризолита и циркона. Задача комплексной разработки природных ресурсов обуславливает необходимость изучения технических возможностей и экономической выгоды извлечения этих минералов попутно с алмазами на эксплуатирующихся алмазных месторождениях Якутии. Напомним, что традиции применения гранатов и оливинов в ювелирных и других художественных изделиях восходят к истокам человеческой культуры; накоплено немало навыков и приемов их обработки и использования в изделиях. Кимберлитовые породы, однако, не были объектом интенсивной добычи самоцветов, кроме алмаза; оливин, годный для ювелирного дела, из них не извлекался вообще; гранат с этой целью добывался только в конце прошлого и начале нынешнего века в юж-

ноафриканских месторождениях. Перспективность же двух указанных минералов отечественных кимберлитов для изготовления украшений установлена опытными работами советской ювелирной промышленности: ограненные хризолиты и гранаты в золотых изделиях — перстнях, браслетах, серьгах и т.д. — получили высокую оценку специалистов. Менее определенны возможности применения для этой цели цирконов из кимберлитов; целесообразность их использования в качестве ювелирного сырья еще предстоит выяснить.

Таким образом, кимберлитовые породы могут явиться крупным источником не только алмазов, но и других самоцветов, в основном оливина и хромистого граната. Согласно существующим классификациям, эти минералы не принадлежат к важнейшим драгоценным камням. Из-за относительно небольшой стоимости [11, 35] они вряд ли могут представлять самостоятельный интерес, но извлечение их из пород разрабатывающихся алмазных месторождений может повысить рентабельность последних.

Основными достоинствами оливина и граната кимберлитов, не обладающих высокими показателями преломления, являются прозрачность, однородность окраски и глубина тона. Минералогическим особенностям этих двух самоцветов с особым рассмотрением их качеств, важных при ювелирной обработке, краткой петрографической характеристике содержащих их пород и некоторым аспектам их происхождения в кимберлитах и посвящена настоящая статья.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНОВ РАЗВИТИЯ КИМБЕРЛИТОВЫХ ПОРОД И НЕКОТОРЫХ КИМБЕРЛИТОВЫХ ТЕЛ

Большинство известных в нашей стране кимберлитопоявлений сконцентрировано в Западной Якутии, в бассейнах рек Оленька, Анабара и левых притоков Лены. Здесь, как и в других районах, кимберлиты залегают в виде небольших тел экструзивной (трубки взрыва) или интрузивной (дайки, жилы, силлы) фаций. Обычно они встречаются группами, образующими кимберлитовые поля, в пределах которых на площади в сотни квадратных километров сосредоточено от единиц до нескольких десятков трубок и жил.

Пространственное размещение кимберлитов зависит от их геологоструктурной позиции. Последняя предопределяет также общие особенности кимберлитового вулканизма отдельных полей и более крупных единиц — районов. Исследователи, занимавшиеся районированием и выяснением структурного положения отечественных кимберлитов, отмечают наличие двух групп районов кимберлитопоявлений: кимберлитов и кимберлитоподобных пород окраинных областей Сибирской платформы и расположенных в центральной ее части [27].

Кимберлиты центральных районов платформы приурочены к ее древнему ядру. Геофизические данные свидетельствуют о залегании поверхности архейско-протерозойского фундамента на глубине 2,2–5 км с уменьшением мощности осадочных пород в северном направ-

лении [1]. Кимберлитовый вулканизм проявлялся в пределах крупных платформенных структур, характеризовавшихся длительным медленным воздыманием [17]. Такой структурой является Анабарская текклиза, в пределах которой сосредоточено большинство известных кимберлитовых тел; их размещение контролируется крупными региональными зонами разломов субмеридионального простирания [12] в фундаменте платформы. Они же являются наиболее благоприятными участками для размещения пород трапповой формации, широко развитых в пределах Якутской алмазоносной провинции. Размещаясь в зонах глубинных разломов, кимберлитовые тела формируются в карбонатных и терригенно-карбонатных отложениях верхнедокембрийского и нижнепалеозойского возраста, слагающих платформенный чехол. Кимберлитовые тела в основном располагаются в виде цепочек, но нередко концентрируются на небольших участках [17].

Возраст якутских кимберлитов окончательно не установлен. Согласно одной из распространенных точек зрения, в пределах Западной Якутии развитие кимберлитового вулканизма происходило в три этапа: верхнедевонский – нижнепермский или досреднекарбонный, средне- и верхнекринозойский и меловой.

Очертания трубок взрыва весьма разнообразны: от округлых до причудливо-неправильных и вытянутых, овальной формы, нередко с прихотливыми извилистыми границами. Диаметр тел колеблется от нескольких десятков до нескольких сотен метров; с глубиной площадь поперечного сечения и форма меняются. Круглые и овальные трубки сужаются; на некотором протяжении они имеют соответственно форму опрокинутого правильного или сдавленного конуса, но все же близкую к цилиндрической, а затем переходят в дайки, являющиеся подводными каналами. Классический пример подобного перехода – рудник Святого Августина, расположенный по соседству с трубкой Кимберли в Южной Африке. На поверхности трубка Святого Августина имела круглую форму, но сужение наступило очень быстро, и на горизонте 244 м она превратилась в узкую, выполненную кимберлитом трещину [36]. Трубки прослежены на глубине от 100–300 до 1000–1100 м; залегание их в большинстве случаев субвертикальное.

Материал, выполняющий кимберлитовые тела, получил собирательное название кимберлитовых пород [3]. Обычно содержимое трубок представлено своеобразной гибридной брекчией, имеющей порфиновый облик и сложной тонкозернистой серпентин-карбонатной (иногда с флогопитом) основной массой, в которой заключен целый ряд разнообразных объектов: автолитов – включений кимберлита ранних генераций, а также осколков и обломков различных минералов и пород. Среди последних можно выделить следующие группы.

1. Ксенолиты вмещающих карбонатных и терригенных пород осадочного чехла платформы. Особой разновидностью ксенолитов этой группы можно считать обломки отложений, некогда прорванных внедрявшимся кимберлитовым материалом, но затем уничтоженных эрозией и ныне сохранившихся только в кимберлитовых трубках.

2. Ксенолиты траппов и долеритов, наряду с кимберлитами рвуших породы чехла по многих кимберлитовых полях.

3. Ксенолиты метаморфических пород фундамента платформы, не обнажающиеся, как правило, в районах развития кимберлитов: различные безгранатовые и гранатсодержащие гнейсы и кристаллические сланцы, амфиболиты, а также гранат-пироксен-плагиоклазовые (эклогитоподобные) породы, происходящие, вероятно, из основания фундамента.

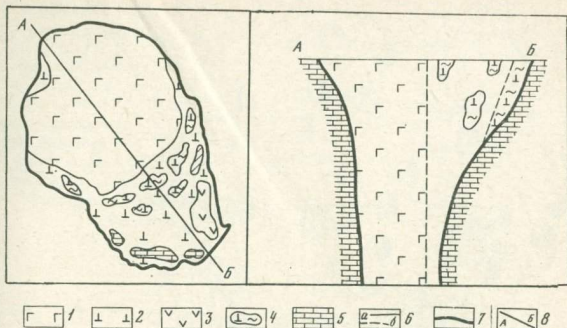
4. Глубинные ксенолиты, являющиеся производными веществами верхней мантии, на всем ее протяжении затронутыми "кимберлитовым опробованием". Это преимущественно ультраосновные, гораздо реже основные породы: дунит-перидотиты, пироксениты, эклогиты, породы с хромшпинелидами или ильменитом. Многие разности являются гранатсодержащими.

Кроме ксенолитов, в основной массе кимберлитов заключены мноминеральные вкрапленники. Одни из них полностью соответствуют по свойствам и составу аналогичным фазам глубинных ксенолитов и, по-видимому, попадают в кимберлит при дроблении последних, являясь, таким образом, ксеногенными обломками, а другие (некоторые гранаты, оливины, пикроильменит, флогопит) не находят аналогов в ксенолитах и имеют, вероятно, самостоятельное происхождение. Вторая группа минералов служит характерным признаком кимберлитового процесса; среди них могут быть выделены самостоятельные генерации, например, оливина [3].

Трубки обычно сложены несколькими типами эруптивных кимберлитовых брекчий, представляющими соответствующее число этапов внедрения магматических (?) масс. Породы, как правило, сильно изменены вторичными процессами. Легче всего разрушению и замещению подвергается кимберлитовый цемент: даже в наиболее свежих кимберлитах он всегда изменен; весьма редко сохраняются вкрапленники оливина. Свежие же минералы в ксенолитах не редкость для большинства трубок.

Кимберлитовые тела часто сопровождаются делювиальными россыпями. Иногда на них развиты коры выветривания, являющиеся элювиальными россыпями. В делювиальные россыпи при разрушении породы переходит значительная часть устойчивых к воздействию выветривания минералов, которые концентрируются в тяжелой фракции рыхлых отложений. Размеры элювиальных россыпей зависят от размеров материнского тела, форма их соответствует в плане очертаниям трубки. Мощность непостоянна, варьирует в пределах 1-4 м. В верхней части разреза элювий представлен глиноподобной массой, которая с глубиной обогащается обломками кимберлита. Количество обломков и величина их с глубиной быстро возрастает; происходит постепенный переход в кимберлитовые развалы, а затем в плотные кимберлиты. Делювиальные россыпи связаны с элювиальными и представляют собой снесенный материал на склонах долин древних или современных водотоков [2].

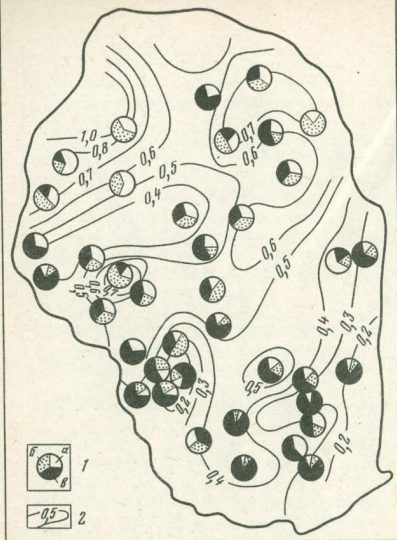
Кимберлитовая трубка Мир (фиг. 1) является типичным во многих отношениях примером кимберлитовых тел центра Сибирской



Фиг. 1. Схема геологического строения трубки Мир (по данным Г.В. Зольникова и Н.Д. Филиппова) [8]

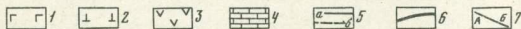
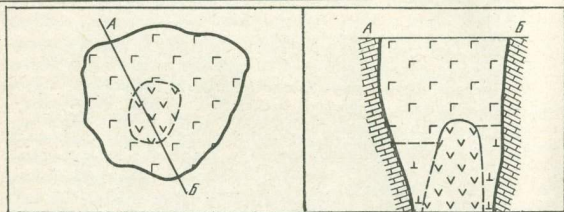
1-3 - кимберлитовые брекчии этапов внедрения: 1 - первого, 2 - второго, 3 - третьего; 4 - участки, обогащенные ксеногенным материалом; 5 - вмещающие карбонатные породы и их ксенолиты; 6 - геологические границы разновидностей кимберлитовых брекчий (а - прослеженные, б - предполагаемые); 7 - контуры трубки; 8 - линия разреза

платформы. Она прорывает известняки, доломиты и мергели усть-кутского яруса нижнего ордовика, подстилающую их толщу верхнего и нижнего кембрия и нижележащие синийские отложения. В целом мощность осадочных отложений, прорванных трубкой, составляет около 4 км [27]. В плане трубка имеет форму почти правильного овала, а в разрезе представляет собой воронкообразное тело с меняющимися углами падения стенок; до глубины 200 м она имеет вид воронки (углы падения $58-72^{\circ}$), а глубже является почти цилиндрической с небольшим сужением книзу (углы падения $82-90^{\circ}$). Тело трубки сложено эруптивными кимберлитовыми брекчиями, среди которых присутствуют образования трех этапов внедрения [8]. Голубые брекчии первого этапа преобладают в северо-западной половине трубки, серые брекчии второго этапа - в юго-восточной части. В качестве третьего этапа выделяется дайкообразное тело, залегающее в серых брекчиях. Все эти разновидности отчетливо различаются между собой по ряду характеристик, в том числе по содержанию разноокрашенных разновидностей граната (фиг. 2). Кимберлиты трубки Мир сильно изменены вторичными процессами. Оливин вкрапленников и основной массы породы северо-западной части тела нацело превращен в серпентин, а в юго-восточной части встреча-



Фиг. 2. Распределение разноокрашенных гранатов в кимберлитах трубки Мир, по данным А.И. Боткунова [18]

a - оранжевый гранат; *b* - красный гранат; *v* - фиолетовый гранат; *i* - изолинии общего содержания (в об. %)



Фиг. 3. Схема геологического строения трубки Удачная-Восточная, по данным В.К. Маршинцева и др. [16]

1-3 - кимберлитовые брекчи разновидностей: 1 - первой, 2 - второй, 3 - третьей; 4 - вмещающие карбонатные породы; 5 - геологические границы разновидностей кимберлитовых брекчий (*a* - прослеженные, *b* - предполагаемые); 6 - контур трубки; 7 - линия разреза. Пунктиром на плане трубки обозначена проекция третьей разновидности кимберлитовой брекчи

Таблица 1

Содержание некоторых типов минералов-вкрапленников
в кимберлитах трубки Удачная-Восточная [16]

Разновидность кимберлитовых брекчий	Суммарное содержание оливина и псевдоморфоз по нему, %	Содержание све- жего оливина от общего веса породы, %	Содержание гра- ната от общего веса породы, %
I	23,9-40,0	0,5-4,85	0,02-0,08
	33,8	2,93	0,046
II	19,0-37,0	1,03-1,75	0,07-0,13
	28,1	1,07	0,09
III	27,0-50,0	12,9-34,2	0,09-0,18
	38,08	21,57	0,13

Примечание. В числителе - пределы колебаний, в знаменателе - среднее арифметическое.

ется спорадически. В то же время в виде ксенолитов в серых брекчиях наблюдаются практически незатронутые изменениями оливиновые породы.

Другим крупным источником ювелирного сырья может стать трубка Удачная-Восточная, являющаяся частью сдвоенной кимберлитовой трубки Удачная. Она залегает в толще карбонатных отложений кембрия и нижнего ордовика и окружена системой разрывов, образующих подобие кольцевой структуры. Пласты вмещающих пород вокруг трубки "задраны" и падают от трубки под углами 30-60°. На контакте с кимберлитами вмещающие породы интенсивно смяты и брекчированы. Контактные изменения не выражены [16]. В плане трубка Удачная-Восточная имеет округлую форму, а в разрезе представляет собой асимметричное тело, закономерно сужающееся с глубиной. Выполняющие трубку породы представлены эруптивными кимберлитовыми брекчиями трех разновидностей, различающихся по содержанию и характеру распределения минералов тяжелой фракции, ксеногенного материала и автолитов. Первая из них слагает верхние горизонты трубки до глубины 350-430 м, вторая - эндоконтактные зоны трубки с горизонта 430 м и ниже, третья выполняет центральную часть трубки в интервале 350-1000 м (фиг. 3). Породы трубки Удачная-Восточная свежие, содержат большое количество неизмененного оливина, особенно брекчии третьей разновидности (табл. 1), вследствие чего трубка мо-

жет рассматриваться как крупное месторождение пригодного для ювелирной обработки хризолита [9]. Наряду с обилием свежего оливина брекчии третьей разновидности содержат много разнообразных неизмененных ксенолитов глубинных пород.

ГРАНАТЫ КИМБЕРЛИТОВЫХ ПОРОД КАК СЫРЬЕ ДЛЯ ЮВЕЛИРНОЙ ПРОМЫШЛЕННОСТИ

Гранаты ультраосновных, в том числе кимберлитовых, пород с давнего времени применялись в качестве украшений и др. Так, на территории Чехии неполированные гальки знаменитых местных ("чешских") гранатов из перидотитов, частично просверленные, в большом количестве встречены в могильниках бронзового века [26]. Эксплуатация месторождений началась здесь еще в XIII столетии; эти гранаты питали в течение долгого времени значительную местную промышленность, достигшую расцвета в XIX в. В 80-х г. чешский гранат являлся едва ли не самым популярным самоцветом Европы [25]. Промыслы процветали, пока в кимберлитах Южной Африки не был открыт даже лучший по качеству материал, в короткое время вытеснивший с ювелирного рынка чешские самоцветы. Гранат Южной Африки, получивший название "капского рубина", добывался из коренных месторождений и россыпей вместе с алмазами; лучшие образцы поступали из трубок Де-Бирс и Кимберли [35], интенсивная разработка которых была, однако, прекращена в 1908 г. Поэтому слова А.Е. Ферсмана, сказанные о чешском гранате, — "...богемский гранат может стать одним из прекраснейших камней в мире, если подойти к нему с любовью и тонким пониманием его красоты..." — с еще большим основанием могут быть отнесены ко многим разновидностям гранатов из кимберлитовых пород.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ТИПЫ ГРАНАТСОДЕРЖАЩИХ ПОРОД

Гранат в кимберлитовых трубках встречается как собственно в кимберлитах, так и во многих разновидностях содержащихся в них ксенолитов. В соответствии с минеральным составом среди последних можно выделить следующие типы гранатсодержащих пород.

1. Оливинсодержащие ультрабазиты:
 - а) равномернозернистые (оливиниты, дуниты, перидотиты);
 - б) порфиновые (катаклазированные) перидотиты;
 - в) гранатизированные шпинелевые перидотиты;
 - г) ильменитовые перидотиты.
2. Безоливиновые ультрабазиты (пироксениты).
3. Эклогиты.
4. Эклогитоподобные породы и кристаллические сланцы.

Содержание граната в разных породах резко варьирует; отмечается разрыв между объемным содержанием его в ксенолитах ультрабазитовой и эклогитовой серии [33]. Содержание граната в пер-

вой из них колеблется в пределах 0-19%, во второй - 28-82% со средними величинами соответственно 7,1 и 50,5%. Лишь редкие образцы преимущественно в неалмазных трубках не укладываются в эти рамки. В пределах ряда ультрабазитов наименьшее количество граната содержат оливиниты и дуниты, наибольшее - отдельные разности вебстеритов. Содержание граната в собственно кимберлитах резко понижено по сравнению с наблюдаемым в глубинных ксенолитах и колеблется в пределах 0,01-0,2 вес.%, а иногда и более (см. табл. 1). Лишь в немногих трубках содержание граната в кимберлитовом цементе повышено. Так, в трубке Мир в брекчиях первого этапа внедрения гранат составляет 0,76% общего веса породы, второго этапа - 0,50%, третьего - 0,79%; почти 3/4 этого количества представлено наиболее интересным для ювелирных целей фиолетовым гранатом [8]. Отметим, что приведенные цифры являются одними из самых высоких для Якутской кимберлитовой провинции.

Размер пригодных для обработки зерен в кимберлитах составляет от 1 до 15-20 мм, при этом гранаты величиной менее 3 мм составляют 20%, от 3 до 5 мм - 75,2%, от 5 до 7 мм - 4,65%, свыше 7 мм - 0,15% общего веса гранатовой фракции [11]; эти цифры могут несколько варьировать в разных кимберлитовых телах.

Среди разнообразных гранатсодержащих пород, встреченных в кимберлитах, наиболее распространены ксенолиты ультрабазитов. По структурно-текстурным признакам они подразделяются на равномернозернистые и порфировые [2]. Последние весьма характерны для трубки Удачная, где они составляют около 60% всех глубинных ксенолитов, но не обнаружены в трубке Мир, где развиты полнокристаллические, преимущественно равномернозернистые и значительно реже порфировидные ультрабазиты. К отдельной разновидности относятся гранатизированные шпинелевые перидотиты со сложной историей кристаллизации [22], распространенные главным образом в трубках северных районов Сибирской платформы.

Равномернозернистые гранатсодержащие ультрабазиты сложены оливином, гранатом, ромбическим и моноклинным пироксеном в различных комбинациях и пропорциях и представлены оливинитами, дунитами, верлитами, гардбургитами и лерцолитами. Гранатовые оливиниты и дуниты состоят преимущественно из оливина с небольшим количеством граната (1-10%); в дунитах присутствует высокохромистый хромшпинелид. Гранат в оливинитах и дунитах представлен прозрачными фиолетовыми и малиновыми овальными зернами, обычно хорошей сохранности, размером 1-5 мм в поперечнике. В перидотитах содержание граната не превышает 10-15%; он наблюдается в виде прозрачных и полупрозрачных изометричных или неправильной формы выделений размером 1-7, редко до 12 мм, или образует их скопления. Цвет граната в перидотитах варьирует от малинового до зеленого; минерал часто интенсивно трещиноват. Отдельные мелкие его зерна могут почти нацело быть замешены черным и темно-бурым агрегатом вторичных продуктов, но в целом гранат сохраняется в ксенолитах хорошо.

Порфиновые (катаклазированные) гранатовые ультрабазиты не являются порфировыми в строгом смысле. Основная масса этих пород сложена не стеклом или микролитами, а мелкими (0,5–1 мм) округлыми зернами оливина; на ее фоне резко выделяются обособления граната, моноклинного и ромбического пироксена, оливина размером до 1 см, имеющие вид вкрапленников. Порфировые гранатовые ультрабазиты относятся сплошь к лецилитовому парагенезису. Даже в тех случаях, когда моноклинный пироксен визуально отсутствует в массе образцов, состав ассоциирующего граната свидетельствует о принадлежности породы к лецилиту [23]. Гранат встречается только в порфировых выделениях и составляет 5–8% объема породы. Размер его зерен изменяется в пределах 1–8 мм, реже достигает 10 мм. Необычный характер взаимоотношений элементов структуры, особенности, присущие катаклазированным породам, и состав минералов, указывающий на повышенные термодинамические параметры кристаллизации, привели П.Никсона и Ф.Бойда [31] к выводу об особых условиях образования порфировых гранатовых перидотитов на глубине.

Гранатизированные шпинелевые перидотиты состоят из хромшпинелида, энстатита, моноклинного пироксена, граната и оливина. Гранат в них представлен как изометричными выделениями, так и прожилками между кристаллами оливина, пироксенов и хромшпинелида, возникшими за счет преобразования последнего. Содержание граната, форма и размер его выделений, состав и физические свойства в ксенолитах гранатизированных шпинелевых перидотитов резко различны. Гранат изометричных выделений окрашен в фиолетовый и малиновый цвет, достигает размера 1,0–1,2 мм, содержит 70–75% пиропового компонента. Красный и оранжево-красный гранат прожилков образует выделения 0,5–1,5 мм; он является значительно более железистым и кальциевым.

Особую группу ксенолитов ультрабазитов составляют ильменитовые гипербазиты [4,19]. Эти ксенолиты в единичных образцах установлены в ряде кимберлитовых тел, в том числе в трубках Мир и Удачная-Восточная. Среди этих пород по составу выделены перидотиты и пироксениты. Гранатсодержащие разности являются почти сплошь оливниновыми; отмечены следующие ассоциации: гранат+оливин+ильменит; оливин+моноклинный и ромбический пироксен+гранат+ильменит; ильменит+гранат+моноклинный пироксен+оливин; диопсид+ильменит+гранат; гранат-ильменитовые сростки. Гранат распределен в породах неравномерно, образуя округлые и овальные скопления; размер его выделений в биминеральных сростках достигает 20 мм. Автор наблюдал ксенолиты с максимальной величиной гранатовых выделений до 6 мм. Гранат окрашен в оранжево-красный цвет; обычно он трещиноват и непрозрачен и часто содержит включения ильменита. По свойствам и составу гранаты ильменитовых ультрабазитов, а особенно гранат-ильменитовых сростков, близки к гранатам титановой ассоциации из основной массы кимберлита, которые рассмотрены ниже.

Необходимо упомянуть еще об одной группе ксенолитов ультраосновных пород — гранатовых пироксенитах, представленных ассоциациями гранат + моноклинный пироксен + ромбический пироксен + флогопит (вебстериты и слюдяные вебстериты); гранат + диопсид + энстатит 1-2% (диопсидиты, приближающиеся по минеральному составу к эклогитам); гранат + энстатит + диопсид 1-2% (энстатититы). Две первых разновидности характеризуются равномернозернистой структурой. В диопсидитах и энстатититах гранат наблюдается либо в виде очень мелких зерен, заполняющих интерстиции между выделениями пироксенов, либо образует цепочки вокруг зерен моноклинного пироксена, напоминаящие реакционные каймы. Пироксениты относительно часто встречаются в трубке Мир, но для трубки Удачная-Восточная представляют редкость. В пироксенитах последней гранаты полупрозрачны и окрашены в оранжевый цвет, иногда с розовым оттенком. Размер зерен граната составляет 1-2 мм. Пироксениты трубки Мир содержат, как правило, фиолетовый и малиновый прозрачный гранат; оранжевые разновидности здесь редки.

Ксенолиты эклогитов в трубке Мир встречаются несравненно реже, чем гранатсодержащие ультрабазиты, а в трубке Удачная обнаружены в единичных образцах. По минеральному и химическому составу среди эклогитов можно выделить несколько типов, важнейшими из которых являются магнезиально-железистые, алмазоносные, дистеновые и корундовые эклогиты. Гранат и моноклинный пироксен являются главными породообразующими минералами. В качестве аксессуаров в некоторых типах эклогитов присутствуют алмаз, корунд, дистен, и в этом случае порода получает соответствующее название. Гранаты из всех групп эклогитов представлены зернами округлой или неправильной формы, размер которых составляет 1-6, редко до 15 мм. Обычно гранат разбит сетью трещин на блоки размером 2-3 мм и меньше. Трещины выполнены кальцитом, хлоритом, флогопитом. Цвет гранатов эклогитов преимущественно оранжево-желтый, иногда с розовым оттенком. Минерал часто совершенно прозрачен, иногда полупрозрачен (в сильно трещиноватых образцах). По составу гранаты эклогитов являются пироп-альмандин-гроссулярами, с переменной железистостью и кальциевостью.

В ряде трубок Далдыно-Алакитского района, в том числе в трубке Удачная, широко распространены гранатсодержащие кристаллические сланцы и эклогитоподобные породы, представленные ассоциациями граната с моноклинным пироксеном, плагиоклазом, гиперстеном, амфиболом, биотитом, скаполитом. Размеры зерен граната в этих породах обычно не превышают 2-3 мм, содержание граната варьирует в широких пределах. Форма зерен преимущественно округлая, но нередко встречаются мелкие идиоморфные кристаллы. Гранат окрашен в оранжево-красный цвет. По составу это пироп-альмандин-гроссуляровые гранаты с преобладанием альмандиновой молекулы над пироповой в отличие от других типов пород.

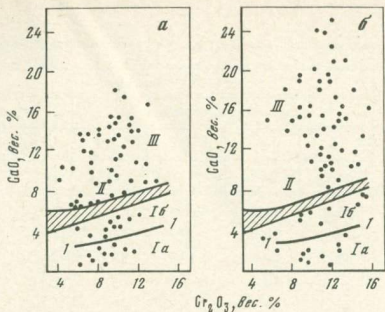
В собственно кимберлитах, т.е. их тонкозернистой серпентин-карбонатной основной массе, относительно количество граната,

как указывалось, невелико, но из-за большого объема кимберлитовый цемент является главным носителем минерала в кимберлитовых породах. В нем заключены гранаты как отвечающие по свойствам гранатам всех вышеперечисленных типов ксенолитов, так и отличающиеся от них. Согласно литературным данным, по морфологии, размерам, физическим свойствам, окраске и химическому составу отдельных зерен в кимберлите целесообразно выделение двух обширных групп граната (хромовой и титановой ассоциаций), резко различающихся между собой. К первой относятся небольшие прозрачные и полупрозрачные зерна, преимущественно угловатые, окрашенные в различные оттенки фиолетового и малинового цвета. По химизму и свойствам эти гранаты идентичны гранатам ксенолитов ультрабазитов и содержат значительные примеси хромового компонента. Вторая группа представлена оранжево-красными полупрозрачными желваками, не имеющими аналогов среди гранатов ксенолитов. Эти гранаты — самые крупные среди кимберлитовых и относятся к числу наиболее крупных мономинеральных выделений в кимберлитах. Размер их достигает 18 см [36]. Отличительной особенностью этих пироп-альмандиновых гранатов является стабильное повышенное содержание титана.

Для практического использования перспективны гранаты полнокристаллических и порфировых оливинсодержащих ультрабазитов, а также те гранаты из основной массы кимберлитов, которые по свойствам и составу идентичны гранатам таких ксенолитов и попадают в кимберлит в результате их дробления. Гранаты остальных выделенных петрографических типов пород (за исключением эклогитов) не обладают необходимыми качествами (размер, окраска, прозрачность). На пути использования гранатов эклогитов в качестве ювелирного сырья [18] препятствием является не столько их оранжево-желтый цвет или трещиноватость, что, впрочем, существенно снижает стоимость камней, сколько редкость подобных образцов в трубках. Ошибочно также отнесение к основному типу ювелирного сырья гранатов титановой ассоциации из кимберлитов [11]. Несмотря на их резкое преобладание в ряде кимберлитовых тел (в том числе в трубке Удачная-Восточная) и большие размеры индивидов, сильная трещиноватость и почти полная непрозрачность таких гранатов делает невозможным изготовление из них ювелирных изделий.

ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛОГИИ ЮВЕЛИРНЫХ ГРАНАТОВ КИМБЕРЛИТОВЫХ ПОРОД

Пироп-альмандиновые гранаты оливинсодержащих ультраосновных ассоциаций кимберлитовых пород содержат переменное количество хромового компонента. Чистый пироп, как известно, бесцветен; варьирующие содержания хрома и железа придают окраске минерала специфические розовые, оранжевые, красные, вишневые, малиновые и фиолетовые оттенки, повышающие ценность камней. Так, высокомагнезиальные гранаты с 85% и более пиропового компо-



Фиг. 4. Особенности состава слабжелезистых ($f = 15-25\%$) богатых хромом магнезиальных гранатов из кимберлитовых трубок Мир (*a*) и Удачная (*b*), по Н.В. Соболеву [23] с дополнениями автора. Сплошные линии на диаграмме ограничивают поля составов гранатов дунит-гарцбургитовой (I), перцолитовой (II) и верлитовой (III) ассоциаций; поле составов гранатов из дупироксенового парагенезиса заштриховано. Линия 1-1 соответствует границе минимального содержания кальция в гранатах из дупироксеновых ассоциаций и отделяет область составов гранатов-включений в алмазах, относящихся к дунит-гарцбургитовому парагенезису (Ia), от переходной к перцолитовому (Ib)

нента почти бесцветны и имеют лишь слабый бледно-розовый оттенок [13]. По мере возрастания хромистости минерала, их цвет меняется на красный, малиновый и фиолетовый [5]. Многие хромосодержащие гранаты в кимберлитах проявляют при смене состава спектра падающего света александритовый эффект [2]: в солнечном свете они окрашены в различные оттенки зеленого, сиреневого и даже голубого цвета, а при вечернем освещении выглядят лиловыми, малиновыми и фиолетовыми. Изменение окраски минерала тесно связано с вариациями его химического состава, что хорошо иллюстрируется на примере гранатов, содержащих переменные количества хрома и кальция. Установлено, что примесь Cr_2O_3 в гранатах из ксенолитов перидотитов может составлять от долей процента до почти 15 вес. % (около 46% хромового компонента), а содержание окиси хрома в гранатах ультраосновных парагенезисов из кимберлитового концентрата достигает даже 18,9 вес. %, что соответствует 57,3 Cr-компонента [23, 32]. В еще более широких пределах колеблется кальциевость гранатов ультрабазитов: от 1,93 и 0,69 вес. % CaO (5,1 и 1,7% Ca-компонента) в гранатах ксенолитов и гранатах из кимберлитового концентрата до 19,0 и 26,0 вес. % CaO (53,9 и 72,2% Ca-компонента) соответственно, при-

Таблица 2

Химический и компонентный состав гранатов ультраосновных ассоциаций

Окислы и компоненты	Парагенезис					
	дунит-гарцбургитовый				лерцолитовый	
	1	2	3	4	5	6
	M-24	A-2a	AO-458	D-140	217/73	203/279
SiO ₂	41,4	43,0	41,4	41,1	44,20	43,46
TiO ₂	0,01	0,04	0,08	0,11	0,67	0,47
Al ₂ O ₃	17,6	17,6	11,1	13,0	21,60	21,32
Cr ₂ O ₃	8,76	8,20	15,9	13,7	1,76	0,75
Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	0,94	0,98
FeO	7,26*	6,82*	6,18*	6,17*	6,57	8,08
MnO	0,43	0,32	0,23	0,21	0,26	0,10
MgO	23,5	22,9	23,1	22,1	20,60	19,97
CaO	0,69	1,93	2,24	3,00	3,88	4,09
Сумма	99,65	100,81	100,23	99,39	100,48	99,53
Пироп	59,6	61,3	38,7	45,7	74,5	73,1
Альмандин	14,3	11,6	8,9	10,5	13,8	15,9
Спессартин	0,9	0,6	0,4	0,4	0,7	0,4
Гроссүляр	-	-	-	-	3,0	4,9
Анрадит	0,2	3,3	5,6	3,4	0,5	3,5
Ti-анрадит	-	0,2	0,2	0,2	2,0	1,3
Уваровит	1,5	1,6	0,1	4,2	5,5	2,2
Кноррингит	23,5	21,4	46,1	35,6	-	-
f, %	14,8	13,9	13,1	13,6	15,2	17,9
Ca-компонент	1,7	5,1	5,9	7,8	11,0	11,9
Cr-компонент	25,0	23,0	46,2	39,8	5,5	2,2

чем как по кальциевости, так и по хромистости гранаты кимберлитовых пород образуют в этих рамках непрерывный ряд (табл. 2). По сравнению с изменениями указанных параметров, железистость ультраосновных ассоциаций варьирует в значительно меньших пределах: 12–18% для подавляющего большинства образцов, и лишь у отдельных разностей повышается до 30–35%; поэтому многообразие окрасок хромсодержащих гранатов кимберлитовых пород в первую очередь обусловлено вариациями содержания хромового компонента в их составе и его соотношением с кальциевым компонентом. Кальциевость гранатов положена в основу выделения парагенетических ассоциаций ультрабазитов [24]; все хромсодержащие гранаты делятся на три группы: малокальциевые, с умеренным и большим содержанием кальция, которые соответствуют трем парагенетическим ассоциациям — дунит-гарцбургитовой, лерцолитовой и верлитовой (фиг. 4).

из кимберлитовых пород

	Парагенезис					
	лерцолитовый					
	7	8	9	10	11	12
	217/144	209-530	Уд-1	Ув-175	К-47	Д-80
	42,96	41,75	40,81	40,3	39,92	39,3
	0,37	0,14	0,75	1,41	0,11	0,15
	20,13	19,29	14,85	11,6	9,74	8,34
	4,03	5,77	9,90	12,6	17,47	18,9
	0,35	0,82	2,09	-	1,20	-
	6,75	6,05	5,44	7,40*	6,53	6,62*
	0,30	0,33	0,28	0,30	0,60	0,33
	20,09	19,98	19,60	18,0	16,97	15,2
	4,70	5,59	6,58	7,62	8,14	11,3
	99,68	99,72	100,30	99,27	100,68	100,14
	72,5	67,0	52,4	40,2	28,7	26,0
	14,2	13,5	11,1	10,6	13,9	11,0
	0,7	0,7	0,6	0,6	1,4	0,6
	-	-	-	-	-	-
	0,2	1,6	5,3	7,3	3,4	4,6
	0,8	0,4	2,1	9,6	-	0,5
	11,6	12,3	9,7	27,8	18,7	25,7
	-	4,5	18,8	3,9	33,9	31,6
	15,9	14,3	17,3	18,7	20,2	19,6
	12,6	14,3	17,1	20,8	22,1	30,8
	11,6	16,8	28,5	37,4	52,6	57,3

Кальциевость гранатов дунит-гарцбургитового парагенезиса изменяется от очень низких величин до кальциевости гранатов лерцолитов (~1–3 вес. % CaO или 2,5–7,5 вес. % Ca-компонента). Хромистость же гранатов этой ассоциации преимущественно высокая: 6 – 16 вес. % Cr₂O₃ (во включениях в алмазах) или 17 – 46% Cr-компонента (см. табл. 2, ан. 1–4). При расчете состава таких гранатов на миналы кальция в них хватает на связывание лишь небольшой части хрома в уваровит, а оставшийся хром идет на образование кноррингитовой молекулы (Mg₃Cr₂Si₃O₁₂). Гранаты дунит-гарцбургитового парагенезиса содержат наибольшую примесь кноррингита по сравнению с другими типами гранатов из ксенолитов ультрабазитов, они имеют красивую однородную ярко-малиновую окраску, а наиболее хромистые разности проявляют александритовый эффект в сине-зеленых тонах при дневном освещении [23].

Таблица 2 (окончание)

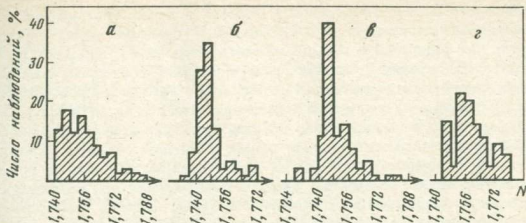
Окислы и компоненты	Парагенезис				
	Верлитовый				
	13	14	15	16	17
	57/9a	Д-332	С-1	У-15	Д-7
SiO ₂	41,0	40,3	39,2	38,8	38,8
TiO ₂	0,46	0,44	0,18	0,23	0,31
Al ₂ O ₃	16,2	13,9	10,4	7,46	11,9
Cr ₂ O ₃	8,0	9,89	14,9	18,7	12,0
Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	-
FeO	4,66*	7,61*	5,38*	6,48*	4,59*
MnO	0,30	0,36	0,34	0,25	0,14
MgO	15,2	13,2	9,46	10,3	5,86
CaO	13,5	14,1	19,0	19,8	26,0
Сумма	99,32	99,80	98,86	100,02	99,60
Пироп	57,9	49,8	37,3	25,3	22,5
Альмандин	5,8	11,1	8,0	8,3	5,0
Спессартин	0,6	0,8	0,8	0,6	0,3
Гроссуляр	7,0	-	1,6	-	26,8
Андрадит	4,6	7,6	5,7	8,1	7,4
Тi-андрадит	1,3	1,1	0,7	0,7	1,0
Уваровит	23,6	29,6	45,9	44,1	37,0
Кноррингит	-	-	-	12,9	-
f, %	14,6	24,5	24,2	26,1	30,6
Ca-компонент	36,4	38,3	53,9	52,9	72,2
Cr-компонент	23,5	29,6	45,9	57,0	37,0

* Все железо в виде FeO (определение на микроанализаторе).

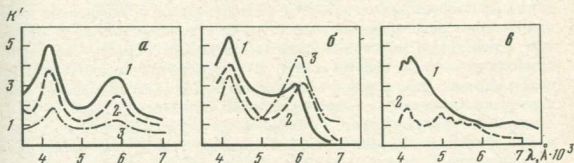
Примечание. 2,5-10, 14 и 15 - гранаты из ксенолитов ультрабазитов; 3 и 13 - гранаты-включения в алмазах; остальные - гранаты из кимберлитового концентрата. Анализы заимствованы у Н.В. Соболева [23], кроме 5, 7 и 8 [13], 6 [15], 11 [32] и 2 [21].

Показатели преломления их изменяются параллельно с ростом хромистости в пределах 1,754-1,790. Ксенолиты дунит-гарцбургитов в кимберлитах редки, они найдены в виде единичных образцов гранатовых серпентинитов в трубке Айхал и гранатовых оливинитов и дунитов - в трубке Удачная [21]. Основная масса гранатов этого парагенезиса обнаружена в виде включений в алмазах и в тяжелой фракции кимберлитового концентрата, преимущественно в мелких его классах [23, 28, 30].

В гранатах ксенолитов лерцолитов содержание CaO лишь в редких случаях незначительно опускается ниже 4 вес. %, а верхний



Фиг. 5. Характер распределения светопреломления гранатов лерцолитового парагенезиса из ксенолитов (а, б) и кимберлитов (в, г) трубок Удачная-Восточная (а, в) и Мир (б, г)



Фиг. 6. Кривые поглощения кимберлитовых гранатов различной окраски в видимой области спектра
 а - с варьирующими количествами Cr_2O_3 [5]: 1 - ярко-фиолетового цвета с 1,78 вес. % Cr_2O_3 , 2 - фиолетового цвета с 1,55 вес. % Cr_2O_3 , 3 - светлого красно-фиолетового цвета с 1,10 вес. % Cr_2O_3 ; б - хромсодержащих гранатов [18]: 1 - кроваво-красного цвета, Богемия, Чехословакия, 2 - с "александритовой" окраской, 3 - лилового цвета; в - низкохромовых гранатов [5, 18]: 1 - оранжевого цвета; 2 - розовато-оранжевого цвета

предел обычно не превышает 8 вес. % (21% Са-компонента). Хромистость гранатов этого парагенезиса изменяется очень широко, особенно в порфиновых перидотитах трубки Удачная: от 1-2 до 12,6 вес. % Cr_2O_3 или 37,4% Cr-компонента (см. табл. 2, ан. 5-10); начиная с содержаний 4-5 вес. % Cr_2O_3 хромистость гранатов лерцолитов связана с их кальциевостью прямой зависимостью [23]. Еще выше может быть хромистость гранатов лерцолитового парагенезиса из кимберлитовых концентратов (см. табл. 2, ан. 11, 12). Так, в гранате из кимберлита трубки Као (Лесото) содержание Cr_2O_3 составляло 17,47 вес. % (52,4% Cr-компонента). Именно в этом образце была установлена значительная примесь кноррингита в природных гранатах [32]. Для многих лерцолитов наряду с высоким содержанием кноррингита характерно присутствие значи-

тельных количеств уваровитовой молекулы, в чем сказывается их повышенная кальциевость по сравнению с гранатами дунит-гарцбургитов. По содержанию кальция гранаты лерцолитов занимают промежуточное положение между гранатами дунит-гарцбургитового и верлитового парагенезисов. В то же время наблюдается довольно много переходных разностей между гранатами трех этих ассоциаций (см. фиг. 4). Показатели преломления гранатов лерцолитов варьируют в широких пределах, однако основная масса их укладывается в интервал 1,740–1,775 (фиг. 5). Низкохромистые гранаты имеют оранжево-красный цвет, не меняющийся при различном освещении. С повышением содержаний Cr_2O_3 гранаты приобретают малиново-красную, вишневую, фиолетовую, лиловую окраску; многие из них характеризуются александритовым эффектом, основными типами которого являются следующие: фиолетово-красный или лиловый цвет граната при электрическом освещении меняется на соответственно зеленовато-голубой и светло-голубой в солнечном свете; при дневном освещении возможны также сиреневые оттенки. Вишневые и некоторые малиновые гранаты сохраняют окраску вне зависимости от типа источника света. К лерцолитовой ассоциации относится подавляющее большинство ксенолитов гранатсодержащих оливиновых ультрабазитов в кимберлитовых телах всего мира, в том числе и в трубках Якутии. Основное количество фиолетовых и малиновых гранатов-вкрапленников в основной массе кимберлита также относится к этому парагенезису [24], попадая в кимберлит при дроблении ксенолитов [13].

Гранаты верлитового парагенезиса характеризуются чрезвычайно высокой кальциевостью и хромистостью (см. табл. 2, ан. 13–17), что отличает их от всех прочих природных магнезиальных гранатов и весьма своеобразно отражается на их окраске. Содержание CaO в гранате ксенолитов верлитов достигает 19,0 вес.% (53,9% Ca -компонента), а в гранатах верлитового парагенезиса из кимберлитового концентрата – 26,0 вес.% (72,2% Ca -компонента); окись хрома в них составляет до 18,7 вес.%, Cr_2O_3 (57,0% Cr -компонента). Благодаря высокой кальциевости, при пересчетах весь хром подавляющего большинства таких гранатов соединяется в уваровит. Содержание последнего в них превышает 45%, при значительной доле пиропы (25–50%), и гранаты верлитовой ассоциации являются, таким образом, преимущественно пироп-уваровитовыми, образуя естественный "мостик" между двумя основными группами природных гранатов – пиральспитами и уграндитами. Показатели преломления гранатов верлитового парагенезиса наиболее высокие среди других гранатов кимберлитовых пород и доходят до 1,810 [24]. Гранаты верлитов обычно окрашены в травяно-зеленый цвет как при дневном, так и при вечернем освещении. Лишь наименее кальциевые разности ассоциации проявляют александритовый эффект в вишнево-красных или багрово-красных с малиновым оттенком тонах при вечернем освещении. Ксенолиты этих экзотических пород в единичных экземплярах обнаружены лишь в немногих кимберлитовых

вых телах, в том числе в трубке Удачная–Восточная. Более обычны, но также весьма редки, зерна гранатов верлитового парагенезиса в кимберлитовых концентратах.

Изучение оптических спектров поглощения интенсивно окрашенных разностей минерала показало, что цвет хромосодержащих образцов в основном определяется двумя отчетливыми полосами поглощения в видимой области (фиг. 6, а), приписываемыми влиянию иона Cr^{3+} [5, 6]; в значительной степени влияют на окраску также двух- и трехвалентное железо [18]. Преобладание тех или иных тональностей в окраске хромовых гранатов объясняется варьирующей интенсивностью полос поглощения; если максимум поглощения в длинноволновой (красной) области видимого спектра более интенсивен, чем в коротковолновой (фиолетовой), гранат окрашивается в лиловый, фиолетовый или малиновый цвет, так как пропускание в фиолетовой области спектра превышает по глубине пропускание в красной, и наоборот, с более интенсивными максимумами поглощения в коротковолновой области спектра связано появление в окраске гранатов кроваво-красных и багровых оттенков (фиг. 6, б). Интенсивность полос поглощения в общем зависит от количества и соотношения ионов-хромофоров, связанных в решетке минерала [5].

Оптические спектры поглощения низкохромовых гранатов (фиг. 6, в) резко отличаются от спектров богатых хромом разностей: присутствие серии узких максимумов поглощения в коротко- и средневолновой видимой области спектра, обуславливающих оранжево-красный, иногда с розовым оттенком, цвет этих гранатов, вызвано главным образом ионами Fe^{2+} , располагающимися в кристаллической структуре минерала в позициях с восьмерной координацией; определенный вклад в этот тип окраски вносит трехвалентное железо в октаэдрических позициях [18].

Появление александритового эффекта в окраске многих гранатов кимберлитовых пород крайне интересно, так как такие гранаты особенно ценны для ювелирных изделий. Обуславливают александритовый эффект своеобразные кристаллохимические особенности гранатов. Ион Cr^{3+} , как известно, может окрашивать хромосодержащие соединения в различные оттенки красного, зеленого или фиолетового цвета, причем род и густота окраски зависят от его содержания в минерале, типа сопутствующих хромофору ионов в решетке и межатомных расстояний [10, 20, 23]. Особенности кристаллической структуры граната таковы, что в нем ион Cr^{3+} замещает ион Al^{3+} в октаэдрической координации. С изменением поляризации происходит перемещение максимумов кривой поглощения в длинноволновую часть спектра, так как при этом увеличиваются межатомные расстояния [6]. Однако влияние обычно сопутствующего иону Cr^{3+} в кимберлитовых гранатах крупного иона Ca^{2+} на изменение межатомных расстояний сказывается значительно сильнее (при увеличении на 1% содержания гроссулярового компонента в магнезиальных гранатах размер ребра элементарной ячейки минерала увеличивается на 0,0039 Å, а при таком же возрастании кноррингитового -

только на $0,0016 \text{ \AA}$, т.е., в 2,5 раза меньше). Поэтому в малокальциевых хромовых гранатах ион Cr^{3+} не изменяет типа их окраски вплоть до высоких содержаний Cr_2O_3 в минерале, что связано с незначительным возрастанием a_0 ; а высокохромовые кальциевые гранаты с большим количеством уваровита (a_0 сильно растет) всегда окрашены в зеленый цвет. В промежуточной же области тип окраски определяется составом спектра падающего света, что предопределяет появление александритового эффекта. Поскольку электрический свет гораздо беднее зеленой составляющей, чем солнечный, гранаты при вечернем освещении имеют фиолетовые, малиновые и красные оттенки, а днем — зеленые, голубые и сиреневые.

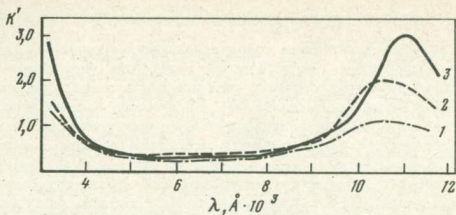
Из всех гранатов ультрабазитов в кимберлитовых породах наибольший интерес для ювелирной промышленности безусловно представляют гранаты лерцолитового парагенезиса. Ксенолиты лерцолитов являются наиболее обычной гранатосодержащей глубинной ассоциацией в кимберлитовых трубках; гранаты лерцолитовой ассоциации наиболее распространены среди гранатов в кимберлитовом цементе. Гранаты лерцолитов наиболее разнообразны по окраскам, александритовым эффектам, величине и сохранности зерен в сравнении с прочими гранатами кимберлитовых пород.

НЕКОТОРЫЕ СВОЙСТВА ЮВЕЛИРНЫХ ХРИЗОЛИТОВ КИМБЕРЛИТОВЫХ ПОРОД

Золотисто-зеленый драгоценный оливин-хризолит, упоминаемый еще Плинием, был одним из самых замечательных самоцветов древности. Месторождение его на о-ве Зебергет в Красном море задолго до наших дней дало много великолепных образцов, которые сохранились в ювелирных изделиях древнего мира и средневековья. Ограненные хризолиты были найдены при археологических раскопках в Александрии. К наиболее знаменитым самоцветам древности относятся утерянная нагрудная пластина верховного жреца Иерусалимского храма, уникальные хризолиты, принадлежавшие властителю Тира и египетской царице Беренике, супруге Птолемея. Благородный оливин был одним из самых популярных самоцветов Рима [37]. Камень этот высоко котировался не только в далеком и недавнем прошлом, весьма ценен он и в настоящее время. Одной из семи исторических реликвий Алмазного фонда СССР является 192-каратный хризолит [25]; хорошо известны также хризолит Смитсоновского музея в Вашингтоне (319 каратов) и 136-каратный образец Лондонского музея естественной истории [35]. Благородные оливины в золотых изделиях постоянно пользуются спросом. Однако, несмотря на распространенность оливина в природе, его разности, пригодные для изготовления украшений и художественных изделий, встречаются редко. Так, в СССР до середины 50-х годов месторождения ювелирных оливинов не были известны. Положение изменилось только с открытием Сибирской кимберлитовой провинции и ряда месторождений иных типов [11].

Оливин является важнейшим породообразующим минералом как собственно кимберлитов, так и большого количества упомянутых в предыдущем разделе ксенолитов глубинных ультраосновных пород (оливинитов, дунитов, перидотитов). Содержание неизмененного оливина в различных типах оливинсодержащих пород колеблется в широких пределах: от 100% в ксенолитах мономинеральных оливинитов до 0% в полностью серпентинизированных разностях кимберлитов и глубинных ксенолитов. Резко варьирует количество свежего оливина в различных кимберлитовых телах и разных типах кимберлита в одной и той же трубке. Так, в кимберлитовых брекчиях трубки Мир свежий оливин встречается редко; обычно вкрапленники его полностью замещаются серпентином или серпентин-магнетитовым агрегатом. Однако здесь же присутствует большое количество практически неизмененных ксенолитов оливинсодержащих ультрабазитов, содержащих до 80–95% оливина ювелирного качества. Иную картину мы наблюдаем в трубке Удачная. Если в западной части месторождения свежий оливин встречен в единичных зернах как в кимберлитах, так и в ксенолитах, то в восточном теле он представляет собой основную составляющую кимберлитовых брекчий; однако содержание его здесь весьма неравномерно (см. табл. 1). В отдельных блоках количество свежего оливина достигает до 60% массы кимберлита; в других частях трубки брекчия нацело изменены. Наибольшие количества свежего оливина в трубке Удачная-Восточная приурочены к кимберлитам приповерхностных горизонтов тела и отдельным блокам с глубины 300–500 м. Количества минерала чрезвычайно велики даже в собственно кимберлитах; кроме того, в трубке содержится большое количество свежих ксенолитов ультрабазитов. Результаты изучения нескольких проб общим весом около 3 кг [1] показали, что размер зерен и обломков пригодного для ювелирной обработки хризолита варьирует от 2 до 16 мм в наибольшем измерении. По крупности они распределяются следующим образом (в % от веса пробы): 2–3 мм – 1,7; 3–5 мм – 77,6; 5–7 мм – 20,1; 7–10 мм – 0,6; более 10 мм – менее 0,1.

Оливин в неизмененных (слабо измененных) ксенолитах сопровождается гранатом, ромбическим и моноклинным пироксеном, иногда хромшпинелидом и редко ильменитом. Наличие и количественные соотношения указанных минералов определяются типом парагенезиса. Оливин в составе подобных ксенолитов часто резко преобладает, составляя до 86% (обычно 60–70%) массы породы. Средняя величина содержания оливина в ксенолитах лерцолитов составляет 64% [29]. Выделения оливина в ксенолитах полнокристаллических ультрабазитов большей частью имеют неправильные очертания. В порфировых (катаклазированных) перидотитах трубки Удачная-Восточная форма вкрапленников преимущественно округлая, иногда наблюдаются раздавленные зерна оливина со шлейфом более мелких обломков, образующих "кометную структуру" [3]. Оливин

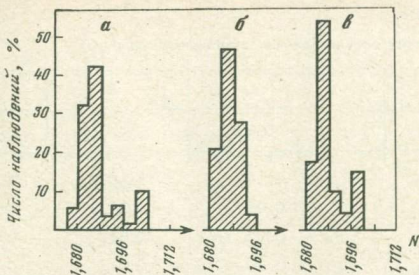


Фиг. 7 Кривые спектрального поглощения разноокрашенного оливина [6]

1 - светло-зеленого; 2 - зеленого; 3 - коричневатого-зеленого

основной массы порфировых ультрабазитов обычно имеет округло-изометричные очертания. Размер индивидов оливина этой разновидности составляет 0,1–0,5 мм; во вкрапленниках величина зерен его возрастает до 3–5 мм, а в полнокристаллических породах доходит до 10 мм и более (в гигантозернистых оливинитах). Иногда упоминаемые [4] выделения оливина размером 40–50 мм в ксенолитах ультрабазитов являются агрегатами более мелких зерен. Последние часто трещиноваты, что ухудшает качество сырья.

В кимберлитовом цементе можно выделить два типа вкрапленников оливина, различающихся в первую очередь по морфологии и размерам и часто рассматриваемых в качестве генераций, отвечающих определенным этапам становления кимберлитов [3, 34, 36 и др.]. Для первого из них характерны индивиды округлой, угловатой или неправильной формы, размером до 7 см. Подобные вкрапленники оливина широко распространены в трубке Удачная-Восточная, где они свежие. В большинстве же кимберлитовых тел Якутской алмазоносной провинции, в том числе в трубке Мир, вкрапленники первого типа обычно почти нацело серпентинизированы, а свежий оливин спорадически сохраняется лишь в отдельных участках небольшого числа зерен. Второй тип выделений оливина представлен мелкими (преимущественно 0,5–2 мм по длинной оси) вытянутыми и уплощенными идиоморфными кристаллами призматического габитуса с хорошо развитыми гранями первого и второго пинакоидов и ромбических призм $\{110\}$ и $\{021\}$. Такие свежие вкрапленники весьма редки даже по сравнению с зернами первого типа; обычно идиоморфный оливин второй генерации полностью серпентинизирован. Широко распространен он только в трубке Удачная-Восточная, где в некоторых блоках кимберлита сохраняется полностью; в виде реликтов он наблюдался также в ряде других трубок Якутии [3]. Вкрапленники оливина первого типа часто трещиноваты, особенно крупные, однако размер отдельных совершенных по окраске и однородности блоков хризолита нередко достигает 1 см и более.



Фиг. 8. Гистограммы распределения Ng' оливинов из ксенолитов ультрабазитов трубок Мир (а) и Удачная-Восточная (б), крупных оливинов-вкрапленников первого типа в кимберлитовом цементе трубки Удачная-Восточная (в). При построении гистограммы а использованы данные А.И. Пономаренко [4]

Окраска оливина кимберлитовых пород однородна и не слишком разнообразна. В ксенолитах ультрабазитов она изменяется от бледно-зеленой и даже почти бесцветной до салатово-зеленой и оливково-зеленой. Цвет оливина кимберлитов несколько более изменчив, чем в ксенолитах. Здесь он варьирует от светло-зеленого до густого оливково-зеленого и темно-зеленого; нередко бесцветные, желтовато-зеленые, золотистые и даже коричневые зерна. Для обработки исключительно важной является замечательная прозрачность подавляющего большинства крупных оливинов, особенно светло-окрашенных разновидностей. Идиоморфный оливин второго типа полупрозрачен и окрашен в серовато- и желтовато-зеленые тона. Природа окраски оливина кимберлитовых пород вызывает разногласия у исследователей. Так, высказывались мнения, что особенности ее могут быть связаны с примесью хрома [9], никеля [35] или присутствием микроскопических выделений серпентина, замещающего оливин, в мельчайших трещинах в зернах последнего [11]. Отметим, что в трубке Удачная-Восточная существуют совершенно свежие, не серпентинизированные даже в малейшей степени вкрапленники оливина, имеющие интенсивный яблочно-зеленый и ярко-зеленый цвет, а изучение спектров поглощения ряда различно окрашенных оливинов кимберлитов [6] показало, что на окраску минерала не влияют примеси Ni, Ti, Cr, Co, Mn: в спектрах поглощения наблюдалась только одна широкая полоса поглощения в ИК-области, характерная для веществ, окраска которых вызвана ионом Fe^{2+} в шестерной координации (фиг. 7).

Состав оливинов кимберлитовых пород более или менее постоянен. По химизму оливины кимберлитов относятся к магниезиальным представителям изоморфного ряда форстерит - фаялит с переменной

Таблица 3

Химический состав оливина кимберлитовых пород

Окислы	1	2	3
	57/9	221/526	203-190
SiO ₂	41,4	40,63	40,43
TiO ₂	0,00	0,04	Сл.
Al ₂ O ₃	0,02	0,51	0,36
Cr ₂ O ₃	0,06	0,01	0,01
Fe ₂ O ₃	-	2,69	3,85
FeO	6,00	5,26	5,51
MnO	0,11	0,13	0,07
NiO	0,34	-	-
MgO	52,9	50,40	50,06
CaO	0,04	Не обн.	Не обн.
Na ₂ O	-	0,08	0,06
K ₂ O	-	0,07	0,06
H ₂ O ⁺	-	-	-
Сумма	100,89	99,82	100,41
For	94,4	91,2	90,9

Примечание. 1 - включение в алмазе, бесцветный [23]; 2 - из гранатового оливина, бледно-зеленый; 3 - из гранатового перидолита, бледно-зеленый; 4 - из гранат-ильменитового перидолита [4]; 5 - вкрапленник в кимберлите, светло-зеленый; 6 - то же,

железистостью и незначительной примесью иных компонентов (табл. 3). Оливин собственно кимберлитов содержит 7-18% фаялитовой молекулы, в ксенолитах ультрабазитов пределы колебаний состава минерала сходны. Наиболее магниезальны оливины, включенные в алмазы, и оливины редких ксенолитов гранатсодержащих оливинитов и дунитов. Оливины распространенных в кимберлитах ксенолитов перидолитов несколько более железисты, содержание форстерита в них обычно составляет 90-92%. К наиболее желези-

	4	5	6	7	8
	A-147/3	203/727	203/526	221/703	221/429
	40,4	41,32	41,20	40,63	40,00
	0,08	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.
	-	0,10	0,70	0,36	0,54
	0,06	0,06	0,02	0,03	Не обн.
	-	0,85	0,90	2,93	2,01
	14,3	5,84	6,76	6,46	10,80
	0,10	0,21	0,14	0,12	0,25
	-	0,36	0,23	-	0,19
	46,20	50,60	49,52	48,70	45,67
	0,03	Не обн.	Не обн.	0,15	Не обн.
	-	0,06	0,06	0,09	0,10
	-	0,14	0,20	0,06	0,09
	-	0,43	0,24	-	0,28
	101,17	99,97	99,97	99,53	99,93
	85,1	91,3	89,8	89,2	84,5

светло-зеленый; 7 - то же, зеленый; 8 - то же, коричневый.

Анализы 2, 3 и 7 выполнены Л.И. Соловьевой (ЦЛ ЛТГУ, Якутск); 5 - Т.М. Саблиной (НИИГА, Ленинград); 6 и 8 - Р.Л. Телешовой (ИГЕМ АН СССР, Москва).

стым разностям относится оливин ксенолитов ильменитовых пород, где содержание форстерита может снижаться до 88-82%.

Окраска и оптические свойства оливинов кимберлитовых пород закономерно изменяются по мере накопления в минерале двухвалентного железа: с увеличением железистости цвет минерала становится гуще и его показатели преломления растут. Однако окраска и светопреломление оливина связаны определенным образом не только с химическим составом минерала, но и с его парагенезисом.

в кимберлитовых породах. Наиболее удобно эту связь рассмотреть при сопоставлении оптических свойств оливинов, относящихся к различным генетическим группам, так как имеющиеся в литературе данные по химическому составу оливинов разной окраски из различных ассоциаций весьма скудны.

Результаты массовых измерений светопреломления оливинов из кимберлитовых пород трубок Удачная-Восточная и Мир приведены на фиг. 8. Из гистограмм видно, что распределение оливинов из глубинных ксенолитов по наибольшему показателю преломления носит характер нормального в обеих трубках (фиг. 8, *a, б*) с небольшим дополнительным максимумом в области высоких значений Ng' для трубки Мир, связанным с ильменитовыми парагенезисами. Отсутствие дополнительного максимума на гистограмме, характеризующей оптические свойства оливинов ксенолитов трубки Удачная-Восточная объясняется, по-видимому, значительно меньшей распространенностью ильменитовых перидотитов в ней. Цвет оливина ксенолитов постепенно меняется с ростом железистости и показателей преломления: для оливинов, чьи оптические свойства представляют левую часть гистограмм, характерна бледнозеленая окраска; вправо интенсивность окраски усиливается, появляются желтые и оливковые оттенки. Наконец, у оливинов, чьи показатели преломления составляют правую часть гистограммы, являясь наибольшими, преобладают оливковые и коричневые тона. Аналогично слева направо меняется и парагенезис оливинсодержащих пород: оптические свойства оливинов, наиболее магнезиальных дунитов и оливинитов, за редким исключением, попадают в левую часть гистограммы, оливин наиболее распространенных в кимберлитах ксенолитов гранатовых лерцолитов преимущественно образует среднюю их часть, в правой располагаются Ng' оливинов из более железистых ильменитовых перидотитов.

Сходный характер носит гистограмма, демонстрирующая картину распределения светопреломления крупных порфировых вкрапленников оливина в кимберлите из трубки Удачная-Восточная (фиг. 8, *в*). И здесь большинство замеров подчиняется закону нормального распределения, однако в отличие от картины характерной для распределения Ng' оливинов из глубинных ксенолитов этой трубки, на гистограмме в области высоких значений показателя преломления ($Ng' > 1,696$) выделяется еще один небольшой максимум, характерный для оливинов повышенной железистости ($Fe = 86-83\%$). О связи этого максимума с ильменитовыми породами в последнем случае свидетельствует наличие в некоторых из зерен оливина, чьи оптические свойства попали в правую часть гистограммы, мелких включений ильменита. В целом характер гистограммы и закономерности изменения оптических свойств и парагенезиса оливина аналогичны вышеописанным для оливина ксенолитов ультраосновных пород и иллюстрируют сходные тенденции в истории развития этих образований.

Практически весь неизменный оливин кимберлитовых пород, за исключением оливина ильменитовых перидотитов, прозрачность которого значительно меньше, чем оливина более магнезиальных по-

род и в цветовой гамме которого преобладают коричневые оттенки, а также мелкого оливина второй генерации, пригоден для обработки. Безусловно, наибольший интерес представляет крупный, часто обладающий превосходной окраской и прозрачностью, оливин первой генерации из основной массы кимберлита.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ЦВЕТНЫХ КАМНЕЙ КИМБЕРЛИТОВЫХ ПОРОД

Результаты многочисленных как отечественных, так и зарубежных экспериментов с силикатными системами, отвечающими по составу большинству наблюдаемых глубинных парагенезисов в кимберлитах, однозначно доказывают, что гранат и оливин, входящие в состав глубинных ксенолитов, и вкрапленники этих минералов в основной массе кимберлитов кристаллизовались из ультраосновных расплавов при высоких давлениях и температурах, соответствующих условиям верхней мантии Земли. Природа ксенолитов в целом представляется достаточно ясной: согласно наиболее обоснованной фактами точке зрения, они являются обломками глубинных слоев верхней мантии, вынесенными кимберлитом к древней поверхности. Поэтому основной проблемой представляется происхождение зерен минералов в кимберлитовом цементе, являющемся основным потенциальным источником ювелирного сырья. В отношении появления в связующей массе граната можно обсуждать следующие возможности, каждая из которых имеет своих приверженцев [13].

1. Гранат попадает в кимберлит при дроблении гранатосодержащих глубинных пород при прорыве и последующем выносе их кимберлитовым расплавом и является, следовательно, ксеногенным (Н.Н. Сарсадских и В.С. Ровша, Дк. Л. Бош и др.).

2. Гранат является продуктом кристаллизации первичной, собственно кимберлитовой магмы (Р. Бек, Г.С. Корсторфайн, В.А. Милашев).

3. Гранат имеет двойственную природу, попадая в кимберлит обоими указанными способами (П.А. Вагнер, А.Ф. Уильямс, В.С. и Н.В. Соболевы, А.П. Бобриневич с соавторами, П.Никсон с соавторами, Е.В. Францессон, Г.И. Смирнов и др.).

Наиболее простой путь для решения этой проблемы — сопоставление состава и свойств граната ксенолитов и отдельных зерен гранатов из кимберлитового цемента. Такое сравнение было проведено [15], однако из-за незначительных размеров большей части выделений граната в основной массе кимберлита было предпринято не прямое изучение химического состава отдельных зерен, а косвенная оценка их химизма по параметрам элементарной ячейки и показателям преломления с последующим нанесением данных на известную диаграмму Винчелла для определения компонентного состава минерала. Так как для каждого типа ассоциаций характерен гранат с особыми, только этой ассоциации присущими свойствами, использованный способ пригоден для выявления всех генетических

групп граната, присутствующих в основной массе кимберлита. Был определен компонентный состав 271 отдельного зерна граната из различных типов ксенолитов и основной массы кимберлита трубки Удачная-Восточная (соответственно 181 и 90) и 193 зерен тех же пород из трубки Мир (117 и 76 соответственно). Точки, компонентные составы которых отвечают определенным парагенезисам образуют на диаграмме индивидуализированные поля. Расположение точек гранатов из кимберлитов в основном повторило картину распределения гранатов из различных типов ксенолитов. Фиолетовые, малиновые и зеленые (при вечернем освещении) зерна граната из кимберлита, относящиеся к хромовой ассоциации, по своему месту на диаграмме соответствуют гранатам ксенолитов ультрабазитов различного парагенезиса. В отдельную группу среди гранатов кимберлитов, не имеющую аналогов в ксенолитах, выделились лишь гранаты титановой ассоциации.

Таким образом, сопоставление гранатов основной массы кимберлита с гранатами различных типов ксенолитов по компонентному составу и ряду физических свойств показало, что большинство гранатов кимберлита по этим параметрам с высокой точностью соответствуют гранатам различных глубинных пород. На основании выполненных измерений можно сделать вывод, что значительное количество граната кимберлитов (в том числе все фиолетовые и зеленые разновидности) может попадать в них за счет дробления глубинных ксенолитов. Статистическая обработка результатов измерений физических свойств подтвердила выводы минералогического исследования о вероятном ксеногенном характере большинства гранатов в кимберлите [15]. В тех случаях, когда источником минерала не является какая-либо из известных разновидностей глубинных ксенолитов, гранаты выделяются на диаграмме в виде обособленной группы (например, оранжево-красные гранаты титановой ассоциации).

Вопрос, однако, нельзя считать решенным окончательно. По мнению Н.В. Соболева и других [24] четкие признаки разделения гранатов-вкрапленников кимберлитов на ксеногенные и собственно кимберлитовые пока не установлены, а существование в глубинных ксенолитах гранатов, охватывающих все разнообразие этого минерала из основной массы кимберлита по химическому составу, не может служить достаточным основанием для отнесения сходных гранатов кимберлитов к ксеногенным. В связи с этим укажем, что если кимберлитовая магма является результатом плавления ультраосновного вещества верхней мантии, то трудно вообразить такое направление кристаллизации подобных выплавов, обогащенных, согласно общим принципам зарождения и дифференциации магм, относительно легкоплавкими компонентами, при котором состав вновь образующихся фаз (в том числе и граната) был бы идентичен широкому ряду составов минералов глубинных ксенолитов. Последние, скорее всего, являются в большинстве своем рестидами при глубокой дифференциации первичного вещества Земли, поэтому подобная конвергенция представляется маловероятной; изменение химизма

расплава должно вести к сдвигу химического состава кристаллизующихся из него фаз в новых условиях равновесия в сторону обогащения легкотоплавкими компонентами, т.е. в первую очередь к возрастанию железистости и уменьшению хромистости новообразованного граната.

Более определенно на основании имеющихся данных можно судить о генезисе оливина глубинных ксенолитов и его вкрапленников в кимберлитовом цементе. Состав оливина этих двух групп, согласно результатам химических анализов, очень близок и практически полностью перекрывается; совпадают оптические свойства оливинов-вкрапленников и оливинов ксенолитов (см. фиг. 8). Несомненно, часть минерала может перейти в кимберлит при разрушении ксенолитов ультрабазитов и быть, следовательно, ксеногенной. Однако ряд признаков, в числе которых необходимо указать значительно большие размеры вкрапленников, существенно иной набор включений в них по сравнению с оливином ксенолитов ультрабазитов и геохимические различия рассматриваемых групп оливинов [7, 14], свидетельствует о том, что крупные выделения оливина в кимберлитовом цементе не являются результатом дробления каких-либо известных глубинных ксенолитов.

Вероятно, они имеют иное, самостоятельное происхождение, являясь продуктом начальной кристаллизации того расплава, который в конце концов формирует кимберлит.

Сопоставление оптических свойств оливинов из двух типов кимберлитовых брекчий трубки Удачная-Восточная, характеризующихся различным составом, показало полную идентичность желваков минерала из обоих типов пород по этому признаку. Это свидетельствует о глубинном характере вкрапленников и отсутствии прямой связи между их образованием и становлением основной массы кимберлита.

Следовательно, можно определенно утверждать, что гранаты и оливины кимберлитовых пород кристаллизовались из ультраосновных расплавов в условиях высоких температур и давлений, существующих в верхней мантии. Дальнейшие пути развития выносивших их к поверхности расплавов и становления самих кимберлитов менее очевидны и требуют специального обсуждения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Потенциально драгоценные камни кимберлитовых пород — благородный оливин-хризолит и хромистый пироп — являются минералами магматического происхождения, кристаллизовавшимися из ультрабазитового расплава на значительной глубине. Оливин представляет собой основной компонент как многих глубинных ксенолитов, так и кимберлитов, а гранат — один из ведущих аксессуаров последних, в глубинных ксенолитах часто приобретающий характер породообразующего минерала. Имеющиеся в нашем распоряжении данные целиком подтверждают уже высказывавшиеся мнения [9, 11] о большой перспективности кимберлитовых пород Якутии для получения наряду с алмазами двух указанных самоцветов. Основным источником их

должны стать коренные породы уже эксплуатирующихся кимберлитовых тел. Трубка Мир, интересна главным образом большим количеством ювелирного граната. Уникальная во многих отношениях трубка Удачная-Восточная является таковой и по запасам благородного хризолита. Цветной камень здесь может добываться попутно с основным предметом разработки — алмазом. Извлечение ограночного сырья из кимберлитовых пород в промышленных масштабах не требует радикального изменения существующей технологии, так как указанные самоцветы вместе с алмазами попадают в тяжелую фракцию концентратов обогащения, из которой извлекаются алмазы. В результате комплексной разработки кимберлитов может быть достигнут определенный экономический эффект.

Представляется, что в дальнейшем весьма перспективным источником ювелирного сырья могут явиться элювиальные и элювиально-делювиальные россыпи и коры выветривания на некоторых подлежащих эксплуатации месторождениях. При переходе в них обломки граната и оливина освобождаются от цементирующей кимберлитовой массы. В результате в процессе такого естественного обогащения относительное количество ограночного сырья в этих россыпях может возрастать, а качество его — улучшаться по сравнению с материнским месторождением.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бабаян Г.Д., Подваркова И.В. и др. Некоторые черты строения земной коры Якутской алмазоносной провинции. — Сов. геология, 1975 № 12.
2. Бобривич А.П., Бондаренко М.Н. и др. Алмазные месторождения Якутии. М.: Госгеолтехиздат, 1959.
3. Бобривич А.П., Клупин И.П. и др. Петрография и минералогия кимберлитовых пород Якутии. М.: Недра, 1964.
4. Владимиров Б.М., Волянюк Н.Я., Пономаренко А.И. Глубинные включения из кимберлитов, базальтов и кимберлитоподобных пород. М.: Наука, 1976.
5. Гневушев М.А., Гомон Г.О., Черненко А.И. Влияние количества хрома в пиропе на высоту максимумов кривых спектрального поглощения. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1958, ч. 87, вып. 1.
6. Грум-Гржимайло С.В., Ровша В.С. Об окраске минералов-спутников алмаза. — В кн.: Материалы по изучению алмазов и алмазоносных районов СССР, М., 1960. (Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер.; Вып. 40).
7. Голева Н.Б. Никель и кобальт в минералах кимберлитовых пород Якутии. — В кн.: Вопросы петрографии и минералогии основных и ультраосновных пород Восточной Сибири. Иркутск, 1974.
8. Зольников Г.В., Филиппов Н.Д. Разновидности кимберлитовых пород трубки Мир и последовательность их формирования. — В кн.: Магматические образования северо-востока Сибирской платформы. Якутск: Изд-во ЯФ СО АН СССР, 1975, ч. 1.
9. Ильин И.В., Курылева Н.А. и др. Хризолиты кимберлитовых трубок Якутии как драгоценные камни для ювелирной промышленности. — Разведка и охрана недр, 1958, № 2.

10. Илюхин В.В., Свиридов Д.Т., Белов Н.В. Зависимость окраски минералов от кристаллической структуры. — Минерал. сб. Львовского ун-та, 1967 вып. 21 № 2.
11. Киевленко Е.Я., Сенкевич Н.Н., Гаврилов А.П. Геология месторождений драгоценных камней. М.: Недра, 1974.
12. Ковальский В.В. Кимберлитовые породы Якутии и основные принципы их петрогенетической классификации. М.: Изд-во АН СССР, 1963
13. Лазько Е.Е. К вопросу о происхождении граната в кимберлитах трубки Удачная. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1971, ч. 100, вып. 6.
14. Лазько Е.Е. Кристаллические включения в минералах кимберлитовых пород и их петрогенетическое значение. — Докл. АН СССР, 1977, 234, № 4.
15. Лазько Е.Е., Серенко В.П. Минералогия, парагенезис и некоторые особенности происхождения гранатов из кимберлитовых трубок Сибири. — В кн.: Новые данные о минералах СССР. М., 1976, вып. 25.
16. Маршинцев В.К., Ковальский В.В. и др. Особенности состава, строения и механизма формирования кимберлитовых пород трубки Удачная-Восточная. — В кн.: Магматические образования Северо-Востока Сибирской платформы. Якутск: Изд-во ЯФ СО АН СССР, 1975.
17. Милашев В.А. Петрохимия кимберлитов Якутии и факторы их алмазности. — Тр. НИИГА, 1965, 139.
18. Платонов А.Н., Таран М.Н. и др. Окраска ювелирных гранатов из кимберлитовых трубок Якутии. — В кн.: Конституция и свойства минералов. М., 1976, вып. 10.
19. Пономаренко А.И., Пономаренко Г.А. и др. Включения ильменитовых гипербазитов в кимберлитах Якутии. — Сов. геология, 1971, № 10.
20. Соболев В.С. Введение в минералогию силикатов. Львов: Изд-во Львовск. ун-та, 1949.
21. Соболев В.С., Най Б.С. и др. Ксенолиты алмазоносных пироповых серпентинитов из трубки Айхал, Якутия. — Докл. АН СССР, 1969, 188, № 5.
22. Соболев Н.В. Ксенолиты эглогитов из кимберлитовых трубок как обломки вещества верхней мантии. — В кн.: Кора и верхняя мантия. М.: Наука, 1968.
23. Соболев Н.В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1974.
24. Соболев Н.В., Похиленко Н.П., Зюзин Н.И. Хромсодержащие гранаты из ксенолитов ультраосновных пород в кимберлитах Якутии. — Геол. и геофиз., 1973, № 2.
25. Ферсман А.Е. Очерки по истории камня. М.: Изд-во АН СССР, 1954, Т. 1.
26. Ферсман А.Е. Очерки по истории камня. М.: Изд-во АН СССР, 1961, Т. 2.
27. Францессон Е.В. Петрология кимберлитов. М.: Наука, 1968.
28. Gurney J.J., Switzer G.S. The discovery of garnets closely related to diamonds in the Finsch pipe, South Africa. — Contribs Mineral. and Petrol., 1973, 39, N 2.
29. Mathias M., Siebert J.C., Rickwood P.C. Some aspects of the mineralogy and petrology of ultramafic xenoliths in kimberlite. — Contribs Mineral. and Petrol., 1970, 26, N 2.
30. Meyer H.O.A. Chrome pyrope: an inclusion in natural diamond. — Sci., 1968, 160, N 3835.
31. Nixon P.H., Boyd F.R. Petrogenesis of the granular and sheared ultrabasic nodule suite in kimberlites. — In: Lesotho kimberlites, 1973.

32. Nixon P.H., Hornund G. A new chromium end member, knorringite, from kimberlite. — Amer. Miner., 1968, 53, N 11/12.
33. Rickwood P.C., Mathias M., Siebert J.C. A study of garnets from eclogite and peridotite xenoliths found in kimberlite. — Contribs Mineral. and Petrol., 1968, 19, N 4.
34. Wagner P.A. Die diamantführenden Gesteine Südafrikas. Ihre Abban und ihre Anbereitung, Berlin, 1909.
35. Webster R. Gems: their sources, description and identification. 3rd ed. London, 1975.
36. Williams A.F. The genesis of diamond. London, 1932, vol. 1, 2.
37. Wilson W.E. Famous mineral localities — Saint Zohn's island. — Egypt. Mineral. Rec., 1976, 7, N 6.

Г. Д. АЕРОВ, К. Б. ЗАРЯНОВ, А. А. КОРМУШИН

ЦВЕТНЫЕ КАМНИ В УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОДАХ ЗАПАДНОГО ПРИБАЛХАШЬЯ

В ультраосновных породах Западного Прибалхашья известны месторождения и проявления цветных камней. Описание наиболее типичных из них в совокупности с особенностями геологического строения офиолитового пояса позволяют оценивать его на некоторые дефицитные самоцветы (нефрит, родингит, хризопраз).

Родингиты — кальциево-силикатные образования; известные в литературе как гранатиты, хлорграпиты и жады, представляют собой пироксен-гранатовые, хлорит-гранатовые, везувиан-диопсидовые, и т.п. породы, которые благодаря значительной твердости, яркой окраске, просвечиваемости и способности принимать зеркальную полировку в некоторых случаях соперничали на внешнем рынке с жадеитом и нефритом. Родингиты известны на массивах Андасай, Каратал, Шайтансимес и др.

Выделяются две группы родингитов, отличающиеся условиями локализации, морфологией и декоративными качествами. К первой группе относятся эндоконтактовые образования, распространенные преимущественно в дайково-жильных телах габбро, микрогаббро, габбро-диабазов и диоритов как непосредственно внутри них, так и в контакте с серпентинитами. Родингит слагает небольшие (несколько метров) тела неправильной, реже линзовидной формы, в которых могут присутствовать скаполит, (иногда до 30%), диопсид и шпинель. Минеральные взаимоотношения различны; нередко порода состоит из одного везувиана. Несмотря на ограниченные размеры, родингиты первой группы характеризуются сочетанием зеленых, фиолетовых, желтых и красных цветов, придающих камню привлекательную окраску.

Вторая группа родингитов (экзоконтактовые) развивается по серпентинитам, реже по габбро-амфиболитам. Родингиты представлены крупными жильными телами (до 70×10 м), часто несогласно залегающими по отношению к основным структурным элементам

массивов ультраосновных пород. Тела сложены железо-кальциевым андрадит-гроссуляровым или андрадитовым гранатом. В зальбандах тел развиты сложные по составу реакционные породы: хлоритовые, серпентинит-магнетит-хлоритовые.

Разделение родингитов на две группы имеет генетический смысл, решающий многие практические вопросы, связанные с установлением масштабов проявлений, декоративности камня и поисковых признаков.

Действительно, первая группа тел содержит более высокотемпературные минералы (скаполит, диопсид, шпинель, гранат), для них характерна сложная невыдержанная морфология и существенно везувияновый состав. Родингиты второй группы образуют крупные андрадит-гроссуляровые тела.

В связи с эндоконтактовыми родингитами среди ультраосновных пород Шайтансимесского массива встречены проявления нефрита. Массив представляет собой трещинную жилородобную интрузию, к которой с запада примыкают песчано-сланцевые отложения силура, а с востока — эффузивно-осадочные образования девона. Он ориентирован в северо-западном направлении согласно преобладающим структурам района. Длина его 9 км, ширина — 0,3–1,5 км. Преимущественным распространением пользуются антигоритовые, реже лизардитовые и хризотилитовые серпентиниты. В восточном контакте массива с эффузивными породами выделяются листвениты, в эндоконтактной полосе — плагиоклазиты, натриевые граниты, кварц-диопсид-цоизит-плагиоклазовые породы и нефриты, на некотором удалении — многочисленные тела габбро, родингитов, плагиоклазитов и плагиогранит-порфиров, в центральной и западной полосе преобладают габбро, габбро-диабазы и диоритовые порфириты, к которым пространственно тяготеют гранат-хлоритовые и гранат-везувияновые родингиты.

Нефрит в виде прерывистой оторочки мощностью 20–40 см окаймляет кварц-диопсид-цоизит-плагиоклазовые тела. Вмещающие серпентиниты в значительной степени гранатизированы. Нефрит — темно-зеленого цвета, с занозистым изломом, полосчатой текстурой, обусловленной неравномерным распределением вкраплений хромита. Выветрелые поверхности бледно-зеленого цвета делают нефрит трудно отличимым от антигоритовых серпентинитов, особенно в условиях полупустынного выветривания Бетпак-Далы.

В шлифе нефрит обнаруживает спутанно-волокнистую структуру, обусловленную тонким переплетением волокон тремолита, имеющего необычно малое погасание к N_g (001) = $6-12^\circ$. Угол оптических осей $2V = -82-87^\circ$. Из реликтовых зерен встречен диопсид, замещенный призматическим тремолитом с углом погасания к N_g (001) = 10° , $2V = -85^\circ$.

Декоративные качества казахстанского нефрита определяются болотно-зеленой окраской, просвечиваемостью на глубину до 1 см и способностью хорошо полироваться. По отраслевому стандарту (ОСТ-41-13-71) он отвечает II и III сортам.

Второе по величине месторождение хризопраза (после Сарыкул-болдинского) связано с Пстанским массивом ультраосновных пород, представляющим собой в современном эрозионном срезе несколько вытянутое в северо-восточном направлении поднятие, возвышающееся на 60–70 м. Вмещающие массив породы представлены кембрийско-ордовикскими метаморфическими сланцами, девонскими осадочно-вулканогенными отложениями и лейкократовыми биотитовыми гранитами. Массив трансгрессивно перекрыт лавами нижнего девона [1].

В строении массива основная роль принадлежит дунит-перидотитовым породам, вскрытым скважинами на глубине 50–70 м, и продуктам их изменения. По аподунитовым и алогарцбургитовым серпентинитам развиваются кремнисто-железистые тальк-хлорит-лимонит-халцедоновые породы (бирбириты), которые в виде линейно вытянутых гряд северо-восточного и субмеридионального направлений обнажены на водоразделах. Вдоль бирбиритов на склонах холмов выделяются охристо-кремнистые образования и в виде обособленных карманов и гнезд – нонтронитовые глины. Нонтронитизированные и карбонатизированные серпентиниты известны в пониженных участках массива (логах) и вскрыты скважинами на глубине 30–40 м от поверхности.

В районе контакта ультраосновных пород с гранитами (восточный контакт массива) отмечаются отдельные выходы гибридных разновидностей, которые встречаются также в одной из скважин на севере массива. Это кварцевые диоритовые порфириды, в которых гломеробласты олигоклаза замещены агрегатом зерен кварца, роговой обманки и биотита. Характерен специфический набор аксессуарных минералов – циркона, турмалина, сфена, апатита и биотита. Все это свидетельствует о гибридности гранитоидов в контакте с ультраосновными породами. Активное воздействие гранитоидов на ультраосновные породы привело к образованию приконтактовых ореолов и последовательной смене минеральных фаций: гранит (гранодиорит) – гибридные породы типа диоритового порфирита – амфиболит (актинолит, тремолит) – тальк, хлорит, эпидот – кварц, карбонат. Эти особенности контактово-измененных ультраосновных пород тождественны зональности, наблюдаемой в скарнах, в которых этап кварцеобразования завершает формирование метасоматических ассоциаций в экзоконтакте гранитоидных интрузий.

Неправильной формы жилы, стяжения, штокверки халцедона (хризопраза) и празопала контролируются трещинами в приконтактовых участках бирбиритов с нижележащими охристо-кремнистыми породами. По стенкам трещин нередко развивается тальк, хлорит, эпидот. Жильные поля халцедонов и опалов известны в западной и восточной частях Пстанского массива где они ориентированы соответственно в северо-восточном и субмеридиональном направлениях согласно простиранию известных здесь даек габбро, габбро-диоритов, гранит-порфиров и кварцевых жил. Как правило, зеленоокрашенные разновидности халцедона (хризопраз) и опала пространственно связаны с измененными серпентинитами, в которых содержание никеля превышает десятки доли процента.

ВЫВОДЫ

1. Ультраосновные массивы Западного Прибалхашья, образующие так называемый Чу-Балхашский офиолитовый пояс габбро-перидотитовой формации, представляют собой новую камнесамоцветную провинцию на родингиты, нефрит и хризопраз.

2. Родингитовые и нефритовые тела связываются с трещинными интрузиями, расположенными вдоль глубинных разломов и в антиклинальных тектонических блоках. Массивы ультраосновных пород претерпели значительный пневмато-гидротермальный метасоматоз и динамометаморфизм, что выразилось в образовании серпентинитов, лиственитов и различных метасоматитов. Родингиты находятся в тесной ассоциации с габброидными телами и делятся на эндоконтактовые и экзоконтактовые, что определяет их декоративные качества и масштабы месторождений. Нефрит преимущественно связан с эндоконтактовыми родингитами и образуется в условиях интенсивного метасоматоза в краевых частях массивов при значительном контактовом метаморфизме пород.

Новая нефритовая провинция в Казахстане должна быть предметом последующего изучения и освоения. Наибольшее внимание следует уделить массивам в северной и южной частях ультрабазитового пояса.

3. Хризопразовая минерализация известна в окраинных массивах поясов ультраосновных пород на удалении от глубинных разломов. Массивы ультрабазитов характеризуются округлыми очертаниями, линзовидной (пластовой) морфологией, это преимущественно дуниты и перидотиты, активно преобразованные под воздействием постмагматических растворов. Характерна значительная силицификация серпентинитов с миграцией никеля, создающего обогащенные ореолы. Пржилки хризопраза, контролируемые контактом бирбиритов с охристо-кремнистыми и нонtronитовыми породами и трещинными дайками габбро-диабазов и габбро-диоритов, часто не вскрыты эрозионным срезом, что необходимо учитывать при проведении поисково-разведочных работ.

Освоение Пстанского месторождения хризопраза в настоящее время имеет первостепенное значение. В Западном Прибалхашье на хризопраз могут оказаться перспективными два округлых безымянных массива в северо-западной части пояса ультраосновных пород. Трудности их оценки и освоения связаны с широко развитой на них маломощной толщей кайнозойских отложений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Маркова Н.Г. Стратиграфия и тектоника палеозоя Бетпак-Далы. Изд-во АН СССР, М.: 1961.

И. В. БЕЛЬКОВ

АМАЗОНИТ

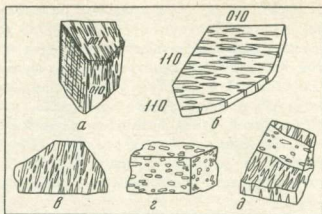
Амазонит (амазонский камень) представляет собой разновидность микроклина с характерной зеленой окраской различных оттенков и интенсивности. Благодаря своеобразию расцветки, сравнительной легкости обработки и нахождению в природных условиях в крупных массивах амазонит издавна используется в культуре народов в качестве поделочного цветного камня. Согласно данным А.Е. Ферсмана [11], изделия из амазонита — амулеты и бусы — известны начиная с древнего Египта. В России месторождения амазонита впервые были выявлены И.Ф. Германом в 1783 г. в Ильменских горах и на Урале, а первые изделия из отечественного амазонита — декоративные вазы — появились в музейных собраниях Эрмитажа в конце 80-х гг. XVIII столетия. Дальнейшие находки месторождений амазонита на Кольском полуострове, в Казахстане, Забайкалье и в других регионах связаны с развитием геологических исследований уже после Великой Октябрьской революции.

Амазонит относится А.Е. Ферсманом к цветным камням I порядка [11]. В отличие от многих других цветных камней высококачественный амазонит сравнительно редок. Его достоинства и ценность определяются неповторимостью расцветок, не воспроизводимых синтетически. Амазонит встречается в качестве порообразующего минерала в некоторых разновидностях гранитов, приобретающих в этом случае эффектные расцветки и замечательные декоративные качества. К недостаткам амазонита как поделочного и ограночного минерала относятся свойственная калишпату совершенная спайность по $\{001\}$ и $\{010\}$, а также обычно более или менее сильно проявленная пертитизация, особенно вдоль так называемой мурчисонитовой спайности.

В природе образование амазонита связано [8] с аляскитовой (пегматиты и эндоконтактовые метасоматиты), фтор-литиево-гранитной (пегматиты, амазонитовые граниты, аплиты, онгониты) и агляпайтовой щелочногранитной (пегматиты) гранитоидными формациями. В породах аляскитовой формации амазонит относительно редок и отличается бледной окраской. Преимущественно светлая окраска свойственна амазонитам широко распространенных гранитов фтор-

литиево-гранитной формации. Максимальной интенсивностью и разнообразием оттенков окраски отличаются амазониты из пегматитов щелочных гранитов, особенно из наиболее древних — среднепротерозойских гранитов Кольского полуострова, где они были впервые открыты О.А. Воробьевой в 1928 г. [3]. Поскольку они являются практически источником поделочного материала, нашей первоочередной задачей является более детальная характеристика амазонита из пегматитов кольских щелочных гранитов. Описание этих пегматитов содержится в ряде публикаций [2, 5, 7, 6], что позволяет здесь ограничиться обобщенными и сжатыми сведениями о них.

Пегматиты, в которых породообразующий калишпат представлен амазонитом, пространственно и генетически связаны с массивами разнообразных преимущественно эгирин-арфведсонитовых щелочных гранитов [1]. Они размещаются в экзоконтактовых зонах массивов щелочных гранитов, главным образом среди гнейсов лебяжинской свиты, за пределами зон интенсивного приконтактного (метасоматического) изменения последних на расстоянии от нескольких десятков метров до 2–3 км от контактов. Пегматитовые жилы приуроченные к трещинам скалывания в гнейсах, чаще группируются небольшими полями и кустами, но встречаются и одиночные жилы. Размеры их варьируют от десятков до сотен метров по простиранию и до 20–30 м мощности. Преобладают линзообразные и плитообразные жилы небольших и средних размеров. На минимальном удалении от гранитов размещаются пегматиты с аксессуарной редкоземельно-редкометалльной минерализацией, как правило, сильно альбитизированные и окварцованные, в которых блоки интенсивно окрашенного пертитового амазонита нередко расчленены — замещены поздним сахаровидным альбитом. На максимальном удалении от контактов с гранитами встречаются преимущественно слабоминерализованные альбитизированные — незамещенные пегматиты с амазонитом (обладающим окраской) различного оттенка, чаще не интенсивно окрашенного. Наибольший практический интерес представляют пегматитовые жилы, занимающие промежуточное положение — относительно слабоминерализованные и альбитизированные, с ярко окрашенным блоковым амазонитом, имеющие достаточно большие размеры. Многие жилы отчетливо зональны. Зальбанды таких жил сложены среднезернистым кварц-олигоклазовым пегматитом, иногда с блоками розового микроклина или бледно-голубовато-зеленого амазонита, содержащего графические вставки светло-серого кварца. Далее к центру следуют зоны грубозернистого кварц-альбит-амазонитового пегматоида, сменяющиеся осевой зоной крупноблокового кварца. Размеры блоков пертитового амазонита достигают в поперечнике 1 м. На границах с кварцем выделения амазонита нередко (отчетливо проявлены) кристаллически ограничены. В кварце по трещинам выделяется лейстовый биотит. Здесь же, в блоковом пегматите, встречаются обособления галенита, достигающие в отдельных случаях веса в десятки и сотни килограмм.



Фиг. 1. Зональность окраски кристаллов амазонита и характер пертитовых вростков альбита в разноокрашенных амазонитах

a – внешняя интенсивно окрашенная в голубовато-зеленый цвет зона розового в центральной части монокристалла микроклина; *б* – зональная окраска монокристалла микроклина; в центре – розового, в промежуточной зоне – голубовато-зеленого цвета, во внешней зоне – бесцветная; *в* – ленточный (сегрегационный) пертит в зеленовато-голубом амазоните; *г* – пятнистый пертит замещения в амазоните желтовато-зеленоватой окраски; *д* – пересечение синевато-зеленого амазонита прожилком желтовато-зеленого, характеризующегося различным характером и ориентировкой альбитовых вростков

В простых по строению незамещенных пегматитовых жилах амазонит чаще отличается относительной устойчивой окраской по цвету и интенсивности, хотя в ряде случаев наблюдается неравномерное распределение окраски по зонам роста блоков (кристаллов) амазонита. В сложнзамещенных альбитизированных жилах наблюдается возникновение разнообразно окрашенных амазонитов различных генераций с различным характером пертитовых вростков альбита и другими морфогенетическими отличиями.

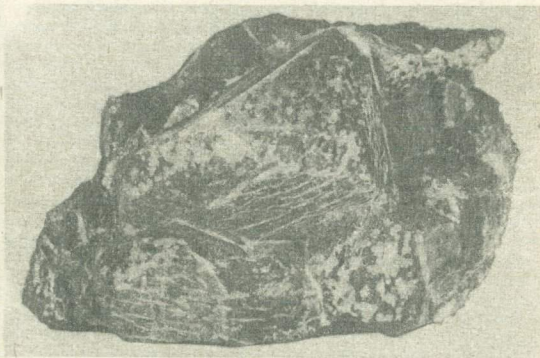
Как известно, окраска амазонитов является предметом внимания многих исследователей и до настоящего времени ее происхождение является предметом дискуссии [10, 12, 8]. В этой связи, а также принимая во внимание практическое значение кольских амазонитов, рассмотрены некоторые их морфогенетические особенности, необходимые для понимания природы окраски амазонитов.

В пегматитовых жилах щелочных гранитов присутствуют различные модификации и генерации калишпата.

В высокотемпературных неминерализованных кварц-полевошпатовых с арфведсонитом жилах, залегающих внутри гранитных массивов, калишпат красного или розового цвета представлен моноклинной разновидностью и может содержать до 30–40% растворенного альбитового компонента. В части таких жил присутствует аналогичный по окраске микроклин с обильными вростками альбита – типичными ленточными пертитами распада, в котором суммарное со-



Фиг. 2. Друза кристаллов амазонита (уменьшено в 2 раза)



Фиг. 3. Крупный кристалл амазонита (уменьшено в 2 раза)

держание альбита составляет также 30–40%. В пегматитовых жилах внешних контактных зон в зальбандах может находиться розовый микроклин–пертит, сменяющийся бледно-зеленым и зеленым микроклин–пертитом по направлению к осевой части жил. При этом окраска отдельных блоков и кристаллов может быть неравномерной, пятнистой, иногда же отчетливо зональной, с отчетливыми границами.

зон различного цвета и интенсивности. Так, в одной из жил можно наблюдать смену розового, зеленоватого микроклин-пертита интенсивно окрашенным голубовато-зеленым амазонитом внешней зоны призматического пояса кристаллов (фиг. 1, а, б). В центральной части этой же жилы находятся монокристаллы амазонита с интенсивной голубовато-зеленой окраской, резко сменяющейся по периферии кристаллов бесцветным микроклин-пертитом. Важно отметить, что альбитовые ленты пертитов распада пересекают границы различно окрашенных зон. Следовательно, в наблюдавшихся случаях можно с уверенностью констатировать первичный, а не вторичный генезис окраски амазонита, а также ее связь с присутствием каких-то примесей, концентрация которых в окружающей среде или условия вхождения в кристаллическую решетку могли испытывать резкие изменения в процессе кристаллизации.

Другим фактором определяющего значения может служить присутствие в одной и той же жиле амазонитовых блоков резко различной окраски и с разным характером пертитовых вростков альбита. Так, например, в пегматитовой жиле г. Плоской для преобладающей массы пегматита характерно присутствие крупных блоков амазонита густой голубовато-зеленой окраски разнообразных оттенков с характерным грубым ленточным пертитом распада (и перекристаллизации) и содержанием альбита до 30% (фиг. 1, в). В осевой же части жилы находятся участки, в которых блоки амазонита желтовато-зеленого цвета содержат альбит в количестве не более 5-8% в виде пятнистого пертита замещения (фиг. 1, г). При этом наблюдается пересечение более раннего голубовато-зеленого микроклин-пертита более поздним желто-зеленым слабо альбитизированным микроклином (фиг. 1, д).

Наконец, важно отметить достаточно широкое развитие амазонита еще одной — наиболее поздней генерации. Так, в пустотах (занорышах) и вдоль трещинных зон в блоках пегматита, в альбандах жил, в апофизах, прожилках, во вмещающих породах, в сростании с дымчатым кварцем и флюоритом встречаются друзы кристаллов сине-зеленого амазонита, иногда не содержащего пертитовых вростков альбита. Размер кристаллов в друзах колеблется от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров, редко — более (фиг. 2, 3). На кристаллах короткопризматического габитуса развиты обычные для калишпата кристаллографические формы $\{010\}$, $\{001\}$, $\{110\}$, $\{20\bar{1}\}$ и $\{11\bar{1}\}$. Более крупные кристаллы амазонита содержат обильные пертитовые вростки альбита и с поверхности часто разъедены сахаровидным альбитом. Мелкие (менее 1 см) кристаллы не имеют видимых вростков альбита и полупрозрачны. Иногда они с поверхности также разъедаются мелкозернистым белым сахаровидным альбитом, причем замещение альбитом в первую очередь развивается вдоль ребра между гранями и на плоскости пинакоида.

Наконец, характерной для амазонитовых пегматитов является амазонитизация вмещающих пород, когда около пегматитовых жил наблюдаются оторочки шириной в десятки сантиметров, сложенные

породой, в которой новообразованный калишпат представлен изумрудно-зеленым микроклином с характерной двойниковой решеткой, но без пертитовых вростков альбита. Подобную амазонитизацию чаще всего испытывают вмещающие биотит-плагиоклазовые гнейсы или плагиограниты, в составе которых калишпат изначально отсутствовал.

Обобщая наблюдения особенностей распределения окраски калишпатов в пегматитах кольских щелочных гранитов, отметим следующие важные обстоятельства.

1. В материнских породах и в залегающих среди них высоко-температурных пегматоидных жилах амазонит как первичный минерал отсутствует.

2. В зональных минерализованных пегматитах, преимущественно залегающих среди пород экзоконтактов (реже среди материнских гранитов, как это установлено нами для района оз. Канозеро), обнаруживается зональное распределение окрасок калишпатов: от красной и розовой в зальбандах до голубовато-зеленой и желто-зеленой в осевых зонах пегматитовых жил.

3. Кристаллы калишпатов в пегматитах могут иметь отчетливо проявленную зональную окраску: от розовой в центре кристаллов до голубовато-зеленой и бесцветной к периферии. Границы между зонами могут быть резкими и следуют главным кристаллографическим элементам кристаллов.

4. В одной и той же пегматитовой жиле могут сосуществовать амазониты разных генераций, отличающиеся морфогенетически. Более ранние по времени образования амазониты имеют голубовато-зеленую окраску различной интенсивности и оттенков и содержат альбитовые вростки в виде грубого ленточного пертита распада (и перекристаллизации) с соотношением $Mi_{60-70} Ab_{40-30}$. Более поздние амазониты отличаются желтовато-зелеными тонами окраски и содержат альбитовые вростки в форме пятнистого пертита замещения обычно с соотношением $Mi_{90-95} Ab_{10-5}$. Наиболее поздний — переотложенный амазонит в кристаллических друзах обладает синезеленой, изумрудной окраской, полупрозрачен и может не содержать альбитовых вростков и не подвергаться замещению альбитом вообще.

Его образование, равно как и амазонитизация вмещающих пород, явно сопряжено с вытеснением калишпата из зон блокового пегматита при его замещении альбитом в процессе перекристаллизации или наложенной альбитизации.

Таким образом, однозначно устанавливается, что в своей основе природа окраски амазонита первична и связана с захватом кристаллической решеткой калишпата определенных примесей, концентрирующихся в пегматитовом расплаве (также, например, и в онгонитовых расплавах). При этом не исключается, что в определенных случаях окраска амазонитов может иметь наложенную метасоматическую природу, как это было впервые показано А.Н. Заварицким [4].

Что касается физической природы окраски амазонитов, то она, по последним данным, связана с вхождением в решетку ионов свинца и железа [9]. Вместе с тем внешнее проявление окрасок амазонитов зависит от многих других факторов. Как известно, характер окраски амазонитов определяется прежде всего относительной интенсивностью полос поглощения в областях 360 и 630 нм. В спектрах поглощения кольских сине-зеленых и голубовато-зеленых амазонитов полоса поглощения 630 нм усложняется дополнительной полосой в области 720–740 нм. Для этих же амазонитов устанавливаются максимальные содержания свинца, минимальные содержания железа и значения железистости и максимальное значение рентгеновской триклинности [8]. Но внешнее проявление окраски — ее интенсивность, оттенки и т.д. — зависит также от обилия и характера пертитовых вростков альбита, микротрещиноватости, наличия мельчайших вростков посторонних минералов, проникновения по трещинам спайности железистых и марганцевых гидроокислов и т.п.

Влияние всех этих факторов, не поддающихся точному учету, ограничивает возможность априорного установления поисковых признаков на амазонит высокого качества и неизбежно усиливает роль эмпирического фактора при поисках и оценке амазонитовых месторождений. Благоприятными предпосылками, очевидно, служат следующие: правильная плитообразная форма пегматитовых тел при достаточно большой их мощности и развитии зон блокового пегматита; умеренно проявленная альбитизация, сопровождающаяся общей глубокой перекристаллизацией пегматита; относительная обедненность пегматитов редкометалльными аксессуарными минералами, что свойственно пегматитовым жилам, удаленным от контактов с материнскими Гранитами; присутствие в жилах амазонита разных Генераций с различными окрасками по цвету и интенсивности, особенно амазонитов с преобладающими голубоватыми расцветками.

В кольских амазонитовых пегматитах наряду с качественным амазонитом блоковых выделений представляют самостоятельную большую минералогическую ценность друзы хорошо образованных ярко окрашенных кристаллов, характерные для отдельных пегматитовых жил, образующиеся в специфической обстановке проявления альбитизации и перетложения амазонита на низкотемпературных пневматолито-гидротермальных стадиях процессов минералообразования.

В заключение необходимо отметить, что амазонит в качестве цветного поделочного камня пользуется большим спросом, хотя вновь появился на нашем рынке совсем недавно. В этой связи он заслуживает усиленного внимания со стороны архитекторов, художников прикладного профиля, ювелиров и нуждается в дальнейшем всестороннем изучении.

1. Батиева И.Д. Петрология щелочных гранитоидов Кольского полуострова. Л.: Наука, 1976.
2. Бельков И.В. Иттриевая минерализация амазонитовых пегматитов щелочных гранитов Кольского полуострова. — В кн.: Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова, М.; Л., 1958, вып. 1.
3. Воробьева О.А. Западная зона контакта щелочной гранитной интрузии Центрального водораздела Кольского полуострова. — Тр. Петрограф. ин-та АН СССР, 1932, вып. 2.
4. Заварицкий А.Н. Об амазоните. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1943, 72 вып. 1.
5. Калита А.П. Пегматиты щелочных гранитов. — Тр. ИМГРЭ, 1963, вып. 16.
6. Калита А.П. Пегматиты и гидротермалиты щелочных гранитов Кольского полуострова. М.: Недра, 1974.
7. Луиц А.Я. Минералогия, геохимия и генезис редкоземельных пегматитов щелочных гранитов Северо-Запада СССР. М.: Недра, 1972.
8. Марин Ю.Б., Вохменцев А.Я., Остроумов М.Н. Амазонит пород гранитоидных формаций. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1974, вып. 1.
9. Платонов А.Н. Природа окраски минералов. Киев: Наукова думка, 1976.
10. Фельдман Л.Г., Бугаец А.Н., Матиас В.В. и др. Амазонитизация гранитов в связи с проблемой их рудоносности. — В кн.: Геология месторождений редких элементов. М.: Недра, 1967, вып. 31.
11. Ферсман А.Е. Очерки по истории камня. М.: Изд-во АН СССР, 1954. Т. 1.
12. Шамакин Б.М. Загадка амазонского камня. М.: Наука, 1968. Вып. 8.

В. М. СМЕРТЕНКО, Г. А. КОРЕНДЯСЕВ, В. И. КАНТОРОВИЧ, Е. С. ВОРОЖЕВ

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ САМОЦВЕТОВ МОКРУША НА СРЕДНЕМ УРАЛЕ

Пегматитовая жила месторождения Мокруша, пожалуй, самого богатого топазами, и наиболее знаменитого месторождения Мурзинско-Адуйской самоцветной полосы является типичным представителем пегматитов топаз-бериллового типа субформации пегматитов с драгоценными камнями. Месторождение располагается в северной части самоцветной полосы на крайнем востоке Пригородного (Тагильского) района Свердловской области.

Месторождение известно с 70-х годов прошлого столетия, но разрабатывалось оно главным образом старателями, результаты работ которых сохранились только в передаваемых устно рассказах о "богатстве жилы камнями". Сведения о жиле приобрели уже легендарный характер и потому не отличаются достоверностью. До настоящего времени мы имеем единственные печатные описания пегматитов Мокруши, прекрасно выполненные А.Е.Ферсманом по материалам осмотра ограниченного количества коренных обнажений в старательских ямах начала XX в. и результатам изучения большой коллекции штуфов. Именно они сделали месторождение всемирно из-

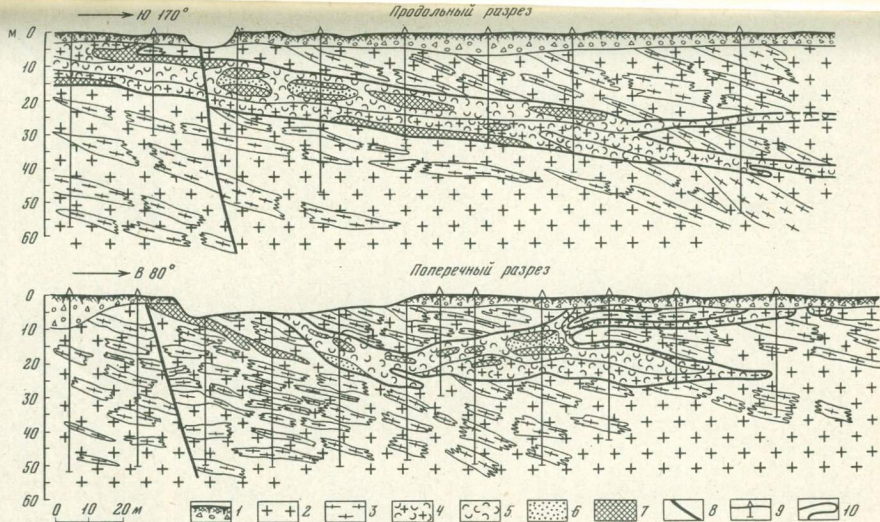
вестным. Описания А.Е.Ферсмана настолько точны и глубоки, что его выводы и сейчас не могут быть сколько-нибудь серьезно изменены, необходимы только некоторые дополнения.

В последнее десятилетие на месторождении проведены серьезные разведочные работы, которые позволили получить представительную геологическую информацию о строении месторождения и самой пегматитовой жилы. Помимо собственных материалов, собранных в процессе проведения работ 1971-1975 гг., авторы используют также материалы А.Г.Гумерова, А.В.Глазкова и других по результатам работ 1964-1968 гг.

Район месторождения Мокруша, как и все пегматитовое поле самоцветной полосы, расположен в зоне западного экзоконтакта Мурзинско-Адуйского плутона и удален от картируемого западного контакта Мурзинского массива примерно на 4,5 км. В его строении принимают участие метаморфические породы мурзинской свиты нижнего палеозоя и граниты, которые сопоставляются с главной интрузивной фазой Мурзинско-Адуйского плутона верхнепалеозойского возраста. При этом выяснилось, что граниты составляют не менее 50% объема вмещающих пород. Они образуют как бы основу строения района и в них погружены разной величины ксенолиты гнейсовидных метаморфических пород. Вероятно, участок месторождения приурочен к апикальной области достаточно крупного сателлитоподобного купола плутона, сложенного среднезернистыми порфиоровидными биотитовыми гранитами, аналогичными тем породам, которые слагают преобладающую часть выходов Мурзинско-Адуйского плутона. Метаморфические породы представлены мелкозернистыми биотитовыми гнейсами с подчиненными прослоями гнейсов с амфиболом или графитом и редкие маломощные прослои тальк-карбонатных пород. Размеры останцов этих пород в гранитах от 1-2 м до десятков метров (фиг. 1).

Простирание пачек гнейсов на участке 340°СЗ совпадает с простиранием региональных структур. В пределах участка месторождения они образуют синклинальную складку высокого порядка с очень пологим падением крыльев, которая осложняет пологую брахиантиклинальную структуру, вмещающую весь Алабашский участок скопления пегматитов - северную часть пегматитового поля самоцветной полосы. Таким образом, углы падения вмещающих пород здесь невелики - порядка $25-30^{\circ}$, в то время как для мурзинской свиты, породы которой слагают всю зону западного экзоконтакта Мурзинско-Адуйской интрузии, характерны крутые углы падения крыльев складок высокого порядка.

Участок месторождения Мокруша удален на значительное расстояние от зоны долгоживущего разлома глубинного заложения, который проходит в 9 км к западу и является западной границей Восточно-Уральского поднятия. Поэтому ни на площади месторождения, ни в непосредственной близости от него нет крупных разрывных нарушений. Зафиксировано, однако, развитие здесь системы мелких разрывов малой амплитуды в основном сбросового характера.



Фиг. 1. Геологические разрезы месторождения Мокруша

1 - наносы; 2 - средне- и крупнозернистые порфировидные биотитовые граниты; 3 - гнейсы; 4 - гранит-пегматит и мелкозернистый гранит; 5 - графический пегматит; 6 - альбитовые замещающие комплексы; 7 - блоково-пегматоидный пегматит; 8 - разломы; 9 - скважины колонкового бурения; 10 - контуры пегматитовой жилы

Это — субмеридиональные продольные разломы с крутым падением сместителя (80°) к востоку и субширотные поперечные разломы с крутым падением ($70-75^\circ$) к югу. Установленные амплитуды перемещений крыльев разломов не превышают 3–4 м. В этих зонах как вмещающие породы, так и породы пегматитовой жилы катаклазированы, участками брекчированы. Из гидротермальных изменений вокруг зоны катаклаза распространено окварцевание вплоть до образования на отдельных участках линз и прожилков молочно-белого кварца с пустотами, инкрустированными хрусталем. Судя по тому, что эти разрывы пересекают со смещением пегматитовую жилу, никак не нарушая внутреннее ее строение, и что в них нет пегматитовых жильных образований, они являются постпегматитовыми. Соответственно формирование пегматитовой жилы Мокруши происходило в спокойной тектонической обстановке.

Пегматитовая жила, представляющая собой собственно месторождение самоцветов, имеет форму седловидно прогнутой пологолежащей плиты, которая залегает в общем согласно с синклинальной складкой, образованной вмещающими гнейсами, выполняя, вероятно, пологую трещину отслоения. Простираение жилы 350° на север-северо-запад; западное, несколько более крутое крыло имеет падение к востоку под углами $10-24^\circ$, а восточное — к западу под углами $7-10^\circ$. На восточном фланге месторождения в поверхностных горных выработках фиксируется еще одна жила (или жилы) пегматитов, которая является или апофизой главного пегматитового тела (см. фиг. 1, поперечный разрез) или залегает кулисообразно по отношению к последнему. Ось седловидно прогнутой жилы обнаруживает слабое погружение в южном направлении, к тому же южные крылья широтных поперечных разломов, пересекающих жилу, опущены по отношению к северным. В связи с этим в северной части участка пегматитовая жила практически вся залегает на поверхности, прикрытая лишь чехлом рыхлых отложений мощностью до 4 м, в средней части наиболее прогнутая "шарнирная" часть жилы залегает на глубине до 12 м, а в южной части — уже на глубине около 50 м (см. фиг. 1, продольный разрез).

По размерам пегматитовая жила месторождения Мокруша — самая крупная среди жил пегматитового поля самоцветной полосы. Разведанная ее длина по простираению составляет не менее 500 м, ширина вкрест простираения в северной части — 60–70 м, в средней части — уже около 150 м. Мощность жилы изменяется от 2–3 м в западном крыле до 10–14 м в ее средней части. Изменение мощности происходит плавно, без четких раздувов и пережимов. Контакты жилы с вмещающими ее гнейсами и Гранитами резкие и не отличаются сложностью; на многих участках они прямолинейны или плавно изгибаются, апофизы весьма малочисленны. Контактные изменения вокруг жилы слабые, обычно это маломощная (несколько сантиметров) зона биотитизации, хорошо заметная лишь на участке контакта с гранитами.

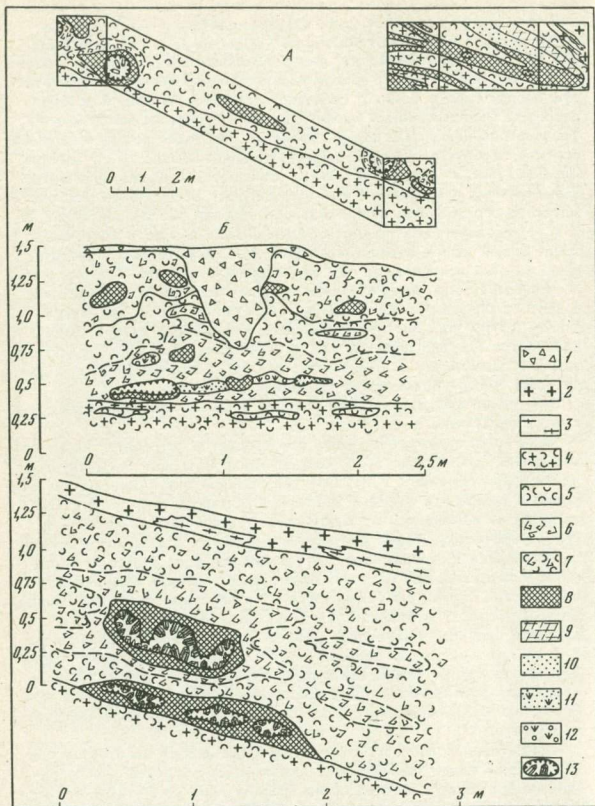
Наиболее примечательной чертой строения пегматитовой жилы Мокруши является ее асимметричная зональность (фиг. 2, см. вклад-

ку), как это часто бывает в пологих телах. В лежачем боку располагается зона гранит-пегматита и мелкозернистого гранита, мощность которой составляет обычно 2-3 м, достигая в отдельных участках 6-7 м. Гранит-пегматит, резко преобладающий в объеме зоны в западном крыле жилы, представляет собой средне- и мелкозернистую породу серого цвета с гранитной основной массой, в которой рассеяны многочисленные графические и субграфические участки. Типичной особенностью породы является лейстовая форма выделений биотита, образующего тонкие сабельки длиной обычно 8-10 мм при ширине 1 мм. В гранит-пегматите отмечается большое количество изометричных линзовидных или полосовидных обособлений мелкопегматитоидного гранита; длина этих обособлений иногда достигает 2-3 м. Мелкозернистый гранит, преобладающий в зоне в восточном крыле жилы, имеет зеленовато-серый цвет, вместо лейст биотита здесь обычно встречаются его изометричные чешуйки. Состав пород описываемой зоны весьма близок составу вмещающих биотитовых гранитов: характерно преобладание олигоклаза (38%) над микроклином (28%) при достаточно высоком содержании кварца (30%). Количество биотита порядка 4-5%. В висячем боку жилы гранитная оторочка маломощна и прерывиста, так что с вмещающими породами здесь часто контактирует графический пегматит.

Над зоной мелкозернистого гранита и гранит-пегматита располагаются следующие зоны.

Зона графического пегматита преобладает в строении жилы, слагая более 50% объема и до 90% объема собственно пегматитовой части жилы (см. фиг. 1,2). Она чрезвычайно выдержана по простиранию и падению и местами достигает мощности 8 м. Структура пород зоны изменяется от микро-тонкографической до крупно- и грубографической. Такое укрупнение структуры письменного гранита, как правило, наблюдается от зальбандов зоны к осевой части жилы в вертикальном разрезе. Кроме того, сильная изменчивость графической структуры фиксируется и по простиранию, и по падению жилы в пределах небольших участков. Даже в пределах одного крупного индивида микроклина размер ихтиоглиптов изменяется от 1-2 мм до 1-2 см по длинной оси. Участков однообразной графической структуры с простой формой ихтиоглиптов кварца немного. Характерна изменчивость рисунков ихтиоглиптов. Состав зоны существенно кварц-микроклиновый с заметным количеством лейстового биотита.

Пегматоидная или пегматоидно-блоковая порода тяготеет к осевым частям жилы, где образует линзовидные овальной или неправильной формы обособления среди графического пегматита, а также на отдельных участках относительно выдержанные зоны протяженностью до 10-20 м и мощностью 1-2 м, редко до 3 м. Наиболее обычны обособления, не превышающие 1 м по мощности при длине несколько метров. Это типичные пегматоидные породы серо-розового и серо-желтого цвета, сложенные идиоморфными таблицами микроклина (до 5-6 см), ксеноморфными интерстиционными выде-



Фиг. 3. Месторождение Мокруша. Характер локализации полостей в пегматитовой жиле

А — геологические разрезы участков пегматитовой жилы в районе шурфов 8 и 8^а; Б — зарисовка забоя уступа в карьере (западный фланг жилы); В — зарисовка забоя уступа в карьере (осевая часть жилы); 1 — заваленные старательские выработки; 2 — сред-

лениями кварца и субизометричными чешуями биотита. Наблюдаются также обособления субграфического пегматоидного гранита с клиновидными и волокнистой формы выделениями кварца, а также мелкоблоковые агрегаты крупных (до 10–15 см) таблиц микроклина, между которыми располагаются изометричные значительно более мелкие обособления кварца. Разграничить в пределах обособлений и зон пегматоидные и блоковые породы чаще всего не удается, и они документируются в единых контурах. Кварцевые ядра в пегматитовой жиле Мокруши отсутствуют, достаточно крупные (до 0,5 м) обособления блокового кварца представляют большую редкость.

Таким образом, для пегматитовой жилы месторождения Мокруша (как и для подавляющего большинства пегматитов с драгоценными камнями самоцветной полосы) зональное строение обусловлено главным образом закономерным обособлением кварц-микроклиновых структурно-минеральных комплексов первичной кристаллизации. Зоны замещающих комплексов развиты в незначительных масштабах и не могут существенно влиять на текстурные особенности жилы.

Среди процессов замещения относительно равномерно развита в пегматитовой жиле альбитизация, при которой альбит псевдоморфно замещает микроклин текстурных зон пегматита, сохраняя практически без изменений первичную структуру пород. Псевдоморфная альбитизация сопровождается мусковитизацией биотита и реже новообразованными розетками серебристого мусковита. Участки такой альбитизации имеют размер от 5–10 см до 0,4–0,5 м, очень редко достигают 1–1,5 м по наибольшему измерению и в общем бессистемно распределены по зонам пегматитовой жилы.

Альбитовые замещающие комплексы, представленные сахаровидными или мелко- и среднетаблитчатым альбитом в ассоциации с мелкочешуйчатым мусковитом, гранатом, тонкоигольчатым шерлом (очень редко с видимыми визуально топазом или бериллом), развиваются главным образом в приосевых частях жилы, чаще всего вдоль контакта графического пегматита с крупнокристаллическим пегматоидно-блоковым пегматитом. Они образуют гнездобразные, линзовидные или прожилкового характера обособления небольших размеров и лишь редко в отдельных участках жилы можно наблю-

Окончание подписи к фиг. 3

не- и крупнозернистые биотитовые порфиоровидные граниты; 3 – гнейсы; 4 – гранит-пегматит; 5 – мелко- и среднеграфический пегматит; 6 – крупногрубографический пегматит; 7 – графический пегматит смешанной структуры (от мелко- до грубографической); 8 – блоково-пегматоидный пегматит; 9 – блоковый микроклин; 10–12 – замещающие комплексы: 10 – таблитчатый альбит, 11 – сахаровидный альбит с мусковитом, 12 – кварц-мусковитовый; 13 – занорыши

дать жилоподобные зоны сахаровидного или таблитчатого альбита, длиной до 10–15 м при мощности 20–30 см, редко до 1 м (см. фиг. 2; 3). Клевеландитовое замещение развивается только возле полостей в виде участков линзовидной или неправильной формы. Иногда с клевеландитом ассоциирует лепидолит в достаточно крупночешуйчатых агрегатах.

Кварц-мусковитовый замещающий комплекс развивается, как правило, по средне- и крупнографическому пегматиту в виде перистых или веерообразных агрегатов вытянутых чешуек серебристо-серого мусковита и удлиненных выделений серого кварца. Документируется он гнездообразными, субизометричными или линзовидными участками, размеры которых не превышают 1–1,5 м (обычно несколько десятков сантиметров) в поперечнике и не образует поперечных зон. В жиле встречается также мусковит в виде крупных (до 7–10 см в поперечнике) изометричных чешуй, который приурочен к грубографическим и пегматоидно-блоковым структурным разностям пород в местах их участково-псевдоморфной альбитизации, а также в друзовых полостях. Но нигде не зафиксировано обособлений крупнолистового мусковита, столь характерных для типичных редкометалльных пегматитов.

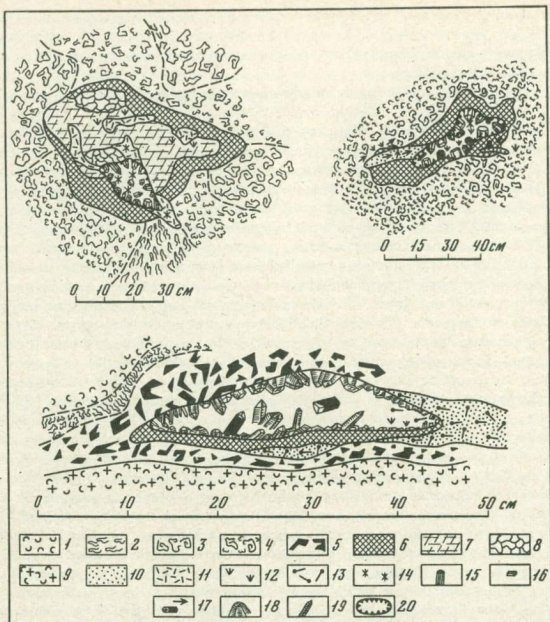
Пегматитовая жила месторождения Мокруша является миаролоночным многополостным объектом. Друзовые миароловые полости являются характернейшей чертой ее текстуры. И хотя они существенно не влияют на характер зональности пегматитового тела в целом, но определяют особенности текстуры участков тела, включающих полости (особенно крупные).

Закономерности размещения миароловых полостей в жиле выяснены еще далеко не полностью. С уверенностью можно утверждать, что они локализируются в крупнозернистых зонах пегматитовой жилы, а в краевой гранитной зоне можно встретить лишь миаролки и полости с плохо выраженной друзовой зоной, причем самоцветы в них отсутствуют. Распределены друзовые полости в жиле весьма неравномерно, образуя скопления на некоторых участках и отсутствуя в промежутках между ними. Вероятно, причину неравномерного кустового размещения полостей следует искать в достаточно тонких структурных различиях отдельных участков жилы, которые определяли различия в ходе пегматитового процесса, начиная с довольно ранних его стадий. Выяснено, что друзовые полости отсутствуют на участках с монотонной структурой графического пегматита и в участках развития апографических пород значительной мощности. В последнем случае мы имеем вместо редких хорошо оформленных друзовых полостей многочисленные мелкие миаролки и пустоты растворения.

Еще более неравномерно распределены в жиле миароловые полости с топазом или бериллом, которые составляют 10–15% общего количества полостей. Результаты разведочных работ показали, что в жиле имеются достаточно крупные участки (до 500–700 м² в плане), где в полостях отсутствуют самоцветы. Проведенные иссле-

дования показали, что отличия участков жилы, содержащей самоцветы, от участков без самоцветов заключаются в существенных минералого-геохимических особенностях пород в разных участках пегматитового тела.

Положение полостей в поперечном сечении пегматитовой жилы правильно было определено еще А.Е.Ферсманом [2, 3]. Однако укрупнившееся мнение о том, что они располагаются только в крупнокристаллическом пегматите пегматоидной или блоковой структуры, который А.Е.Ферсман обозначал старательским термином "тошак", представляется нам не совсем верным. Наши данные позволяют утверждать, что друзовые миароловые полости в неменьшем количестве располагаются и среди графического пегматита. Видимо, причиной возникновения существовавшего ранее представления является почти обязательное наличие выдержанной или прерывистой каймы пегматоидного или грубокристаллического мономикроклинового пегматита вокруг полостей (фиг. 4). Мощностъ такой каймы во многих случаях столь мала, что считать ее текстурной зоной пегматитовой жилы нельзя, скорее она представляется текстурной зоной самой полости, за которой следует собственно друзовая зона. К тому же она часто составлена не целыми индивидами свободного от ихтиоглиптов микроклина, а лишь обращенными к полости частями кристаллов, в которых отсутствуют ихтиоглипты кварца. Именно изучение полостей, расположенных среди графического пегматита, позволяет сделать вывод об их первичной остаточной природе. По направлению к полостям укрупняется размер минеральных индивидов пегматита, главным образом микроклина, укрупняется в общем и размер кварцевых ихтиоглиптов, так что около полостей преобладают крупно- и грубографические разности письменного гранита. С учетом узкой каймы крупнокристаллического пегматита и друзовой зоны самой полости можно утверждать, что вокруг занорыша создается локальная первичная зональность, отражающая такой последовательный ход всего пегматитового процесса, который приводит к закономерному возникновению полости. Около друзовых полостей почти всегда развивается альбитовое замещение, интенсивность которого очень быстро убывает с удалением от них. А клеветандитовый замещающий комплекс с лепидолитом встречается только в непосредственной связи с друзовыми полостями. Несомненно, что в данном случае не полости связаны в своем происхождении с развитием процессов замещения, а последние пространственно и генетически связаны с образованием остаточных друзовых полостей. В то же время фиксируемые в жиле редкие относительно мощные и выдержанные зоны замещающих комплексов (смотри выше) не контролируют размещения полостей. Наконец, отметим еще то обстоятельство, что нередко на одном небольшом участке близко соседствуют полости с резко различными друзовыми минералами, в частности с топазами или бериллом или без них. Если бы друзовые полости были наложенными, то последние в пределах одной зоны должны были бы характеризоваться одними и теми же минералами. В действитель-



Фиг. 4. Месторождение Мокруша. Зарисовки друзовых миароловых полостей

1 - тонко- и мелкографический пегматит; 2 - графический пегматит со струйчатым рисунком ихтиоглиптов; 3 - крупнографический пегматит; 4 - графический пегматит смешанной структуры; 5 - грубографический пегматит, переходный к пегматоидному пегматиту; 6 - пегматоидный пегматит; 7 - блоковый микроклин; 8 - обособления блокового кварца; 9 - вмещающий гранит; 10 - сахаровидный и мелкотаблитчатый альбит; 11 - клевеландит; 12 - крупночешуйчатый мусковит; 13 - мелкочешуйчатый мусковит; 14 - лепидолит; 15 - кристаллы берилла; 16 - кристаллы топаза; 17 - турмалин; (а - в породах жилы, б - кристаллы в полостях¹); 18 - кристаллы микроклина; 19 - кристаллы кварца; 20 - контур полостей

ности этого нет. Таким образом, полученные нами данные позволяют подтвердить выводы А.Е.Ферсмана о первичной остаточной природе миароловых полостей в пегматитах топаз-бериллового типа [2, 3].

Формы миароловых пустот, встреченных в пегматитовой жиле Мокруши, достаточно разнообразны - субизометричные, караванеобразные со сферическим сводом и уплощенным дном, рукавообразные сложной формы, реже шелевидные. Размер их также колеблется в широких пределах, но большинство полостей имеет в поперечнике 0,3-0,8 м, средний объем около 0,01-0,1 м³, очень редко встречаются крупные полости - до 1-2 м³. В известных описаниях месторождения А.Е.Ферсманом упоминается полость размером 5 x 1 x 2 м объемом 10 м³ [3].

Строение полостей определяется наличием в них друзовой зоны и свободного пространства. Друзовая зона обычно почти сплошь "одевает" боковые и сводовые части полостей, а также дно не крупных занорышей. В крупных полостях на дне она бывает выражена значительно хуже. Образованы друзовые зоны главным образом микроклином и кварцем, индивиды которых из пород стенок полости без перерыва дорастают в пустоте в виде крупных хорошо оформленных кристаллов, которые обрастают кристаллами новых зарождений тех же минералов с включениями и наросшими кристаллами турмалина (в основном шерла), таблитчатого альбита, клевеландита, слюд. Последние представлены серым и зеленоватым мусковитом в довольно крупных чешуях или лепидолитом в виде крупных розово-фиолетовых листов или агрегатов таблитчатых мелких кристаллов серебристого цвета ("кипелки"). В друзовых комплексах образуются и кристаллы топаза и берилла, которые совместно в одной полости обычно не встречаются. Свободное пространство полостей заполнено плотной жирной глиной бурого цвета или пятнистой, в которой заключены обломки и кристаллы минералов друзового комплекса. Явления растворения и замещения глинистыми и слюдястыми минералами стенок полостей проявлены весьма слабо, поэтому, помимо оgranочного сырья, миароловые полости содержат большое количество прекрасно образованных и сохранившихся, часто удивительно красивых друз кристаллов перечисленных выше минералов, представляющих собой ценный штучной коллекционный материал.

В друзовых комплексах полостей месторождения всегда резко преобладают по объему микроклин и морион (реже темно-дымчатый кварц), однако они существенно различаются по характеру остальных минералов. Можно выделить три достаточно типичных и устойчивых друзовых комплекса минералов, характеризующих разные типы полостей.

1. Топаз - лепидолит - клевеландит - шерл (мало) - голубой и светло-зеленый турмалин (редко).
2. Берилл (редко аквамарин) - мусковит - альбит - шерл (много).
3. Шерл (много) - мусковит - альбит (редко клевеландит).

Месторождение Мокруша в отношении самоцветоносности характеризуется топазовой специализацией в том смысле, что топазоносные полости встречаются значительно чаще, чем полости с бериллом. Обнаружение аквамарина вообще является редкостью. Кристаллы топаза, добывавшиеся на месторождении, имеют в общем не крупные размеры, в среднем около 5×4 см, хотя отдельные кристаллы достигали размера $14 \times 11 \times 7,5$ см и веса 3,7 кг (из камней, добытых в период 1964–1967 гг.). А.Е.Ферсман описывает даже кристалл-гигант, весивший два пуда. Многие кристаллы топаза отличаются совершенной огранкой, зеркальными гранями, совершенной прозрачностью и очень красивой яркой окраской в голубых и зеленовато-голубых тонах. Однако значительная часть кристаллов топаза имеет слабую окраску или вовсе бесцветны. Кристаллы берилла, добывавшиеся на Мокруше, имели небольшой размер, наиболее крупные из них едва достигали 100 г. Форма их столбчатая или копьевидная при резком преобладании длины (до 3 см) над толщиной, которая обычно не превышает 0,5–1 см, а часто составляет 1–2 мм. Среди кристаллов берилла резко преобладают золотисто-желтые гелиодоры разной интенсивности окраски, очень редки зеленовато-голубые бледные аквамарины.

Для пегматитовой жилы Мокруши характерно резкое преобладание микроклина и кварца, которое становится подавляющим, если рассматривать только собственно пегматитовые зоны жилы, не беря в расчет оторочки мелкозернистого гранита. Последние содержат достаточно большое количество плагиоклаза (олигоклаза) и, если учесть долю внешней гранитной зоны в объеме жилы, равной 35% (средняя величина, определенная по 25 пересечениям в скважинах), то валовое содержание плагиоклаза составит 12–13%. Отметим, что такое мощное развитие гранитных оторочек не характерно для пегматитов топаз-бериллового типа самоцветной полосы, к тому же полости с самоцветами образуются только в собственно пегматитовых зонах и отсутствуют в оторочках.

Среди слюд преобладает биотит (во всех зонах), но мусковит присутствует в заметных количествах, в отдельных участках почти целиком замещая биотит. Точно так же в заметных количествах присутствует альбит в составе замещающих комплексов. И, хотя степень замещенности пегматита в общем невелика, наличие замещающих комплексов отличает жилу Мокруши от жилы, например, копи Хрустальница, как отличает все топаз-берилловые пегматиты от незамещенных морионовых пегматитов, в которых нет бериллов и топазов. Поэтому ее состав следует определять с учетом распространенности второстепенных породообразующих минералов, как биотит-альбит-микроклиновой с мусковитом.

Для изучения акцессорной минерализации пегматитов месторождения было проанализировано пятнадцать проб пород из разных зон жилы. Результаты минералогических анализов, выполненных в минералогической лаборатории ИМГРЭ (аналитики Л.Полякова, А.Брагина), приведены в табл. 1.

Таблица 1

Содержание аксессуарных минералов в породах пегматитовой жилы месторождения Мокруши (г/т)

Минерал	Зоны пегматитовой жилы			
	гранитная оторочка (2)	графический пегматит (5)	блоково-пегматоидный пегматит (4)	альбитовые замещающие комплексы (4)
Гранат	8335,0	11691,0	5730,0	1027,0
Турмалин	8,58	326,6	949,5	1329,3
Моноцит	70,8	30,4	51,7	36,2
Ксенотим	-	1,25	1,41	6,57
Цирколит (+циркон)	18,9	36,4	0,19	0,83
Апатит	2,49	0,45	1,15	23,74
Топаз	-	0,67	59,68	359,45
Флюорит	0,09	14,55	0,05	0,10
Ильменит	-	1,45	0,12	1,12
Сфен	0,36	0,32	0,01	-
Магнетит	5,2	-	0,05	2,38
Шпинель	0,49	6,4	74,8	0,61
Корунд	-	1,37	0,03	0,13
Андалузит	-	1,68	51,5	255,4
Берилл	-	Знаки	129,0	362,5
Колумбит-танталит	0,02	5,06	0,50	12,12
Вольфрамит	-	0,40	0,70	-
Шеелит	-	2,50	0,07	0,61
Пирит	0,06	32,7	0,23	4,1

Примечание. В скобках указано количество проб пород разных зон жилы.

Кроме минералов, приведенных в таблице, в единичных пробах отмечены анатаз и рутил, хромшпинелид, молибденит, арсенопирит, халькопирит, сподумен, эшенит и ортит. При этом содержания этих минералов составляют сотые или десятые доли г/т. По сравнению с данными А.Е. Ферсмана [2] выявлено несколько большее количество аксессуарных минералов: анализы показали наличие титановых минералов, ксенотима, флюорита, вольфраматов и, кроме пирита, еще и других сульфидов. Однако содержания этих минералов в пробах весьма незначительны и не определяют специфику аксессуарной минерализации пегматитов Мокруши, что было верно подмечено А.Е. Ферсманом.

Таблица 2

Содержание редких металлов и щелочей в породах пегматитовой

Порода	$n \cdot 10^{-3}\%$				
	Опред.	Sn	Be	Tl	Nb
Графический пегматит	15	0,35	0,40	0,27	1,25
Блоково-пегматидный пегматит	13	0,63	0,65	0,55	2,05
Альбитовые замещающие комплексы Кларки (по А.А.Солодову [1])	9	3,15	2,05	0,48	7,50
редкометалльных пегматитов		6,0	4,3	0,35	3,8
слюдоносных пегматитов		0,8	0,4	0,08	1,0

Примечание. Анализы выполнялись в аналитической лаборатории Геохимической экспедиции Центрального геофизического треста МГ РСФСР.

Наиболее характерными акцессорными минералами месторождения являются гранат, турмалин, монацит, циртолит (циркона очень мало), топаз и апатит, которые составляют типоморфную ассоциацию. Примечательно, что в нее входят редкометалльные минералы, и даже берилл, довольно крупные кристаллы которого обнаруживаются в полостях жилы. Он показывает весовые содержания только в пробах из центральных зон пегматита, объемная доля которых в жиле мала, стало быть, и валовые содержания минерала ничтожны. Укажем также, что высокие содержания берилла зафиксированы лишь в пробах из участка жилы, где локализованы полости с самоцветами. На участках, где самоцветов не обнаружено, берилл даже в пробах из альбитовых замещающих комплексов не дает весовых содержаний. Колумбит-танталит в ощутимых содержаниях (более 30 г/т) обнаружен лишь в пробе из зоны таблитчатого альбита на самоцветоносном участке жилы.

Для акцессорной минерализации изученных пегматитов характерно резкое преобладание топаза над флюоритом во внутренних зонах жилы. А на самоцветоносных участках содержания этого минерала высокие (до 1,5 кг/т в альбитовом комплексе); в графическом пегматите он также резко преобладает над флюоритом.

Наиболее интересным отличием полученных нами результатов от данных А.Е. Ферсмана следует, пожалуй, считать обнаружение в

жилы месторождения Мокруша

n%	$n \cdot 10^{-4}\%$			K/Rb	K/Cs	Rb/Cs
	K	Li	Rb			
5,6	58	350	24	143	2100	15
6,1	108	1175	237	56	257	5
2,2	168	535	143	41	132	4
3,6	460	730	81	49	444	9
3,65	20	180	14	203	2607	13

некоторых пробах высокоглиноземистых минералов — шпинели, корунда и андалузита (при этом андалузита, например, довольно много). Эти минералы развиты только в пределах непродуктивного на самоцветы участка жилы: здесь не наблюдается явлений десиликации, но четко фиксируется повышенная альбитизация микроклина, сопровождаемая развитием мелкочешуйчатого мусковита. К характерным особенностям акцессорной минерализации жилы относятся также преобладание цериевых минералов (монацит) над иттриевыми (ксенотим) и слабое распространение титановых минералов.

Некоторые геохимические особенности пегматитов Мокруши вытекают из рассмотрения содержаний в породах и минералах жилы редких металлов и редких щелочных элементов. Результаты их определения полуколичественным спектральным анализом (для редких металлов) и методом фотометрии (щелочи) помещены в табл. 2 и 3.

Прежде всего необходимо отметить, что породы исследуемой пегматитовой жилы обеднены редкими металлами и редкими щелочными элементами: содержания их ниже кларков, выведенных А.Е. Ферсманом для пегматитов [2]. Особенно это относится к Mo, W и Ta (содержания последнего оказались ниже чувствительности метода). Mo и W не обнаруживают тенденции к заметным закономерным изменениям содержаний в процессе формирования пегматитового тела. Поэтому эти элементы не фигурируют в таблицах, где от-

Таблица 3

Содержание редких металлов и щелочей в микроклине и слюдах

Минерал	Число определений	$n \cdot 10^{-3}\%$			
		Sn	Be	Tl	Nb
Микроклин из графического пегматита	6	0,6	0,3	1,7	0,8
Микроклин из блоково-пегматоидного пегматита	6	0,9	0,4	1,8	1,2
Содержание редких щелочей в микроклинах (по Н.А. Солодову [1])					
редкометалльных пегматитов					
слюдоносных пегматитов					
Мусковит из пегматоидной зоны	10	31	3,8	3,5	10,0
Биотит (частично мусковитизированный) из той же зоны	3	7	0,7	1,0	20,0
Содержание редких щелочей в мусковитах (по Н.А. Солодову [1])					
редкометалльных пегматитов					
слюдоносных пегматитов					

сутствуют данные по зоне пегматита гранитной структуры, в которой не бывает полостей с самоцветами. За средние валовые содержания элементов, как нам представляется, можно с очень близким приближением принимать содержания их в графическом пегматите, который преобладает в объеме жилы. Внутренние зоны, будучи даже существенно обогащены редкими элементами, не могут заметно влиять на величину средних валовых содержаний из-за своего малого относительного объема.

из пегматитовой жилы месторождения Мокруша

n %	$n \cdot 10^{-4}\%$			K/Rb	K/Cs	Rb/Cs
	K	Li	Rb			
8,7	63	900	32	97	2718	28
8,7	40	1375	49	63	1775	28
	5-200	1160-7200	30-1250	32	408	13
	0-5	200-480	20-60	400	3180	8
7,75	1100	3200	222	24	440	18
5,8	1390	2100	290	27	200	7
	1500-6780	2000-6000	60-1250	22	240	11
	40-200	300-1300	10-14	132	2080	16

Анализ данных, приведенных в табл. 2 и 3, показывает, что по валовому содержанию редких металлов и щелочей (за исключением Tl) пегматиты Мокруши значительно ближе к пегматитам слюдоносной формации, чем к редкометалльным пегматитам. Об этом же говорят и величины индикаторных отношений, приведенные в правой части табл. 2. Выявляется четкая тенденция изменения этих величин, свидетельствующая о накоплении редких элементов в ходе пегматитового процесса. Содержания их в центральных зонах жилы вы-

ше таковых в графическом пегматите (т.е. валовых содержаний) и приближаются к кларкам для редкометалльных пегматитов [1].

Анализы микроклина и слюд также довольно интересны. Во-первых, они подтверждают известное положение о накоплении редких металлов и редких щелочей в слюдах. Во-вторых, при сравнении полученных результатов с соответствующими кларками [1] видно, что по содержаниям Rb и Cs и величине индикаторных отношений K/Rb и K/Cs в микроклинах (и что характерно — в микроклинах и из графического пегматита и из центральных зон блоково-пегматоидного пегматита) описываемая жила близка к слюдоносным пегматитам. А геохимические характеристики слюд указывают на принадлежность ее к редкометалльным пегматитам. Ясно, что из-за общего малого количества слюд в минеральном составе жилы валовые содержания редких элементов определяются их содержанием в полевых шпатах.

Полученные данные проясняют важные геохимические особенности процесса формирования пегматитовой жилы месторождения Мокруша. Расплавы, из которых образовался пегматит, не имели редкометалльной специализации и в преобладающей своей массе породы жилы обеднены редкими металлами и редкими щелочами. И лишь в остаточных расплавах и растворах поздних стадий процесса (геофаз по А.Е. Ферсману) происходит концентрация этих элементов, по уровню сопоставимая с таковой редкометалльных пегматитов. Добавим, что одновременно повышается также концентрация F и В. Именно из этих поздних остатков пегматитового расплава образуются друзовые миароловые полости. Выявлена геохимическая специфика даже для отдельных участков пегматитовой жилы. На самоцветоносном участке центральные зоны блоково-пегматоидного пегматита обогащены редкими щелочами по сравнению с соответствующими зонами участка, в полостях которого не обнаружено берилла и топаза: на первом содержания Li в два раза, Rb в три раза, Cs в пять раз и В тоже в пять раз больше, чем на втором. В то же время на участке без самоцветной минерализации альбитовые замещающие комплексы обогащены такими элементами, как Bi, Ga, Sn, а также F, содержания которых соответственно в три, четыре, пять и семь раз больше, чем в альбитовых комплексах самоцветоносного участка. Эти данные подтверждают высказанное выше предположение о том, что наличие или отсутствие самоцветов в полостях на том или другом участке крупной пегматитовой жилы определяется минералого-геохимическими их особенностями.

Материалы, полученные в результате пятилетнего изучения пегматитов Мурзинско-Адуйской самоцветной полосы, позволяют утверждать, что тела пегматитов топаз-бериллового типа других известных месторождений района (копи Старцева яма, Тысячица, Старая мельница, Трехсотенная, Голодная и др.) в главных чертах своего строения повторяют описанную выше пегматитовую жилу знаменитой Мокруши.

ЛИТЕРАТУРА

1. Солодов Н.А. Научные основы перспективной оценки редкометалльных пегматитов. М.: Наука, 1971.
2. Ферсман А.Е. Пегматиты. М.: Изд-во АН СССР, 1960. Т. 6.
3. Ферсман А.Е. Драгоценные и цветные камни СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1962. Т. 7.

В. М. СМЕРТЕНКО, В. И. КАНТОРОВИЧ, Н. И. ПАЛЬМОВА

ПЕГМАТИТЫ С ДРАГОЦЕННЫМИ КАМНЯМИ МУРЗИНСКО-АДУЙСКОГО РАЙОНА УРАЛА

Месторождения драгоценных камней Мурзинско-Адуйской самоцветной полосы, вытянутой в меридиональном направлении на 70–80 км при ширине от 4–5 до 15 км, представлены образованиями трех генетических типов. Гидротермальные кварц-аметистовые жилы несут скопления знаменитых уральских аметистов. Корундовые плагиоклазиты явились источником драгоценных разновидностей корунда – рубинов и сапфиров, которые добывались из россыпей. Месторождения ювелирных топаза, берилла и благородных турмалинов приурочены к пегматитам. В настоящей статье рассматриваются только пегматиты с драгоценными камнями (см. схему).

Пегматиты встречаются среди гранитов Мурзинского, Соколовского и Адуйского массивов, составляющих меридионально вытянутую Мурзинско-Адуйскую интрузию, а также в восточной и западной экзоконтактных зонах последней. В целом они образуют огромное пегматитовое поле, которое входит в состав редкометалльного пегматитового пояса Восточного склона Урала, и, несомненно, относится к формации редкометалльных пегматитов средних глубин образования [3]. Однако условия локализации и характер пегматитов резко различаются в разных частях поля.

В пределах крупных гранитных массивов Мурзинско-Адуйской интрузии распространены многочисленные шпирь и некрупные жилы незональных и незамещенных пегматитов, сложенных главным образом кварц-полевошпатовой пегматоидной породой. Они лишены драгоценных камней.

В восточной экзоконтактной зоне развиты типично редкометалльные альбитовые пегматиты [5], приуроченные к глубинным разломам, разделяющим две структурно-фациальные зоны Урала. Они концентрируются в узкие линейные зоны, четко контролируемые достаточно крупными разрывными нарушениями. Это – жильные микроклин-альбитовые и альбитовые пегматиты, по классификации А.Н.Солодова [6], содержащие редкие металлы.

В западной экзоконтактной зоне Мурзинско-Адуйской гранитной интрузии на площади самоцветной полосы располагаются совершенно отличные пегматиты, образующие самостоятельное поле. Наиболее характерной чертой последнего является резкое преобладание в его составе зональных жил с широким развитием графических структур среди

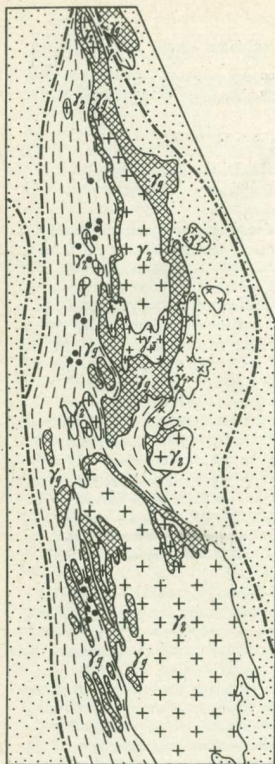


Схема геологического строения Мурзинско-Алду́йской самоцветной полосы

1 - граниты мусковитовые, двуслюдяные и аляскинские; 2 - граниты биотитовые; 3 - граносиениты, гранодиориты и диориты; 4 - гнейсо-граниты; 5 - послеордовикские отложения (верхний структурный этаж): зеленые сланцы, эффузивы, туфы, песчаники, известняки, кварциты; 6 - нижнепалеозойские отложения (нижний структурный этаж), мурзинская свита: гнейсы с прослоями мраморов, кварцитов; 7 - пегматитовые жилы с самоцветами; 8 - региональные разрывные нарушения

кварц-микролиновых комплексов, первичной кристаллизации, слабо замещенных и лишенных заметных проявлений редкометальной минерализации. Во многих жилах пегматитового поля самоцветной полосы содержатся миароловые полости с кристаллами минералов, представляющими собой прекрасное ограночное сырье. По всем признакам пегматиты самоцветной полосы могут быть отнесены к

драгоценными камнями [5]. Лишь жилы Липовского месторождения турмалинов занимают обособленное положение на площади описываемого поля и по своему характеру близки к типичным альбитовым редкометальным пегматитам.

Вмещающими породами для пегматитов самоцветной полосы являются биотитовые и амфибол-биотитовые гнейсы мурзинской свиты

нижнего палеозоя и заключенные в них серпентиниты и тела интрузивных гранитов (возможно, сателлитоподобные выступы крупных массивов). Пегматитолокализующими структурами являются трещины и разрывные нарушения высоких порядков, сопряженные с линейными складками гнейсовой толщи, главным образом продольные трещины. В связи с этим преобладающая часть жил имеет субмеридиональное простирание и крутое падение. Жилы северо-восточного и субширотного простирания (диагональные и поперечные) редки, и лишь единичные жилы приурочены к пологим трещинным структурам. Очевидно, внедрение пегматитовых расплавов происходило в условиях, обеспечивших приоткрытие именно продольных крутых трещин отслоения в гнейсовых вмещающих породах. Следует подчеркнуть отсутствие контроля в размещении пегматитов с драгоценными камнями со стороны крупных разрывных нарушений. Действительно, почти нигде в пределах самоцветной полосы пегматитовые жилы не вытягиваются в узкие зоны: преобладают одиночные жилы, распределенные по площади субизометричных в плане участков их концентрации. Последние соответствуют пологим антиклинальным структурам IV-V порядка в гнейсовой толще.

Описываемое пегматитовое поле пегматитов с драгоценными камнями в противоположность типичным редкометальным пегматитам восточного экзоконтакта интрузии формировалось в спокойной тектонической обстановке. Только при таких условиях смогли сформироваться в большом количестве зональные пегматитовые жилы [3].

На площади пегматитового поля самоцветной полосы наблюдается три типа пегматитовых образований, различающихся по степени и относительному времени формирования. В гнейсах и гнейсограницах ближайшего экзоконтакта крупных гранитных массивов в большом количестве встречаются простые кварц-полевошпатовые со слюдой прожилки, жилы и линзы, для которых характерна своеобразная порфиروبластовая структура. Они сложены крупными округло-таблитчатыми выделениями микроклина и плагиоклаза, промежутки между которыми выполнены зернистыми агрегатами кварца и мелкочешуйчатыми агрегатами слюды с гранатом. Размер таких пегматитов обычно невелик, редко они достигают длины 20-30 м при мощности в раздувах до 2-3 м. Они залегают согласно с вмещающими гнейсовыми породами и имеют с последними нечеткие расплывчатые границы. Порфиробластические пегматиты несут четкие следы разгнейсования, в них отсутствует зональность, не развиты графические структуры и не проявлены процессы позднего альбитового замещения.

Относительно более молодыми являются пегматиты в пределах верхнепалеозойских гранитов интрузивных тел, заключенных в гнейсовой толще внешнего контакта интрузии. Эти пегматиты имеют состав материнских гранитов и в увеличенном виде повторяют их структуру. Наиболее распространены тела пегматоидно-гранитной порфиرويدной структуры, связанные с главной интрузивной фазой интрузии, выходы которой преобладают на площади поля. Они также азональны, в них нет зон графической структуры и редкометальных замещающих комплексов.

И порфиробластические пегматиты в гнейсах, и пегматиты в гранитах никогда не содержат миароловых полостей и соответственно абсолютно бесперспективны на самоцветы.

Наиболее поздними из пегматитовых образований на площади самоцветной полосы являются пегматитовые жилы, которые генетически всеми исследователями района связываются с гранитами главной интрузивной фазы Мурзинско-Аудуйской интрузии. Собственно, эти крупные жилы и составляют пегматитовое поле самоцветной полосы. Только в них образуются миароловые полости с совершенными кристаллами минералов, представляющими ювелирные камни. Форма поздних пегматитов обычно плитообразная с относительно простой морфологией контактов, которые всегда имеют отчетливо интрузивный характер, отделяя пегматит от вмещающих пород. Размеры плитообразных тел пегматитов с драгоценными камнями достаточно велики: длина от 70-100 м до 600 м, мощность от 2-3 м до 16 м. Многие из них прослежены на глубину до 20-25 м. Жилы поздних пегматитов пересекают более ранние пегматиты, что можно наблюдать на многих коях. Даже в развалах обломки поздних пегматитов легко отличаются от более ранних по наличию в большом количестве письменных гранитов, а также пегматоидных разностей без признаков порфиroidности. Это очень важно, так как скопления самоцветов можно обнаружить лишь в зональных поздних пегматитах, а ранние порфиробластические пегматиты - в гранитах безрудных. Следует отметить, однако, что тела пегматитов в гранитах нередко вскрывались старательскими горными выработками при поисках самоцветов, и эти "копи" позднее заносились в кадастры исследователей самоцветной полосы.

Все известные классификации гранитных пегматитов в применении к пегматитам с драгоценными камнями самоцветной полосы являются слишком общими [7, 6, 2]. Эти классификации не могут учесть все геологические факторы, определяющие закономерное появление в пегматитах друзовых полостей с кристаллами тех или иных минералов. В предлагаемой нами классификации пегматитов самоцветной полосы (см. таблицу) сделана попытка использовать в качестве классификационных признаков главные особенности состава и строения миаролоносных пегматитов с драгоценными камнями, выявленные при их изучении.

Анализ материалов по строению продуктивных на самоцветы пегматитовых жил показывает, что все они зональны. Главной особенностью этих жил является наличие консолидированных зон графического пегматита и располагающейся в осевой части жил прерывистой или выдержанной зоны крупнокристаллического пегматоида. Кроме этих кварц-микроклиновых структурно-минералогических комплексов первичной кристаллизации, в продуктивных жилах могут присутствовать в разной степени выраженные гранитная и гранит-пегматитовая оторочка кварц-плаггиоклаз-микроклинового состава и ядра блокового кварца. Наличие или отсутствие двух последних зон не влияет на продуктивность пегматитов самоцветной полосы

в отношении драгоценных камней. Жила знаменитой Мокруши не содержит заметных по объему обособлений блокового кварца, в то время как в жиле копи Семенинской, также богатой самоцветами, имелось консолидированное кварцевое ядро.

В дальнейшем под зональными объектами мы будем подразумевать пегматитовые тела, в которых обязательно присутствуют зоны письменного гранита и пегматоида в разной комбинации с другими зонами первичной кристаллизации и зонами замещающих комплексов. Такая зональность является необходимым условием для закономерного образования миароловых полостей. Речь идет о полостях как характерной черте строения пегматитовых жил. Наблюдения над положением и строением друзовых пустот в пегматитовой жиле месторождения Мокруша, произведенные в последние годы в процессе ее разведки, позволяют подтвердить вывод о их первичной остаточной природе. Об этом свидетельствует закономерное изменение структуры пород пегматита по направлению к полости с образованием локальной зональности вокруг нее: тонкографический пегматит — крупнографический пегматит — оторочка пегматоида или микроклинового пегматита — друзовая зона полости, в которую дорастают в виде оформленных кристаллов многие индивиды кварца и микролина пород стенок полости. Кроме того, четко устанавливается отсутствие связи друзовых полостей с картируемыми в жиле зонами замещающих комплексов. Около них почти всегда развивается маломощный ореол замещения кварц-микроклиновых пород с альбитом (таблитчатым или пластинчатым) со светлыми слюдами, но интенсивность замещения очень быстро убывает при удалении от полости. Несомненно, что замещение вызвано остаточными растворами, выполняющими полость. А.Е. Ферсман считал полости — занорыши в пегматитах мурзинского типа остаточными и подчеркивал, что первейшим признаком наличия "камней" (а следовательно, и миароловых пустот) уральские и забайкальские старатели-горщики считали присутствие в жиле пород с мелкографической структурой. Иными словами, А.Е. Ферсман указывал на то обстоятельство, что миароловые полости в пегматитах с драгоценными камнями могут образоваться лишь при наличии в жилах определенной зональности.

В азональных жилах, где нет зоны графического пегматита, нет и сколько-нибудь крупных миароловых полостей. В них могут, конечно, присутствовать очень мелкие остаточные пустотки или пустоты выщелачивания, которые в том или ином количестве всегда можно обнаружить в любом пегматите или даже пегматоидном граните. Однако в таких пустотах нельзя ожидать самоцветов.

Набор драгоценных камней в миароловых полостях зависит от особенностей состава пегматитов. Эти особенности в значительной степени определяются развитием замещающих комплексов. Пегматитовые жилы субформации пегматитов с драгоценными камнями, как правило, замещены очень слабо. Если исключить из рассмотрения гранитные оторочки, близкие по составу к нормальному плагиоклаз-микроклиновому граниту, то состав этих жил существенно кварц-

Классификация пегматитов с драгоценными камнями самоцветной

Формация	Субформация	Зональность	Развитие замещающих комплексов
Формация редкометалльных пегматитов средних глубин образования	Субформация пегматитов с драгоценными камнями	Зональные Обязательно встречаются зоны письменного гранита и пегматита в разной комбинации с другими зонами (аплитовой, кварцевым ядром, зонами замещающих комплексов)	Заметное развитие замещающих комплексов: кварц-мусковитового; сахаровидного альбита; мусковит-альбитового с гранатом, шерлом, реже с бериллом. Локально в полосках клевеландит иногда с лепидолитом
			Слабое развитие замещающих комплексов: сахаровидного и таблитчатого альбита с шерлом; лепидолит-клевеландитового с рубеллитом Замещающие комплексы практически не развиты
Формация редкометалльных пегматитов средних глубин образования	Субформация альбитовых собственно редкометалльных пегматитов	Азональные Без графического пегматита	Замещающие комплексы не проявлены или развиты в разной степени (кроме комплексов с лепидолитом)
			Интенсивное развитие мусковит-альбитового и лепидолит-альбитового с литиевыми турмалинами комплексов

полосы

Парагенезис породообразующих минералов	Наличие полостей, набор самоцветов	Вмещающие породы	Тип пегматитов с драгоценными камнями
Биотит-альбит-микроклиновыи с мусковитом	Многочисленные друзовые полости Топаз, берилл, гелиодор, редко аквамарин, морион, дымчатый кварц	Слюдяные гнейсы, граниты	Миаролоносные топаз-берилловые пегматиты
Биотит-микроклиновыи с лепидолитом и клевеландитом	Многочисленные друзовые полости Благородные турмалины (преимущественно рубеллиты)	Серпентиниты	Миаролоносные рубеллитовые пегматиты
Биотит-микроклиновыи	Присутствуют друзовые полости Морион, дымчатый кварц	Породы любого состава	Миаролоносные морионовые пегматиты
От биотит-микроклинового до биотит-альбит-микроклинового с мусковитом (лепидолит всегда отсутствует)	Друзовые полости отсутствуют. Самоцветов не содержат	Породы любого состава	-
Лепидолит-мусковит-микроклиновыи альбитовый с цветными турмалинами	Друзовые полости отсутствуют. Рубеллит, верделит, полихромные разности, редко берилл	Серпентиниты	Бесполостные редкометалльно-рубеллитовые пегматиты

микроклиновыи [6]. При изучении пегматитов самоцветной полосы удается установить заметные различия в составе породообразующих минералов разных жил. Так, пегматиты, в которых не развиты процессы замещения, относятся к биотит-микроклиновым жилам. В них трудно встретить мусковит, сахаровидный или таблитчатый альбит, клевеландит, даже в очень мелких прожилках или гнездообразных выделениях, а лепидолит не был отмечен ни одним из исследователей. В зональных жилах незамещенных пегматитов нередки миароловые полости, но в этих полостях встречаются только кристаллы полевых шпатов, шерла и кварца (морионовые пегматиты). В пегматитах же, известных как месторождения берилла и топаза (топаз-берилловые пегматиты), всегда фиксируются проявления процессов замещения, выраженные наличием кварц-мусковитового комплекса, сахаровидного и таблитчатого альбита с мусковитом и аксессуарными минералами в виде прожилков, гнездообразных участков, невыдержанных жилообразных зон. Кроме того, в крупнокристаллической пегматитной зоне таких пегматитов наряду с биотитом присутствует и пегматитный мусковит в относительно крупных (до 7-10 см) изометричных чешуйках. Поэтому при резком преобладании микроклина над альбитом и биотита над мусковитом топаз-берилловые миаролоносные пегматиты можно назвать биотит-альбит-микроклиновыми с мусковитом. Характерно, что во многих таких жилах встречается лепидолит, представленный обычно крупными розово-фиолетовыми чешуйками. Распространен лепидолит только в миароловых полостях. Содержание его в валовом составе жил исчезающе мало. В полостях лепидолит находится обычно вместе с топазом и клевеландитом, как минералогическая редкость встречаются также зеленые, голубые и розовые эльбаитовые турмалины. Зеленые бериллы, гелиодоры и более редкие аквамарины не встречаются, как правило, совместно с топазом: лепидолит в бериллоносных полостях также отсутствует, заменяясь зеленоватым мусковитом. Наиболее обычными в друзовых комплексах миароловых полостей топаз-берилловых пегматитов являются кристаллы полевых шпатов и кварца, кристаллы шерла также присутствуют во многих полостях. Полости с драгоценными камнями — топазом и бериллом — составляют лишь часть от общего количества занорышей миаролоносной жилы.

Топаз-берилловые пегматиты самоцветной полосы залегают исключительно в алюмосиликатных породах — слюдистых гнейсах и гранитах. На площади пегматитового поля зафиксировано довольно много жил, залегающих в серпентинитах, но среди них нет ни одного топазоносного объекта. Пегматиты в серпентинитах отличаются меньшим развитием замещающих комплексов. В частности, в них исключительно редко встречается мусковит, очень мало свободного зернистого или таблитчатого альбита. Они, как правило, биотит-микроклиновые с заметным содержанием шерла. Незамещенные зональные пегматитовые жилы, залегающие в серпентинитах, содержат полости с кристаллами кварца, полевого шпата, шерла. В пегматитовых жилах, содержащих замещающие комплексы, эти последние

в виде невыдержанных зон развиваются в осевых частях жил и образуют гнездообразные участки кварц-альбитового комплекса с шерлом и лепидолит-клевеландитового с рубеллитом. В миароловых полостях таких пегматитов обнаруживаются скопления благородных турмалинов, главным образом рубеллитов и полихромных разновидностей (рубеллитовые пегматиты). Конечно, лепидолит-клевеландитовый замещающий комплекс занимает очень небольшую часть всего объема жилы и заметен лишь в масштабе отдельных ее участков, но его присутствие определяет "самоцветную специализацию" рубеллитовых пегматитов, поэтому парагенетический тип последних определен как биотит-микроклиновый с лепидолитом и клеветландитом. Подчеркнем еще раз, что месторождения благородного турмалина самоцветной полосы представлены пегматитами, залегающими только в серпентинитах, богатых фемическими компонентами.

Таким образом, зональность и состав пегматитовых жил субформации пегматитов с драгоценными камнями самоцветной полосы, положенные в основу приведенной классификации, являются косвенными поисково-оценочными макропризнаками на самоцветы. С их помощью уже на первых стадиях изучения пегматитов можно с достаточной достоверностью определить возможный их тип (топаз-берилловые, рубеллитовые, морионовые миаролоносные пегматиты или бесполостные пегматиты) и перспективы на ювелирное сырье.

Жилы с самоцветной минерализацией других пегматитовых полей, которые можно достаточно уверенно относить к субформации пегматитов с драгоценными камнями, обладают теми же особенностями, что и пегматиты Мурзинско-Адуйской самоцветной полосы.

Боршовочное пегматитовое поле в Восточном Забайкалье составляет крупные жилы зонального строения с мощными зонами письменного гранита и зонами крупнокристаллического пегматоидно-блокового пегматита, несущими друзовые полости. Жилы с ювелирными топазом и бериллом, залегающие в гранитах центральной части массива, имеют биотит-альбит-микроклиновый минеральный состав с некоторым содержанием мусковита (топаз-берилловые пегматиты), в то время как жилы с благородными турмалинами (рубеллитовые пегматиты) существенно биотит-микроклиновые, в них совершенно отсутствует мусковит, но в них развит характерный лепидолит-клевеландитовый замещающий комплекс с эльбаитовыми турмалинами. Отметим, что рубеллитовые пегматиты Боршовочного поля залегают в эндоконтактных более меланократовых гранитах, а наиболее богатая ювелирными турмалинами жила знаменитого Савватеевского месторождения залегает в амфиболовых сланцах провеса кровли, богатых фемическими компонентами.

По имеющимся в литературе описаниям следует, что пегматиты известных месторождений ювелирных топаза и берилла Бразилии, Мадагаскара и США также всегда зональны с широким развитием письменных гранитов и пегматоида; главные их минералы — кварц и микроклин, кроме того, здесь всегда в заметных количествах развиты замещающие комплексы с альбитом и мусковитом. Зале-

гают они, как правило, в алюмосиликатных породах — слюдистых сланцах, гнейсах, гранитах.

Выше уже говорилось, что пегматитовые жилы Липовского месторождения благородных турмалинов занимают обособленное положение среди пегматитов самоцветной полосы. Действительно, они вместе с дайками редкометалльно-замещенных гранитов образуют линейную, вытянутую в северо-западном направлении зону, которая, несомненно, контролируется разрывным нарушением. В жилах Липовского месторождения отсутствует графический пегматит, и они по номенклатуре приведенной классификации (см. таблицу) аazonальны. В них обособляются комплексы с альбитом, мусковитом, лепидолитом. Пегматиты интенсивно замещены и сложены в основном микроклином и альбитом [6], причем лепидолит является породообразующим минералом и составляет в отдельных участках до 10% объема жилы. Типичными акцессорными минералами являются сподумен, петалит, эльбаитовые турмалины, тантало-ниобаты; отмечен поллцит [1]. Все это указывает на редкометалльную специализацию пегматитовых жил Липовского месторождения и принадлежность их к субформации альбитовых собственно редкометалльных пегматитов.

В аazonальных жилах Липовки, лишенных зон письменного гранита, отсутствуют миароловые друзовые полости, так что кристаллы ювелирных эльбаитовых турмалинов находятся в участках развития "мягких" слюдистых и слюдисто-глинистых пород. Наиболее богатая добыча ювелирных турмалинов производилась в начале разработки месторождения из элювиальной россыпи и верхней части жил, попавших в кору выветривания.

Липовское месторождение ювелирных турмалинов — одно из крупнейших в России, оно славилось яркими окрасками кристаллов малиновых и фиолетово-красных рубеллитов и зелено-красных полихромных турмалинов. Учитывая редкометалльную специализацию жил месторождения, они отнесены к типу бесполостных редкометалльно-рубеллитовых пегматитов. Характерно, что эти жилы, как и на других месторождениях благородных турмалинов самоцветной полосы, залегают в серпентинитах. В общих чертах пегматиты Липовского месторождения сопоставимы с такими типично редкометалльными пегматитами, как жилы месторождения Альту-Лигония в провинции Замбези (Мозамбик, Восточная Африка) [4].

Пегматиты с драгоценными камнями Мурзинско-Адуйской самоцветной полосы еще далеко не исчерпали своих ресурсов как источник ювелирного сырья, несмотря на длительный период разработки известных месторождений. Глубокие части пегматитовых жил, которые не могли быть захвачены маломощными старательскими работами, содержат еще значительные количества самоцветов, доказательством чему служат результаты разведочных работ последних лет на месторождении Мокруша. Важно также то обстоятельство, что, кроме драгоценных камней, пегматиты самоцветной полосы могут служить щедрым источником и других полезных ископаемых. Многие пегматитовые жилы содержат в больших количествах мелкозер-

нистые письменные граниты, уникальные по красоте и своеобразию рисунка. Они прекрасно описаны А.Е. Ферсманом [8], который подчеркивал также обилие и ценность штуфного коллекционного материала, содержащегося в друзовых полостях пегматитовых жил. В настоящее время в связи с широким развитием коллекционирования должна сильно повыситься стоимость коллекционного материала, особенно штуфов с таких всемирно известных благодаря трудам А.Е. Ферсмана месторождений, как Мокруша, Тысячница, Старцева яма и др. Теперь уже коллекционные штуфы, среди которых могут встретиться уникальные друзы с идеально образованными кристаллами топаза или берилла ювелирного качества, следует рассматривать как самостоятельный вид полезных ископаемых.

Таким образом, пегматиты с драгоценными камнями самоцветной полосы являются комплексными месторождениями, и ценность их для камнедобывающей промышленности возрастает. Это требует особого подхода к разведке и оценке пегматитовых жил и обещает немалые выгоды для добывающих организаций.

ЛИТЕРАТУРА

1. Большакова Т.Н., Айдзержис Д.Я. Новые данные по минералогии и геохимии рубеллитовых пегматитов Урала. — В кн.: Пегматитовые редкометалльные месторождения. М.: ИМГРЭ, 1971, вып. 4.
2. Власов К.А. Принципы классификации гранитных пегматитов и их текстурно-парагенетические типы. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 1.
3. Гинзбург А.И., Родионов Г.Г. О глубинах образования гранитных пегматитов. — Геол. рушн. месторожд., 1960, № 1.
4. Киевленко Е.Я., Сенкевич Н.Н., Гаврилов А.П. Геология месторождения драгоценных камней. М.: Недра, 1974.
5. Родионов Г.Г. Классификация пегматитов и особенности процесса пегматитообразования. — В кн.: Вопросы геологии и генезиса пегматитов. Геология месторождений редких элементов. М.: Недра, 1964, вып. 22.
6. Солодов Н.А. Научные основы перспективной оценки редкометалльных пегматитов. М.: Наука, 1971.
7. Ферсман А.Е. Пегматиты. — Избр. труды. М.: Изд-во АН СССР, 1960, т. 6.
8. Ферсман А.Е. Драгоценные и цветные камни СССР. — Избр. труды. М.: Изд-во АН СССР, 1962, т. 7.

КАМНИ КОНТАКТОВЫХ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

Г. П. ПАЦКЕВИЧ

ИНАГЛИНСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ ЮВЕЛИРНОГО ХРОМДИОПСИДА

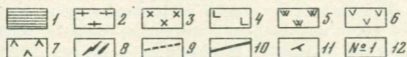
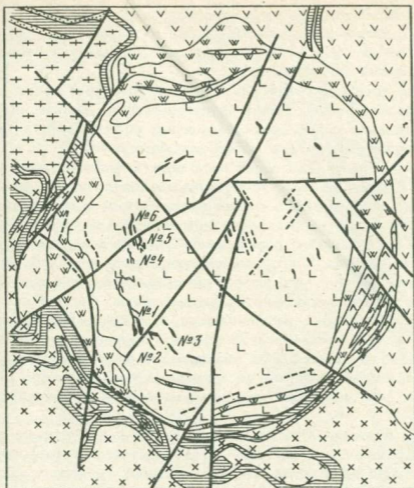
Хромдиопсид встречается в кимберлитах, эклогитах, базальтах и дунитах, а также в эффузивах андезитах и трахиандезитах. В нем содержится 0,2–3,5% окиси хрома [1]. Ювелирные разности среди описанных месторождений неизвестны. В этом смысле Инаглинское месторождение является уникальным. Ювелирный хромдиопсид в Инагли связан с диопсид–ортоклаз–вермикулитовыми жилами щелочных ультраосновных пород.

Первые сведения о хромдиопсиде Инаглинского массива содержатся в работах А.М. Корчагина [5, 7], посвященных Инаглинскому месторождению вермикулита. Последующие специализированные работы на хромдиопсид дали новые материалы по особенностям строения месторождения и распространенности ювелирного хромдиопсида.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Инаглинское месторождение хромдиопсида располагается в пределах одноименного массива ультраосновных–щелочных пород, который относится к кольцевым интрузиям центрального типа (фиг. 1). В строении массива принимают участие дуниты, щелочные габброиды, пуласкиты, сиенит–порфиры и разнообразные жильные образования. Дуниты образуют близкий к изометричному штоку диаметром около 4 км в центре массива.

Его обрамляет кольцевая интрузия, сложенная щелочными габброидами и пуласкитами. Среди щелочных габброидов преобладают шонкиниты постепенно переходящие в слюдистые пироксениты и меланократовые сиениты. В шонкините отмечаются небольшие шлировидные крупнозернистые обособления, состоящие из диопсида, ортоклаза и биотита. Шонкиниты в виде даек отмечались и среди дунитов. Пуласкиты залегают преимущественно среди шонкинитов в виде крутопадающих даек, сопровождаясь приконтактовым метасоматическим изменением вмещающих пород, давая с ними нормальный интрузивный контакт. Сиенит–порфиры образуют лакколлит в восточной части массива. Их контакты с другими породами не наблюда-



Фиг. 1. Схематическая геологическая карта Инаглинского массива (по А.М. Корчагину с дополнениями Г.П. Пацкевича)

1 - доломиты кембрия; 2 - гнейсы архея; 3 - сиенит-диорит-порфиры пластовых интрузий; 4 - дуниты; 5 - щелочные габброиды; 6 - сиенит-порфиры лакколита; 7 - пуласкиты; 8 - диопсидсодержащие пегматиты; 9 - амфибол-полевошпатовые пегматиты; 10 - разрывные нарушения; 11 - углы падения; 12 - номера жильных зон

лись, но отдельные глыбы сиенит-порфира содержат ксенолиты шонкинита.

Взаимоотношения пород позволяют судить о последовательности формирования массива. Неясны взаимоотношения пуласкитов и сиенит-порфиров. Возможно, они одновременны.

Среди дунитов, реже шонкинитов, залегают многочисленные жилы крупно- и гигантозернистых пород, которые можно разбить на две группы: диопсидсодержащие и амфибол-полевошпатовые. Диопсидсодержащие породы подразделяются на диопсид-ортоклазовые,

существенно диопсидовые и диопсид-ортоклаз-вермикулитовые. Все они древнее амфибол-полевошпатовых жил. Это подтверждают многочисленные наблюдения за взаимными пересечениями и околожилными изменениями (фиг. 2, 3).

По мнению исследователей [2, 5], диопсид-ортоклазовые и амфибол-полевошпатовые жилы являются пегматитами, диопсидовые жилы не представляют собой самостоятельных образований, а диопсид-ортоклаз-слюдаые характеризуются как метасоматиты [2, 5, 7], образовавшиеся при формировании щелочных амфибол-полевошпатовых пегматитов. Собранные нами материалы показывают, что диопсид-ортоклазовые, диопсидовые и диопсид-ортоклаз-вермикулитовые жилы относятся к одной возрастной и генетической группе и связаны между собой постепенными переходами. Отличия в минеральном составе прямо связаны с пространственным расположением и характеризуют зональность в размещении диопсидсодержащих жил. Признавая пегматитами диопсид-ортоклазовые жилы, следует признать пегматитами и остальные разновидности, тем более что они не могут быть метасоматитами, связанными с щелочными пегматитами, так как древнее последних. Они обладают всеми структурно-текстурными признаками, которые, по мнению Н.М. Успенского [6] и Р.В. Карпова [4], являются основными в выделении негранитных пегматитов.

Отнесение диопсид-ортоклаз-слюдяных жил к пегматитам имеет принципиальное значение, так как ориентирует геологоразведочные работы на поиски и изучение самостоятельных геологических образований не связанных с полевошпатовыми пегматитами.

Диопсид-ортоклазовые пегматиты встречаются главным образом в центральной части массива, диопсид-ортоклаз-вермикулитовые - в зоне внутреннего кольцевого разлома [5, 7] на расстоянии около 1,5 км от центра массива. Диопсидовые пегматиты занимают промежуточное пространственное положение.

Щелочные амфибол-полевошпатовые пегматиты детально описаны и классифицированы А.Ф. Ефимовым [2]. Следует отметить, что основное количество щелочных пегматитов пространственно тесно связано с диопсид-ортоклаз-вермикулитовыми пегматитами, локализуясь в той же "зоне внутреннего кольцевого разлома".

Структура массива изучена недостаточно детально. Согласно схеме А.М. Корчагина [5], в пределах массива выделяют следующие системы нарушений: 1) крупные разломы, выходящие за пределы массива; 2) кольцевые разломы (внешний и внутренний); 3) система конических и радиальных разломов; 4) мелкая субгоризонтальная трещиноватость отдельности в дунитах.

Разломы выходящие за пределы массива, связаны с диагональной системой региональных разломов Алданского щита, на пересечении которых расположен массив. Являясь наиболее древними по времени заложения, они подновлялись после формирования дунитового штока и должны были влиять на внутреннюю структуру массива.

Фиг. 2. План жильной зоны № 1.

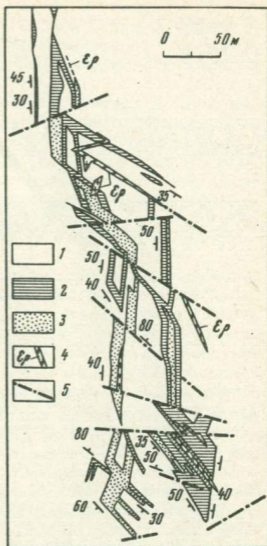
1 - дуниты; 2 - мономинеральные диопсидовые зоны пегматитов; 3 - диопсид-ортоклаз-вермикулитовые зоны; 4 - амфибол-полевошпатовые пегматиты; 5 - тектонические нарушения

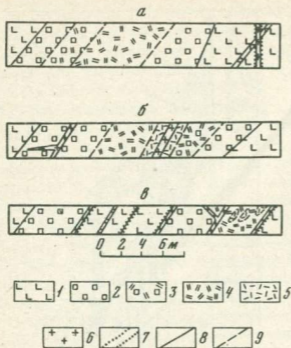
Внешний кольцевой разлом выделен по границе дунитового штока. Более поздние подвижки фиксируются наличием тектонического контакта между кольцевой интрузией и вмещающими породами.

Внутренний кольцевой разлом выделен на том основании, что в западной части массива примерно параллельно контакту дунитового штока отмечается полоса интенсивной трещиноватости, дробления и концентрации жильных образований в дунитах. Однако ориентировка контактов жил (см. фиг. 2) выдерживается по всей вскрытой выработками части разлома.

Это свидетельствует об их образовании в связи с разломами первой системы, а не как классических кольцевых. Позднее в результате опускания дунитового штока приоткрытие трещин и их выполнение шло по кольцевой зоне. Наиболее четко внутренний кольцевой разлом проявлен в западной части массива, почти полностью затухая на севере и востоке, что говорит о неравномерности опускания отдельных блоков дунитового штока. Асимметричность массива подчеркивается и различной концентрацией жильных образований. В структуре массива можно выделить субмеридиональную линию, разделяющую его на две части. Субмеридиональная линия не совпадает с первой системой разломов и может быть сопоставлена с выделяемой в пределах Алданского щита ортогональной системой глубинных разломов.

Радиальные и конические разломы выделены скорее чисто геотетически, чем на основании геологических наблюдений. Радиальные нарушения, вмещающие жилы в центральной части массива, на самом деле имеют то же простираение, что и трещины во "внутреннем кольцевом разломе" (см. фиг. 1). Окончательное решение их существования возможно при получении новых геологических данных.





Фиг. 3. Характер зональности диопсид-ортоклаз-вермикулитовых пегматитов

а-б - полизональные с параллельно-зональной текстурой; в - однозональный и асимметричный полизональный с участками брекчиевидной-секущей текстуры; 1 - дуниты; 2-5 - зоны пегматитов: 2 - мономинеральная диопсидовая, 3 - вермикулит-диопсидовая, 4 - диопсид-ортоклаз-вермикулитовая, 5 - вермикулит-ортоклазовая; 6 - амфибол-полевошпатовые пегматиты; 7 - оторочки мелкочешуйчатого вермикулита; 8 - контакты пегматитов; 9 - границы зон

Трещиноватость отдельности в дунитах развита исключительно широко и подчеркивается интенсивной серпентинизацией. Она отсутствует в ксенолитах дунитов, заключенных в жильных породах. Это свидетельствует о ее позднем происхождении.

В пределах массива развита площадная и линейная коры выветривания. Линейная кора достигает глубины 140 м в районе развития диопсид-ортоклаз-вермикулитовых пегматитов. С ее существованием связывается образование вермикулита по флогопиту и сильная разрушенность диопсида.

ХАРАКТЕРИСТИКА ДИОПСИДСОДЕРЖАЩИХ ПЕГМАТИТОВ

Во всех трех ранее выделенных видах пегматитов диопсид представлен хромдиопсидом с различным содержанием окиси хрома, но перспективность пегматитов на ювелирный хромдиопсид различна.

Диопсид-ортоклазовые пегматиты состоят практически из диопсида (30-50%) и ортоклаза. В качестве вторичных присутствуют щелочной амфибол и альбит. Диопсид образует идиоморфные кристаллы размером 1-15 см в длину и 0,2-4 см в поперечнике. Иногда отмечается слабо выраженная дифференциация в распределении диопсида по размерам кристаллов и относительному содержанию. Наиболее мелкие кристаллы характерны для приальбантовых участков. 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 вроски ортоклаза, вытянутые в направлении длинной оси. Участки, пригодные для органики, отсутствуют.

Ортоклаз образует крупные кристаллы, включающие в себя диопсид. Он обычно пелитизирован, часто альбитизирован. С поверхности порода подвержена неравномерному выветриванию и не поддается полировке.

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. Отмечались маломощные вермикулит–диопсидовые зонки. Диопсид имеет зеленую и серовато–зеленую окраску. Встречавшиеся пегматиты сильно подроблены. В мелких прозрачных обломках цвет диопсида зеленый с желтоватым оттенком. Пригодные для огранки участки не встречаются.

Диопсид–ортоклаз–вермикулитовые пегматиты являются единственным источником ювелирного 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 жильная зона № 1. Ее основное тело имеет длину около 800 м при максимальной мощности 30 м. Морфология пегматитов определяется наличием разноориентированных трещин. Часты коленообразные изгибы и изменения мощности при изменении простирания (см. фиг. 2). Контакты с вмещающими породами резкие. Трещинная тектоника определяет резкие изменения мощностей по падению и тупые выклинивания. Выполнение участков густой трещиноватости и брекчирования в отдельных блоках, ограниченных трещинами обуславливает возникновение своеобразных пород с пятнистой текстурой "леопардитов" (темные обломки дунита сцементированы зеленым диопсидом).

Диопсид–ортоклаз–вермикулитовые пегматиты характеризуются зональным строением, что послужило одной из причин отнесения их к метасоматитам.

Полный разрез зональности от краев к центру представляется в следующем виде:

- 1) мономинеральная диопсидовая зона;
- 2) вермикулит–диопсидовая зона;
- 3) диопсид–ортоклаз–вермикулитовая зона;
- 4) вермикулит–ортоклазовая зона.

Обычно в поперечном сечении пегматита проявлены не все зоны. По количеству и взаимоотношениям зон можно выделить ряд текстурных типов пегматитов:

- 1) полизональные симметричные;
- 2) полизональные асимметричные;
- 3) однозональные.

Среди полизональных выделяются:

- а) параллельно–зональные;
- б) с линейно–секущей зональностью;
- в) с брекчиевидно–секущей зональностью.

Первые два типа не требуют особых пояснений. Третий тип представляет обычно апофизы крупных тел, по составу отвечающие одной из зон, или самостоятельные вермикулит-диопсидовые и диопсид-ортоклаз-вермикулитовые тела. Другие зоны имеют незначительную мощность, так что на фоне гигантозернистой структуры породы они практически не выделяются.

Деление по взаимному расположению зон характеризует различный тектонический режим формирования пегматитов. Параллельно-зональные могли образоваться в результате спокойного приоткрывания трещин или последовательной кристаллизации в открытой трещине. Пегматиты с линейно-секущей и брекчиевидной-секущей зональностью могли образоваться при внутрирудных подвижках с разрушением целостности ранее сформированной зоны.

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

Диопсид образует кристаллы размером до 50 см в поперечнике. Он отличается прозрачностью и густой изумрудно-зеленой окраской. На контакте с дунитами встречаются зональные кристаллы с темно-бурой центральной зоной, желтовато-зеленой промежуточной и темно-зеленой внешней. Диопсид сильно разрушен, порой превращен в дресву. Из менее разрушенных участков получают бездефектные обломки до 2,5-3 см в поперечнике, пригодные для огранки. Мономинеральные диопсидовые зоны дают основное количество ювелирного хромдиопсида.

Вермикулит-диопсидовые зоны обычно плавно сменяют предыдущие, а иногда замещают их по падению.

В составе породы до 20% занимает вермикулит, но его содержание может достигать 40-50%. В зависимости от количества вермикулита изменяется цвет диопсида. С повышением содержания вермикулита цвет изменяется от густо-зеленого до желтовато-зеленого. Структура породы гиллидоморфная, крупно- и гигантозернистая. Гигантозернистые разности дают ювелирный хромдиопсид зеленого и желтовато-зеленого цвета, но его выход незначителен.

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

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

При преимущественном развитии тех или иных зон диопсид-ортоклаз-вермикулитовых пегматитов, хорошо развитые мономинераль-

Таблица 1

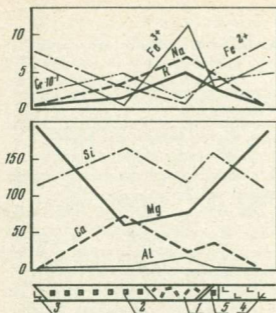
Химический состав диопсид-ортоклаз-вермикулитового пегматита по поперечному профилю

Окислы	Проба, вес. %				
	1	2	3	4	5
SiO ₂	46,0	55,25	39,95	39,75	53,70
TiO ₂	0,54	0,02	-	0,11	0,12
Al ₂ O ₃	5,9	1,15	0,2	0,4	1,75
Fe ₂ O ₃	5,73	0,25	2,8	2,75	1,16
Cr ₂ O ₃	0,06	0,20	0,08	0,20	0,16
FeO	0,34	1,19	3,27	3,53	2,08
MnO	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
MgO	20,45	13,85	46,14	44,33	25,92
CaO	9,41	26,52	-	0,1	12,0
Na ₂ O	1,39	0,61	0,08	0,07	0,80
K ₂ O	1,33	0,31	0,07	0,80	0,28
P ₂ O ₅	0,31	0,04	0,03	0,03	0,07
H ₂ O	9,02	0,50	7,42	9,08	1,82
Сумма	100,48	99,89	100,04	100,42	100,18

Примечание. 1 - диопсид-ортоклаз-вермикулитовая зона; 2 - диопсидовая зона лежащего бока; 3 - пироксеновая зона висячего бока; 4 - дунит серпентинизированный из лежащего бока; 5 - дунит серпентинизированный из висячего бока.

Аналитики: Г. Горская и В. Шинкарева (лаборатория ИМГРЭ).

ные диопсидовые зоны занимают центральную часть месторождения (жильные зоны 1, 2, и 3). К северу и югу от нее в пегматитах преобладают диопсид-ортоклаз-вермикулитовые зоны и почти полностью исчезают мономинеральные диопсидовые. Это обусловлено, на наш взгляд, более поздним приоткрыванием трещин на флангах после формирования основной части диопсидовых зон.



Фиг. 4. График изменения химического состава зон диопсид-ортоклаз-вермикулитовых пегматитов (в формульных единицах по Руднику). Внизу — разрез пегматита и места отбора проб

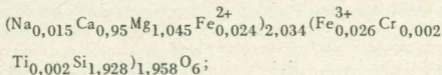
Поэтому перспективы месторождения не везде одинаковы. Центральная часть наиболее перспективна и характеризуется темно-зеленым хромдиопсидом. Светлоокрашенные разности здесь редки: лишь на флангах они встречаются в небольшом количестве. Характер зональности может использоваться как основной критерий при оценке пегматитов на начальных стадиях геологоразведочных работ.

Вермикулит-ортоклазовые зоны встречаются редко, но иногда достигают мощности 1 м. В составе ее 10-20% занимают идиоморфные кристаллы вермикулита размером от 1 до 5-7 см в поперечнике. Ортоклаз, слагающий остальную часть породы, интенсивно пелитизирован, реже альбитизирован.

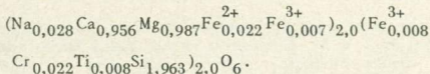
Химический состав зон приведен в табл. 1 (фиг. 4). Для сравнения приведены анализы дунита из лежачего и висячего бока пегматита.

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА И ЦВЕТ ХРОМДИОПСИДА

Отмеченные различия в окраске хромдиопсида из различных зон находят отражение в химическом составе (табл. 2). Диопсид отличается малым количеством примесей и по составу приближается к теоретическому. Светлоокрашенный имеет формулу



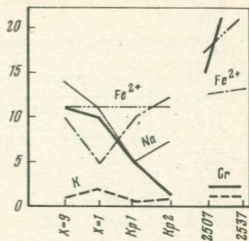
темноокрашенный (средний состав) —



Для выяснения влияния элементов-примесей на цвет построен график, где пробы расположены в порядке убывания интенсивности окраски, а содержания даны в атомных количествах (фиг. 5). Наи-

Фиг. 5. График зависимости цвета хромдиопсида от содержания элементов-примесей. Пробы расположены в порядке убывания интенсивности окраски

X-9, X-1 — мономинеральная зона; Кр 1-Кр 2 — диопсид-вермикулитовая зона; 2507, 2537 — диопсид-ортоклазовый пегматит



более четкая корреляция отмечается для хрома, менее четкая — для трехвалентного железа. Максимальному содержанию хрома соответствует темно-зеленая окраска, минимальному содержанию хрома и повышенному содержанию трехвалентного железа соответствует бледная желтовато-зеленая окраска. Очевидно, желтоватый оттенок, ухудшающий цвет камня, дает трехвалентное железо. Желтовато-зеленый диопсид из диопсид-ортоклазового пегматита по содержанию элементов-примесей близок к светлоокрашенному диопсиду из диопсид-ортоклаз-вермикулитовых пегматитов, тем самым подчеркивается их принадлежность к одному типу.

ПОСТМИНЕРАЛИЗАЦИОННЫЕ ПРОЦЕССЫ И СОХРАННОСТЬ ХРОМДИОПСИДА

К постминерализационным относятся процессы, влиявшие на диопсид ортоклаз-вермикулитовые пегматиты после их формирования. Среди них наиболее важными являются тектонические подвижки, образование амфибол-полевошпатовых пегматитов, серпентинизация дунитов и процессы выветривания.

Тектонические подвижки сопровождали формирование амфибол-полевошпатовых пегматитов. Связанное с ними дробление носит линейный характер. Зоны дробления и расщелачивания имеют мощность до 10-15 см и не затрагивают основную массу диопсидсодержащих пегматитов.

Формирование амфибол-полевошпатовых пегматитов сопровождается интенсивными метасоматическими изменениями. Они проявлены в амфиболлизации диопсида и альбитизации полевого шпата. При густой сети пегматитов, мощность которых не более нескольких сантиметров, амфиболлизация значительно ухудшает качество диопсида как ювелирного камня. Единичные жилы правильной формы существенного влияния не оказывают.

Серпентинизация дунитов явилась основным фактором дробления пегматитов, и хромдиопсида в частности. Серпентинизация приводит к увеличению объема дунитов и возрастанию давления боковых пород на пегматиты. Это приводит к образованию густой сети трещин,

Таблица 2

Химический состав хромдиопсида

Окислы	2507/2		2537/2		Кр. 2	
	вес. %	атом. колич.	вес. %	атом. колич.	вес. %	атом. колич.
SiO ₂	54,25	903	54,55	908	53,25	887
TiO ₂	0,19	3	0,20	3	0,08	1
Al ₂ O ₃	0,09	2	0,08	1	-	-
Cr ₂ O ₃	0,12	2	0,16	2	0,07	1
Fe ₂ O ₃	0,40	6	1,01	13	0,91	12
FeO	1,17	17	1,51	21	0,82	11
MnO	0,07	-	0,13	1	0,08	1
NiO	0,01	-	0,02	-	-	-
MgO	18,18	451	17,60	436	19,40	481
CaO	24,58	439	23,63	421	24,54	437
Na ₂ O	0,47	15	0,85	28	0,23	7
K ₂ O	0,04	1	0,06	1	0,03	-
П.п.п.	0,40	-	0,50	-	0,50	-
H ₂ O	0,15	17	0,10	12	-	-
Сумма	100,18	1829	100,50	1836	99,91	1838
Аналитик Гулецкая СО АН СССР				Аналитик Зубкова Е.И. ВНИИСИМС		

Кр. 1		9 х		1 х	
вес. %	атом. колич.	вес. %	атом. колич.	вес. %	атом. колич.
52,55	875	52,55	875	55,44	923
0,07	1	0,06	1	0,09	1
-	-	-	-	-	-
0,35	5	0,85	11	0,74	10
0,78	10	0,83	10	0,35	5
0,83	11	0,78	11	0,81	11
0,08	1	0,07	1	0,05	-
-	-	-	-	-	-
19,50	484	18,88	469	17,60	436
25,24	449	25,24	449	23,92	426
0,16	5	0,35	11	0,46	14
0,02	-	0,04	1	0,11	2
0,51	-	0,50	-	0,09	-
-	-	-	-	-	-
100,09	1841	100,15	1849	99,96	1828
			Аналитик Зубкова Е.И. ВНИИСИМС		

ориентированных близнормально контакту жил. Наличие жил щелочных пегматитов, поперечных простиранию диопсидсодержащих пегматитов, в этих условиях способствует сохранению диопсида, что подтверждается полевыми наблюдениями.

Подготовленная предыдущими процессами трещиноватость способствовала развитию линейной коры выветривания. В результате превращения флогопита в вермикулит шло увеличение объема и самих пегматитов, особенно в диопсид-ортоклаз-вермикулитовых зонах, и сопровождалось дальнейшей дезинтеграцией диопсида.

Мономинеральные диопсидовые зоны находились в относительно благоприятных условиях, что сказалось на их продуктивности. Так как линейная кора выветривания и гидратация флогопита достигают глубины 100-140 м, следует ожидать, что и диопсид будет подвержен дроблению на такую же глубину.

ЛИТЕРАТУРА

1. Добрецов Н.Л. и др. Породообразующие пироксены. М.: Наука, 1971.
2. Ефимов А.Ф., Кравченко С.М., Власова Е.В. Материалы по минералогии щелочных пегматитов Инагли. - Тр. ИМГРЭ АН СССР, 1963, вып. 15.
3. Козицын Ю.В., Рудник В.В. Руководство к расчету баланса вещества и внутренней энергии при формировании метасоматических пород. М.: Недра, 1968.
4. Карпов Р.В. Классификация пегматитов основного состава Мончегорского плутона. - Сов. геология, 1964, № 3.
5. Корчагин А.М. Вермикулит-флогопитовое месторождение Инагли. - Изв. АН СССР. Сер. геол. 1966, № 8.
6. Успенский Н.М. Негранитные пегматиты. М.: Недра, 1965.
7. Фоменков В.П., Корчагин А.М. О закономерностях размещения вермикулитовых зон в Инаглинском массиве. - Изв. вузов. Сер. геол. и разв. 1964, вып. 10.

О ГЕНЕЗИСЕ ИЗУМРУДОВ В МЕСТОРОЖДЕНИЯХ СЛЮДИТОВОГО ТИПА

Месторождения изумрудов в слюдитах, куда относятся месторождения Изумрудных Копей Урала, являются наиболее распространенным промышленным типом, и камень из таких месторождений преобладает в мировой добыче ювелирных изумрудов.

Район Изумрудных Копей находится в северо-восточной части Восточно-Уральского поднятия в зоне сочленения Мурзинско-Адуйского антиклинория с Асбестовским синклинорием. Изумрудные Копи включают в себя более 20 месторождений изумрудов, располагающихся узкой цепочкой, вытянутой в меридиональном направлении вдоль восточного экзоконтакта Адуйского гранитного массива (фиг.1). Вмещающие породы представлены амфиболитами, амфиболовыми и биотит-плаггиоклазовыми сланцами, плаггиогнейсами и роговообманковыми порфиритами, в пределах которых развиты небольшие согласные тела ультраосновных пород, как правило, преобразованные в серпентиниты, тальковые и тальк-хлоритовые сланцы. К ультрабазидам тяготеют все известные на Изумрудных Копях месторождения изумрудов. Толща метаморфических пород, включая небольшие тела ультрабазитов, рассечена множеством даек диоритов, аплитов, гранитных пегматитов, флогопитовых слюдитов, плаггиоклазитов, кварц-плаггиоклазовыми и кварцевыми жилами, образование которых в большинстве случаев связывают с Адуйским гранитным массивом.

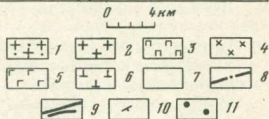
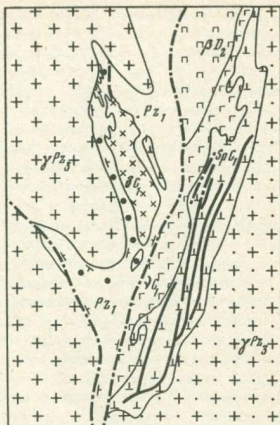
О происхождении изумрудоносных слюдитов нет единого мнения. А.Е. Ферсман слюдитовые жилы с линзами плаггиоклазитов рассматривал как пегматиты линии скрещения (десилицированные пегматиты). Плаггиоклазиты, располагающиеся обычно в центральных частях слюдитовых комплексов, рассматриваются им как продукт кристаллизации десилицированного пегматитового расплава; окаймляющие плаггиоклазиты флогопитовые, актинолитовые, тальковые и другие зоны образуются в гипербазитах одновременно с плаггиоклазитом. Различия в минеральном составе указанных зон связываются с температурным градиентом остаточного расплава и подвижностью компонентов.

Взгляды А.Е. Ферсмана на генезис уральских месторождений изумрудов в дальнейшем были развиты К.А. Власовым [2]. Характеризуя процесс десиликации пегматитового расплава ультраосновными породами, К.А. Власов отмечает, что речь идет об остаточной части пегматитового расплава, значительно обогащенного летучими компонентами, являющейся переходной к пневматолитам.

Оригинальную точку зрения на генезис слюдитовых комплексов высказал Д.С. Коржинский. По его предположению, они являются контактово-реакционными, возникающими в результате инфильтрации постмагматических растворов и биметасоматоза. Разделяя эту точку зрения, А.И. Гинзбург, А.А. Беус, А.И. Шерстюк, И.И. Куприяно-

Фиг. 1. Геолого-структурная схема района Изумрудных Копей (по материалам Б.И. Пильшикова, 1967).

1 - верхний палеозой, граниты Адуйской интрузии; 2 - верхний палеозой, гранитоиды Рефтинской интрузии; 3 - средний девон, диабазы, диабазовые порфиры, кварцевые альбитофиры; 4 - нижний карбон, восточный диоритовый массив; 5 - нижний карбон, габбро и габбро-амфиболиты Баженовской интрузии; 6 - нижний карбон, дуниты, перидотиты и серпентиниты Баженовской интрузии и малых интрузивных тел в метаморфической толще; 7 - нижний палеозой, сланцево-амфиболитовая толща (продуктивная метаморфическая толща); 8 - тектонические нарушения установленные; 9 - зоны разлома среди ультраосновных пород; 10 - элементы залегания пород; 11 - основные месторождения Центрального рудного поля



ва, основываясь на особенностях минерального состава - присутствие флюорита, топаза, берилла, молибденита, литий- и фторсодержащих слюд, отнесли изумрудоносные слюдиты к грейзеновым образованиям среди основных и ультраосновных пород [3, 1, 6, 7, 5].

А.И. Шерстюк выделяет три стадии формирования слюдитовых комплексов.

С первой, ранней, щелочной стадией связано формирование метасоматических зон флогопитового слюдита, актинолита, хлорита и талька.

Вторая (плаггиоклазовая) стадия, более низкотемпературная проявилась в изменении текстурных особенностей слюдита, а также в развитии метасоматических зон маргарита и мусковита по флогопитовому слюдиту и образовании плаггиоклазита и флюорита.

Третья стадия - кварцевая - самая низкотемпературная. В эту стадию образуются кварцевые и кварц-плаггиоклазовые включения в центральной части слюдита с мусковитовыми и маргаритовыми оторочками, сульфидами и цеолитами.

Флогопитовые изумрудоносные слюдиты А.И. Шерстюк относит к одностадийным образованиям; изумрудно-берилловые жилы (кварц-плаггиоклаз-слюдитовые) - к двух- или трехстадийным образованиям.

И.И. Куприянова, рассматривая генетические особенности бериллиевых месторождений грейзеновой формации, относит месторождения Изумрудных Копей к флогопит-маргарит-берилловому типу. Основываясь на том, что все берилловые образования на месторождениях Изумрудных Копей объединяются между собой общностью минерального состава, однотипностью взаимоотношений между минералами и одинаковыми типоморфными особенностями минералов, И.И. Куприянова приходит к выводу о единстве процесса минералообразования, а разнообразие рудных тел объясняет эволюцией постмагматических растворов и частотой раскрытия трещин. В соответствии с этим она выделила три стадии жил: кварц-плагиоклазовую (раннешелочную), берилл-флюорит-мусковитовую (кислотную) и адюляр-берtrandит-сульфидную (позднешелочную).

В приведенном обзоре современных представлений об образовании изумрудноносных месторождений Урала нами рассмотрены наиболее интересные работы, проведенные в пределах месторождений изумрудноносной провинции. Следует отметить, что основные исследования были проведены на изумрудно-редкометалльных месторождениях, которые имеют существенные отличия в строении, вещественном составе и истории формирования от собственно изумрудноносных месторождений. В силу этого последние оказались изучены недостаточно.

Наши работы проводились на одном из изумрудных месторождений Изумрудных Копей. Это месторождение расположено в средней части рудного поля Изумрудных Копей, на южном окончании разрывного нарушения северо-западного простирания, оперяющего региональный глубинный разлом.

Рудная зона месторождения локализуется в пределах массива ультраосновных пород, внедрившегося в толщу метаморфических пород нижнего силура. Метаморфические породы прослеживаются в виде узких полос в северо-западном направлении между диоритами Восточного массива, контакт с которыми находится в 100-110 м к востоку от рудной зоны месторождения, и гранитами Адуйского массива, контакт с которыми находится в 130-180 м к западу от месторождения (фиг. 2, см. вкладку).

Метаморфические породы и залегающее в них тело ультрабазитов имеют моноклиналиное залегание с крутым (60-80°) восточным и северо-восточным падением. Контакты восточного диоритового и Адуйского массивов также имеют восточное, северо-восточное падение и осложнены многочисленными апофизами.

В пределах месторождения, помимо слюдитов, есть дайки диоритов, имеющих согласное залегание с общей структурой месторождения, и плагиоклазовые жилы. Последние в пределах площади месторождения имеют весьма ограниченное развитие и располагаются секуще к общему простиранию рудной зоны. Рудные тела месторождения представлены флогопитовыми жилами, включающими в себя линзы плагиоклазитов, талька и актинолитовых (тремолитовых) пород. На контакте слюдитовых жил и вмещающих пород последовательно.

развиты реакционно-метасоматические зоны — актинолит-тремолитовые, тальковые и хлорит-биотитовые.

В совокупности указанные образования в дальнейшем нами будут рассматриваться как слюдитовый комплекс.

Рудная зона месторождения складывается из серии слюдитовых жил и прослежена в пределах массива ультраосновных пород по простиранию на 800 м. В плане она имеет ширину 50-70 м и располагается в северной части месторождения, вдоль лежащего бока массива; в средней части месторождения рудная зона пересекает массив по диагонали; к югу прослеживается вдоль висячего бока ультрабазитового массива.

На глубину рудная зона месторождения прослежена скважинами колонкового бурения до 150 м без заметного выклинивания.

Концентрация слюдитовых жил в пределах рудной зоны неравномерна. В большинстве случаев слюдитовые жилы группируются в жильные свиты, положение которых контролируется наиболее крупными дайками диоритов или контактами с амфиболитами.

Мощность отдельных слюдитовых жил весьма непостоянна и колеблется от нескольких сантиметров до 3-5 м в раздувах. Форма их сложная, чаще линзообразно вытянутая по простиранию, с раздувами и пережимами. Часто отдельные жилы разветвляются на серии маломощных жил или, наоборот, сочленяясь между собой, образуют "рудные узлы". Размер последних в плане достигает нескольких десятков метров (фиг. 3).

Подавляющее большинство слюдитовых образований приурочено к контактам ультрабазитов с диоритами или амфиболитами. К этой группе относятся наиболее мощные и протяженные слюдитовые свиты. Они сложены буровато-серым и зеленовато-серым мелко- и среднечешуйчатым флогопитом, часто развальцованным, с большим количеством плагиоклазовых линз. На контакте слюдитовых жил с гипербазитами последовательно развиты актинолит-тремолитовые и тальковые метасоматические зоны. Мощности отдельных зон от 0,1 до 2-3 м.

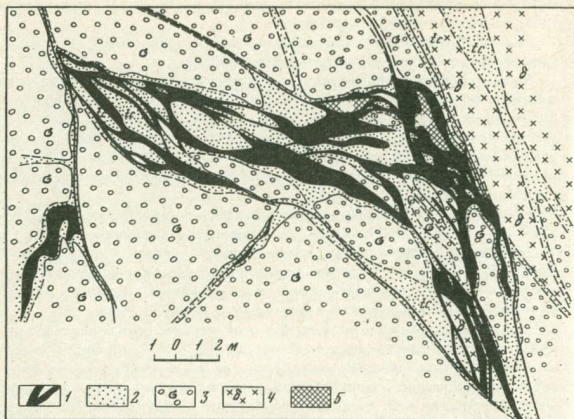
На контакте слюдитовых жил с амфиболитами или диоритами развиваются маломощные зоны биотитизации и хлоритизации.

Слюдитовые жилы, залегающие только в ультрабазитах, имеют резко подчиненное развитие и характеризуются незначительной мощностью.

Слюдитовые жилы в амфиболитах в пределах месторождения встречаются весьма редко. Сложены они бурым биотитом и практического значения не имеют.

Исходя из петрографического анализа пород, участвующих в разрезе через рудную зону месторождения, нам представляется, что в строении данного разреза участвуют три разновидности пород, по которым развиваются свои метасоматиты.

Первый исходный субстрат — гипербазиты, по которым последовательно развивались серпентинит-тремолитовые, тремолит-тальковые, актинолит-тальковые породы и слюдиты. Каждая из этих пород ха-



Фиг. 3. Фрагмент строения слюдитового комплекса

1 - слюдитовая жила; 2 - тальковые сланцы; 3 - ультраосновные породы; 4 - диориты; 5 - плагиоклазовые линзы

рактируется определенным комплексом породообразующих минералов, возникающих последовательно относительно друг друга.

Для гипербазитов, которые принимаются нами за исходные породы, характерны оливин и ромбический пироксен. Оба они замешаются серпентином, тремолитом, рудным минералом (видимо, магнетит), которые в свою очередь на более позднем этапе замешаются тальком, иногда тальком и карбонатом. Этот процесс отмечается практически во всем объеме ультраосновных пород и не имеет какой-либо структурной приуроченности. Видимо, данный тип изменения связан или с процессами аутометасоматоза или контактового метаморфизма.

Последующие минеральные образования развиваются метасоматически по предыдущим минеральным ассоциациям, образуя узкие зоны вдоль тектонических нарушений. Видимо, их возникновение связано с инфильтрацией флюидов по тектоническим нарушениям в гипербазите или по контакту гипербазитов и амфиболитов (диоритов или плагиоклазовых сланцев). В данном случае различаются совершенно четко две ассоциации минералов, развивающиеся метасоматически последовательно одна за другой. Первая - актинолит или актинолит+тальк+рудный минерал (вероятно, магнетит) и вторая - флогопит или флогопит+рудный минерал.

Каждая из указанных минеральных ассоциаций создает соответствующие зоны метасоматитов. Зона, ближайшая к ультрабазиту, представлена актинолитовой или тальк-актинолитовой породой, а внутри ее располагается зона флогопитовых слюдитов.

Второй тип метасоматической зональности, который устанавливается в пределах месторождения, развивается по различным типам амфиболитов. Амфиболиты присутствуют в виде маломощных прослоев в ультраосновных породах. Первоначальный их состав не устанавливается даже в реликтах. Часть амфиболитов представлена роговой обманкой и рудным минералом, иногда сюда же входят плагиоклаз, сфен. Вторая разновидность амфиболитов метасоматически развивается по предыдущей, в нее входит биотит, иногда вместе с плагиоклазом и сфеном. Эта разновидность образует зону на контакте с апогипербазитовыми метасоматитами.

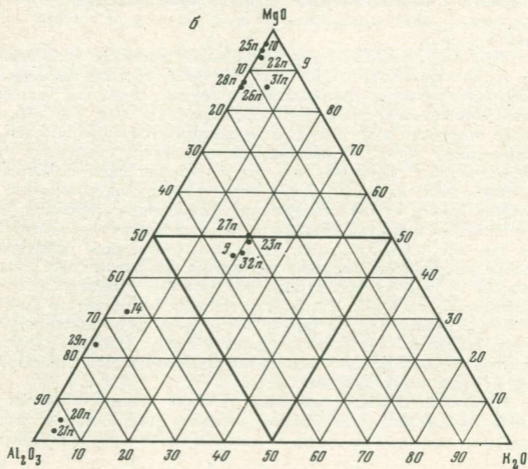
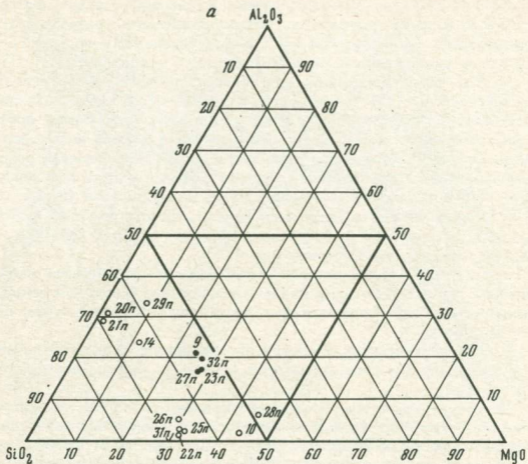
Третий тип новообразований развивается по биотитовым плагиосланцам, в состав которых входят: плагиоклаз, биотит и в незначительном количестве присутствуют апатит, бурый гранат, сфен, рудные минералы.

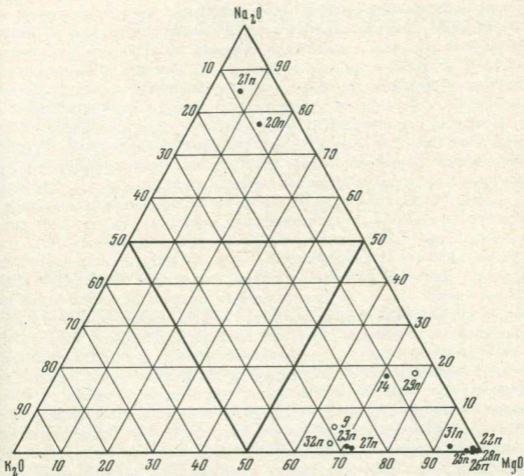
Новообразования представлены ассоциациями: бесцветным гранатом или калиевым полевым шпатом и кварцем, иногда совместно с мусковитом.

В составе пород месторождения выявлено около 50 минералов. Следует отметить, что какого-либо четкого разделения аксессуарных минералов по разновидностям пород в зависимости от состава не отмечается, но устанавливается определенная закономерность в распределении минеральных примесей в зависимости от состава материнских пород.

Химические составы пород слюдитовых комплексов рассмотрены на тройных диаграммах (фиг. 4, а, б, в). Везде составы анализируемых пород образуют три разобщенные группы. Первую из них образуют амфиболиты и диориты (пробы 20п, 21п, 29п, 14). Эта группа по отношению к двум другим характеризуется более высоким содержанием Al_2O_3 и крайне низкими значениями содержаний MgO . Относительное содержание SiO_2 для всех групп пород находится приблизительно на одном уровне. Вторую группу пород образуют ультрабазиты и их метасоматические производные – талькиты, серпентинизированные ультрабазиты и тальк-актинолитовые породы (пробы 10, 22п, 25п, 26п, 28п, 31п). Эта группа пород характеризуется относительно высокими значениями содержания MgO и весьма низкими Al_2O_3 . Третья группа пород включает в себя все пробы слюдитов (пробы 9, 23, 27, 32). По составу они отчетливо тяготеют ко второй группе пород и отличаются от нее только относительно более высокими значениями содержания Al_2O_3 . Слюдиты характеризуются более высокими значениями содержаний K_2O относительно других групп пород (см. фиг. 4, б, в).

Ультрабазиты и их производные, включая слюдиты, содержат в своем составе такие типоморфные элементы ультраосновных пород, как хром, никель, кобальт на 1-2 порядка выше, чем в амфиболитах





Фиг. 4. Диаграмма составов пород слюдитовых комплексов (а, б, в)

9 – тремолит-флогопитовая порода; 10 – серпентинит оталькованный; 14 – амфиболит; 20п – диорит; 21п – плагиоклазовая порода; 22п – тальковая порода; 23п – слюдит; 25п – тальковая порода; 26п – тальк-актинолит-хлоритовая порода; 27п – слюдит; 28п – ультрабазит серпентинизированный; 29п – амфиболит; 31п – тремолит-тальковая порода; 32п – слюдит

и плагиоклазовых сланцах, тем самым, возможно, обнаруживают свое геохимическое родство.

Слюдиты представляют собой флогопитовую сланцевую породу с линзами и желваками актинолитовых и тальк-актинолитовых пород олигоклаз-андезина, а также включения отдельных кристаллов, реже агрегатов или сростков из нескольких кристаллов (гнезда) берилла, изумруда, фенакита, апатита и других минералов.

Следует подчеркнуть, что в слюдитовых телах наблюдается сланцеватая текстура. Чешуйки флогопита ориентированы строго по плоскости контактов жилы или параллельно плагиоклазовым линзам и другим минеральным агрегатам. В этом случае имеет место как бы обтекание чешуйками флогопита всех неровностей линз, желваков

или отдельных кристаллов, заключенных в слюдитах. Контакты слюдитовых жил часто сорваны, а плагиоклазовые ядра нередко разбиты на отдельные блоки, развальцованы и расташены по простиранию слюдитовой жилы в виде цепочек отдельных линз и желваков, что мы склонны объяснить катаклазом. Сростки кристаллов и отдельные кристаллы различных минералов нередко раздроблены, разломаны на части и расташены по слюдитовой жиле. Все это в значительной степени затрудняет изучение контактовых взаимодействий отдельных минералов и установление последовательности их образования.

Флогопит, слагающий до 99% объема слюдита, образует чешуйки размером 0,1–0,3 см. Цвет его серебристо-коричневый, буровато-коричневый, бурый, серовато-зеленый, зеленовато-коричневый, реже зеленый. Блеск по спайности – перламутровый. Иногда среди мелко- и среднечешуйчатого агрегата флогопита наблюдаются гнезда или линейно вытянутые по сланцеватости зонки мощностью 2–3 см, сложенные более крупными чешуйками флогопита размером до 1 см, иногда и более. В участках укрупнения флогопита отмечается, как правило, менее четкая ориентировка или полное отсутствие ориентировки чешуек слюды по сланцеватости породы. К линейно вытянутым зонам крупночешуйчатого флогопита часто приурочены струйчатые выделения плагиоклаза, берилла, апатита и флюорита. Вдоль этих зонк отмечаются охры гидроокислов железа и хлоритизация флогопита. Гнезда крупночешуйчатого флогопита чаще всего приурочены к контакту с плагиоклазитом или к выделениям берилла. Флогопит меняет цвет от буровато-зеленого до зеленого. На контакте с плагиоклазом отмечаются хорошие идиоморфные короткопризматические кристаллы флогопита. Плагиоклаз ксеноморфен по отношению к флогопиту, и линия контакта между ними идет по прямой линии по кристаллографическим очертаниям кристалла флогопита. Аналогичные выделения флогопита отмечаются на контакте с более поздним альбитом в ассоциации с флогопитом. Константы флогопитов этого месторождения описаны А.И. Шерстюком.

Флогопит является одним из наиболее ранних минералов слюдитовых жил. Образование основной массы флогопита произошло раньше берилла, изумруда, плагиоклаза, апатита, фенакита, хризоберилла и других минералов, в которых он обнаруживается в качестве реликтов, но позднее оливина, тремолита, талька и других реликтовых и аксессуарных минералов ультраосновных пород.

Берилл является наиболее распространенным из группы бериллий-содержащих минералов в слюдитах. Встречается он в виде столбчатых коротко- и длиннопризматических кристаллов (1010) и (0001), а также в виде зернистых и шестоватых агрегатов. Последние иногда образуют радиально-лучистые сростки. Обычный размер кристаллов не превышает 6–8 см по оси *c*, реже встречаются более крупные кристаллы. Окраска кристаллов берилла светло-зеленая, желтовато-зеленая до серо-зеленой. Обычно кристаллы берилла полупрозрачные до просвечивающих, реже – прозрачные. Основная масса берилла в слюдитах приурочена к участкам развития плагиоклазовых

Таблица 1

Характеристика образца *	Содержание элемента, вес.%				
	K	Na	Li	Rb	Cs
Зональный берилл из слюдита (внутренняя зона кристалла)	Не обн.	Не обн.	0,00009	Не обн.	0,0008
Зональный берилл из слюдита (внешняя зона кристалла)	Не обн.	0,02	0,0017	0,001	Не обн.
Берилл из плагиоклазовой линзы в слюдите	0,08	1,10	0,041	0,024	0,024
Чувствительность определения элементов, %	0,02	0,02	0,00005	0,001	0,0005

линз, реже непосредственно к линзам плагиоклаза. На поверхности кристаллов берилла, заключенных в слюдите, содержится в виде включений большое количество чешуек флогопита. Поверхность кристаллов берилла, заключенных в плагиоклазовые ядра, как правило, ровная, имеет зеркальную поверхность. В слюдитах нередко отмечается зональное строение кристаллов берилла, у которых внешняя зона имеет более густой зеленый цвет, более высокую прозрачность и чистоту, чем в центральных.

Нами было проведено изучение примесей щелочных металлов в зональных бериллах, а также в бериллах из плагиоклазовых ядер. Анализы были выполнены методом фотометрии пламени в лаборатории Бронницкой геохимической экспедиции ИМГРЭ аналитиками Л. Чижиковой и Л. Бусахиной. Результаты анализов приведены в табл. 1.

Из табл. 1 видно, что содержание щелочей металлов меняется в заметных количествах от ранних выделений берилла к более поздним.

Из других примесей дополнительно спектральным методом установлены, титан (0,003%), марганец (0,005%), хром (0,020%), ванадий (0,012%), никель (0,001%), медь (0,0003%), галлий (0,0015%), скандий (0,008%), цирконий (0,001%).

Берилл иногда замешается фенакитом, хризобериллом, бавенитом, миларитом.

Ярко-зеленая разновидность берилла - изумруд - встречается преимущественно в слюдитах, реже - в пределах плагиоклазовых ядер, еще реже изумруды плохого качества отмечены среди актинолитовых линз. Размер кристаллов изумруда редко превышает 8,0 × 4,0, × 4,0 см. Кристаллы имеют короткопризматический облик с соотношением длины к ширине 5:1. Наряду с совершенными шести-

Таблица 2

Характеристика образца	Содержание элемента, вес. %				
	K	Na	Li	Rb	Cs
Изумруд густо-окрашенный	0,13	0,16	0,022	0,006	0,036
Изумруд	0,08	0,98	0,034	0,005	0,029
Изумруд	0,08	0,82	0,019	0,004	0,024
Изумруд слабо окрашенный	0,10	1,06	0,031	0,006	0,029
Изумруд слабо-окрашенный	0,10	1,20	0,028	0,008	0,034
Чувствительность определения элементов, %	0,02	0,02	0,00005	0,001	0,0005

гранными кристаллами отмечаются коробчатые и скелетные формы. Иногда отмечается растворение кристаллов с поверхности; некоторые кристаллы изумруда покрыты тонкой альбит-маргаритовой пленкой.

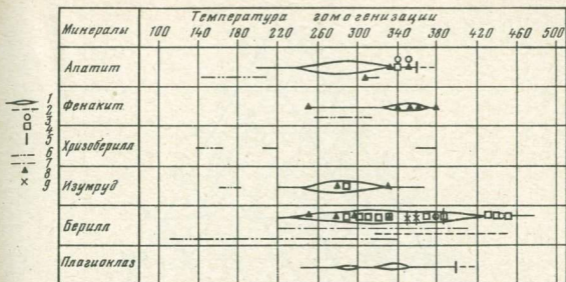
Для изумруда весьма характерно зональное строение; внутренняя зона обычно сложена бериллом, внешняя - изумрудом. Иногда внутренняя зона имеет мозаичное строение. По плоскости раздела зон отмечаются структуры растворения, включения флогопита и плагиоклаза.

Содержание щелочей металлов в изумруде приведены в табл. 2. Обращает внимание большее содержание щелочных металлов и прежде всего калия, натрия и лития в изумрудах по отношению к неокрашенному бериллу. Содержание щелочей не зависит от густоты окраски изумруда. Кроме щелочей, в изумруде присутствуют магний, железо и хром.

Находки хризоберилла отмечены только в пределах слюдитов. Он образует зернистые агрегаты в виде небольших линз и желваков, размеры которых не превышают 10-15 см. Цвет - от светло-желтого до грязно-зеленого. Кристаллы хризоберилла имеют гексагональный облик, непрозрачны или полупрозрачны. Хризоберилл более поздний, чем флогопит, берилл, фенакит и апатит. Взаимоотношения с плагиоклазом неясны.

Фенакит встречается весьма редко. Образует гнездовые выделения в слюдитах. Ассоциирует с бериллом, хризобериллом, плагиоклазом, апатитом и миларитом. Цвет снежно-белый до медово-желтого. Кристаллы короткопризматические, прозрачные, полупрозрачные и интенсивно замутненные. Размер кристаллов редко превышает 3-4 см.

В пределах слюдитовых тел встречены олигоклаз - андезин (№ 18-38) - наиболее ранний, широко распространенный и альбит-олигоклаз (№ 8-13) - образовавшийся позднее, имеющий резко под-



Фиг. 5. Температура гомогенизации газопо-жидких включений в минералах слюдитовых жил

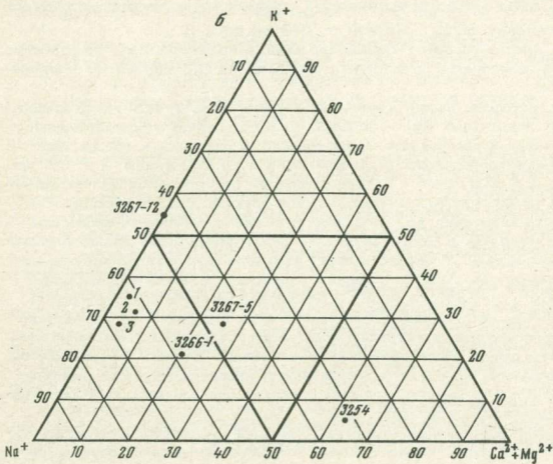
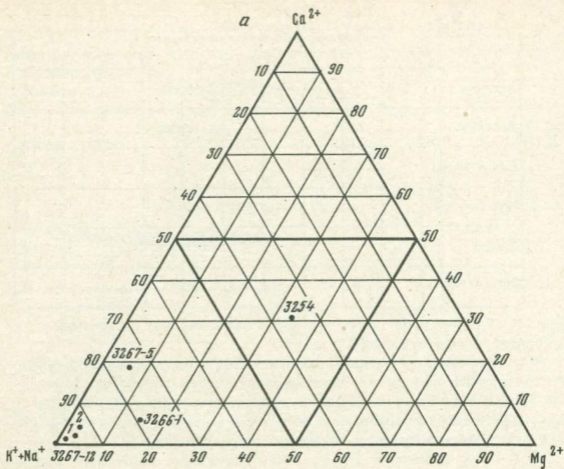
1 - первичные включения, гомогенизирующиеся в жидкую фазу; 2 - первичные включения, гомогенизирующиеся в газовую фазу; 3 - газопо-жидкие включения; 4 - включения с CO₂; 5 - критическая граница; 6 - вторичные включения; 7 - мнимо-вторичные включения; 8 - жидко-газовые включения; 9 - кипение

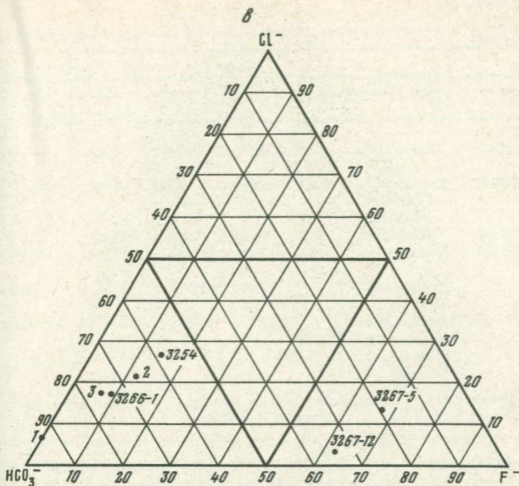
чиненное развитие. Олигоклаз-андезин слагает в слюдах плагиоклазитовые линзы размером от 2-3 см до 2-3 м.

Апатит образует хорошо ограненные белые, желтые, голубоватые или зеленоватые кристаллы, размерами от 0,5 до 3-5 см в поперечнике.

Методами палеотермометрии изучены включения в шести минералах слюдитовых жил - берилле, изумруде, фенаките, хризоберилле, апатите и плагиоклазе. Исследования проводились в лаборатории минералообразующих растворов ВИМСа (Д.Н. Хитаров, Г.И. Соболева, Е.С. Харламов). Нагрев включений осуществлялся в термокамере с нихромовым нагревателем конструкции М.Н. Кандинова. Точность измерения $\pm 5^\circ\text{C}$. Криометрические исследования проведены на установке Е.С. Харламова. С целью обнаружения во включениях фазы жидкой углекислоты перед нагревом препарат охлаждался до температуры 180°C . Точность измерения температур в интервале $(-60^\circ) + (+35^\circ) - \pm 0,1^\circ\text{C}$. Независимо от работ, проведенных в ВИМСе, аналогичные исследования были проведены в Комплексной геологической экспедиции под руководством А.Х. Хакимова. Исследованиям были подвергнуты включения из того же комплекса минералов. Результаты исследований, проведенных в лаборатории ВИМСа и в Комплексной геологической экспедиции, хорошо сопоставимы между собой (фиг. 5).

Для определения химических составов растворов, заключенных в газопо-жидкие включения, были отобраны две пробы берилла, хри-





Фиг. 6. Диаграмма химического состава водных вытяжек из газо-жидких включений в минералах (а, б, в)

1 - берилл белый; 2 - берилл бледно-зеленый; 3 - изумрудная зелень; 3254 - берилл светло-зеленый; 3266-1 - берилл бледно-зеленый, желтоватый; 3267-5 - хризоберилл; 3267-12 - фенакит

зоберилла, фенакита. Объем навески пробы составил 70 г. Пробы анализировали методом трехкратных водных вытяжек в лаборатории минералообразующих растворов ВИМСа под руководством Д.Н. Хитарова и Г.И. Соболевой.

Результаты химических анализов водных вытяжек приведены в табл. 3. Кроме этого, в табл. 3 для сравнения включены результаты анализа водных вытяжек из бериллов и изумрудной зелени по данным Н.И. Кашаева [4].

Табличные данные нанесены на диаграммы (фиг. 6, а, б, в). Почти все фигуративные точки исследуемых минералов группируются в пределах поля диаграммы, соответствующего щелочному составу газо-жидких включений. Исключение составляют ранний бесщелочной берилл (обр. 3254), который в составе включений обнаруживает относительно большие содержания щелочноземельных катионов.

Таблица 3

Результаты анализов водных вытяжек из газовой-жидких включений в ми-

Номер образца	Характеристика образца	Навеска, г	Объем вытяжки, мл	рН		Li ⁺
				дистиллянт	вытяжка	
3254	Берилл светло-зеленый	64,5	200,0	6,55	7,61	
3266-1	Берилл бледно-зеленый, желтоватый	59,0	200,0	6,49	7,50	
3267-5	Хризоберилл	55,4	200,0	7,05	7,55	
3267-12	Фенакит	65,0	200,0	7,55	7,50	
1	Берилл белый					0,0013
2	Берилл бледно-зеленый					0,0012
3	Изумрудная зелень					0,01

Примечание. Результаты анализов приведены к объему вытяжек 200,0 мл; обр. 1, 2, 3 - данные Н.И. Кашаева.

Включения во всех разновидностях берилла и в изумрудной зелени характеризуются преимущественно углекислым составом при сравнительно низком содержании анионов фтора и хлора. Газово-жидкие включения в хризоберилле и фенаките, напротив, характеризуются незначительным содержанием углекислоты и высоким содержанием анионов фтора.

Минералообразующие растворы во всех изученных минералах характеризуются весьма низкой концентрацией солей. На это косвенно указывает также чрезвычайно редко встречающиеся минералы-узонки в газовой-жидких включениях.

Проведенное рассмотрение показывает, что формирование слюдитовых комплексов, включая изумрудно-бериллиевую минерализацию и сопутствующие ей минералы, является процессом, развивающимся вследствие наложения пневматолито-гидротермальных растворов гранитных магм на ультраосновные породы.

Инфильтрация флюидов происходит по разрывным нарушениям на контакте ультрабазитов с основными или средними породами. Основными химическими компонентами раствора являлись калий, литий, рубидий, алюминий, кальций, магний, фтор и вода.

Исходя из парагенетических ассоциаций породообразующих минералов слюдитовых комплексов, основные метасоматические процессы развиваются по ультрабазитам. Здесь выделяется передовая зона метасоматоза, которой соответствуют метасоматические тальк-акти-

нералах

Компоненты, г-экв/объем вытяжки						
K ⁺	Na ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Fe ²⁺ , Fe ³⁺	Σ _{кат}	SO ₄ ²⁻
0,004	0,02	0,02	0,002		0,066	Не обн.
0,026	0,077	0,018	0,008		0,129	Не обн.
0,03	0,048	0,02	0,006		0,104	Не обн.
0,042	0,052	Не обн.	Не обн.		0,094	Не обн.
0,01	0,017	0,0004	0,0004	0,002	0,0311	Сл.
0,014	0,029	0,001	0,002	0,002	0,0492	0,004
0,01	0,025	0,001	0,0006	0,002	0,0486	Сл.

нолитовые и актинолитовые зоны и тыловая зона с соответствующими ей актинолит-флогопитовой и флогопитовой зонами. По амфиболитам, биотит-плагиоклазовым сланцам и диоритам, расположенным на контакте с флогопитовым метасоматитом, в это же время развиваются процессы амфиболитизации, биотитизации и калишпатизации.

Следует еще раз подчеркнуть, что флогопитовая зона (слюдит) развивается только по ультраосновным породам.

Нижний температурный предел действующих растворов устанавливается около 400°C, что соответствует критическим точкам в существенно газовых включениях ранних бериллов и плагиоклазов. К концу первой стадии, когда существенно калиевые растворы начинают постепенно сменяться натриевыми, приурочено начало кристаллизации раннего бесщелочного берилла, а несколько позднее - олигоклаз-андезина.

Границы пневматолита и гидротермальной области растворов устанавливаются по включениям в берилле, апатите, фенаките в районе 350-370°C.

Позднее происходит увеличение окислительного потенциала среды и в раствор поступает значительное количество щелочных элементов и хрома, извлекаемых из ранее образованных минералов. Вместе с тем в растворах увеличивается концентрация углекислоты и фтора. В эту подстадию продолжает образовываться небольшое количество олигоклаз-андезина, хризоберилла и фенакита. Бесщелочные бериллы

Таблица 3 (окончание)

Номер образца	Характеристика образца	Компоненты, г-экв/объем вытяжки				Относительная ошибка, %
		HCO_3^-	Cl^-	F^-	$\Sigma_{\text{ан}}$	
3254	Берилл светло-зеленый	0,044	0,02	0,011	0,075	6,87
3266-1	Берилл бледно-зеленый, желтоватый	0,08	0,018	0,01	0,108	8,66
3267-5	Хризоберилл	0,042	0,027	0,144	0,213	34,38
3267-12	Фенакит	0,034	0,004	0,063	0,101	3,59
1	Берилл белый	0,026	0,002	Сл.	0,028	5,08
2	Берилл бледно-зеленый	0,034	0,011	0,006	0,055	5,77
3	Изумрудная зелень	0,03	0,007	0,003	0,04	9,03

сменяются щелочными. Начинают кристаллизоваться изумруд и апатит.

Несколько позднее изумруда, в пределах подстадии кислотного выщелачивания, происходила кристаллизация плагиоклаза (альбит-олигоклаза), кварца, флюорита. По бериллу развивается комплекс вторичных минералов бериллия - гельвин, миларит, бавенит, бром-мелит. На контакте плагиоклазовых ядер образуется мусковит и маргарит. Непосредственно по средним плагиоклазам развивается агрегат пелитоморфных минералов и соссюрита.

Процесс завершается кристаллизацией карбонатных минералов в ассоциации со сфеном.

ЛИТЕРАТУРА

1. Беус А.А. Геохимия бериллия и генетические типы бериллиевых месторождений. М.: Изд-во АН СССР, 1960.
2. Власов К.А., Кутукова Е.И. Изумрудные копи. М.: Изд-во АН СССР, 1960.
3. Гинзбург А.И. Пневматолито-гидротермальные месторождения бериллия. - В кн.: Геология месторождений редких элементов. М.: Госгеолтехиздат, 1959, вып. 4.
4. Кашаев Н.И. Геохимические признаки изумрудности слюдитов. - Разведка и охрана недр, 1973, № 3.
5. Кудрянова И.И., Заболотная Н.П. Об особенностях проявления грейзенизации в породах различного состава. - Геол. рудн. месторожд., 1966, № 5.
6. Шерстюк А.И. Слюдитовые комплексы и их классификация. - Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1965, ч. 94, № 1.
7. Шерстюк А.И. К вопросу о генезисе слюдитовых комплексов. - Труды Свердлов. геол. ин-та, 1970, вып. 84.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ЭНДОГЕННЫХ ОРЕОЛОВ ИЗУМРУДОНОСНЫХ СЛЮДИТОВ УРАЛА

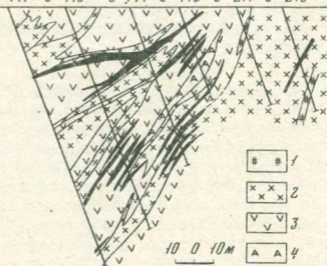
Изучено месторождение, расположенное в северной части Восточно-Уральского поднятия и известное в литературе как Изумрудные Копи [6, 1]. В геологическом строении района принимают участие интенсивно метаморфизованные ультраосновные породы (талкииты, тремолититы, тремолит-талковые, хлорит-талковые породы, серпентиниты), амфиболиты, диориты, в той или иной степени метаморфизованные. Рудные тела представлены слюдами, бериллоносными кварц-плагноклазовыми телами и пегматитами. Породы района месторождения вплоть до слюдитов деформированы, смяты, разлинзованы, интенсивно рассланцованы.

Изумрудоносные биотит-флогопитовые и плагноклаз-биотит-флогопитовые слюдитовые тела относятся к Грейзеновой формации [4], локализуются обычно в пределах поля развития ультраосновных и средних пород, подвергшихся пневматолито-гидротермальному воздействию гранитной интрузии. Изумрудная минерализация пространственно и генетически связана со слюдами. Распределение ее внутри рудных тел крайне неравномерно. Наибольшая концентрация изумруда наблюдается в сложных жилах, в узлах сочленения различно ориентированных слюдитовых тел и в их изгибах. Простые жилы характеризуются более низким содержанием изумруда. В настоящее время в пределах Изумрудных Копей известно более десятков месторождений и проявлений изумрудной минерализации.

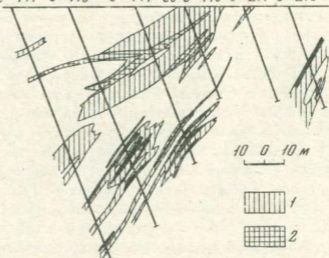
Первичные ореолы изумрудоносных слюдитов в пределах Изумрудных Копей изучали с целью выявления возможности использования ореолов при поисках скрытого оруденения и для оценки перспектив глубоких горизонтов и флангов известных месторождений.

Эндогенные геохимические ореолы изучались по вертикальным разрезам, ориентированным вкрест простирания рудных тел. На каждом месторождении был опробован керн буровых скважин по трем профилям, пересекающим рудную зону месторождения. На фиг. 1 (см. вкладку) показано положение изученных профилей по одному из исследованных месторождений. В процессе работы отбирались штучные пробы с расстоянием между точками отбора проб в среднем 10 м. Отобранные пробы анализировались в лаборатории геолого-геохимической экспедиции ИМГРЭ полуколичественным или приближенно-количественным спектральным методом на бериллий, хром, титан, медь, молибден, цинк, олово, свинец, барий, бор, ванадий, кобальт, никель, вольфрам, мышьяк, скандий, литий, таллий, германий, фосфор; спектральным количественным — на фтор и методом фотометрии пламени — на литий, рубидий, цезий, калий, натрий. Все расчеты, в том числе определение фоновых и минимально-аномальных содержаний, выполнялись раздельно для двух групп пород.

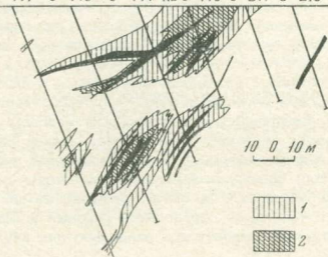
а
6-147 C-145 C-144 C-143 C-217 C-216

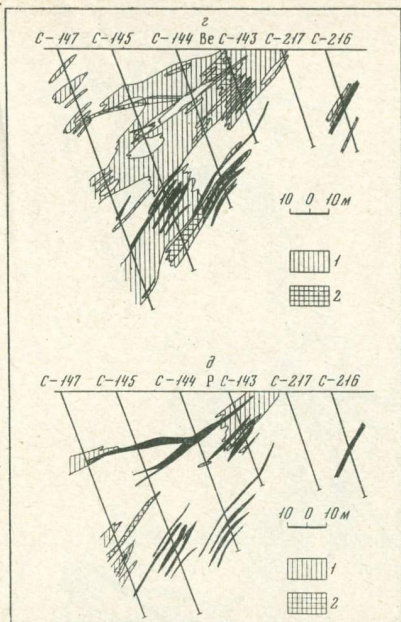


б
C-147 C-145 C-144 Cs C-143 C-217 C-216



в
C-147 C-145 C-144 Rb C-143 C-217 C-216



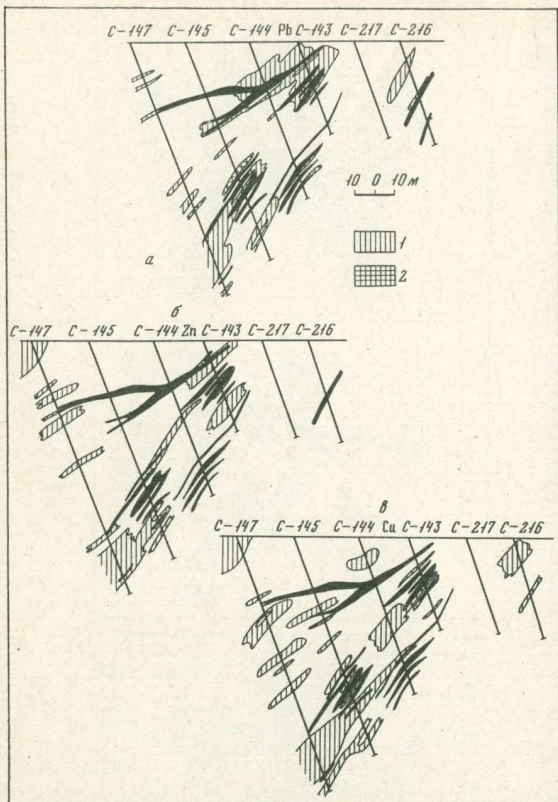


Фиг. 2. Схематический геологический разрез и первичные геохимические ореолы привноса по разрезу I-I месторождения № 3. Черным везде показаны слюдиты.

a. 1 - плагиоклазиты, 2 - диориты, 3 - серпентиниты, 4 - амфиболиты; *б.* 1 - 100-1000 г/т, 2 - > 1000 г/т; *в.* 1 - 100-1000 г/т, 2 - > 1000 г/т; *г.* 1 - 10-100 г/т, 2 - > 100 г/т; *д.* 1 - 1000-3000 г/т, 2 - > 3000 г/т

1. Гипербазиты и породы, сформировавшиеся за счет их изменения (серпентиниты, талькиты, хлорит-тремолитовые породы).

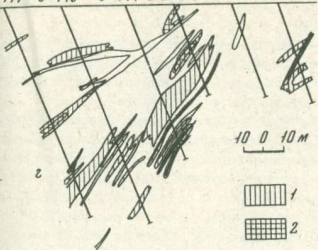
2. Амфиболиты, диориты и их метасоматические производные, (хлоритовые породы, тремолит-хлоритовые породы, тальк-тремолит-актинолитовые). Результаты геохимического опробования представ-



Фиг. 3. Первичные геохимические ореолы выноса и ореолы отношений групп элементов индикаторов по разрезу I-I месторождения № 3. Черным везде показаны слюдиты

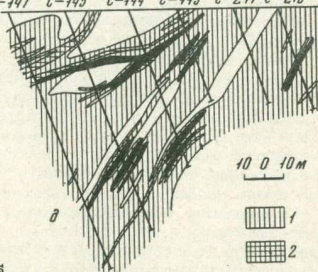
a, 1 - 3-20 г/т, 2 - > 20 г/т; *б*, 1 - > 175 г/т; *в*, 1 - 50-150 г/т; *г*, 1 - 15-50 г/т, 2 - > 50 г/т; *д*, 1 - $n \cdot 10^{-1}$ - $n \cdot 10^2$; 2 - $> n \cdot 10^2$; *е*, 1 - $n \cdot 10^6$ - $n \cdot 10^8$, 2 - $> n \cdot 10^8$

C-147 C-145 C-144 B C-143 C-27 C-216



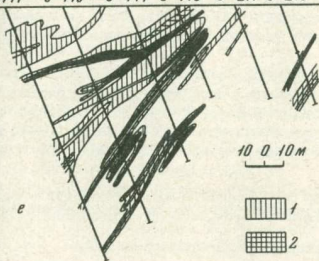
Pb·Zn·Ti
Cu·Cr·Mo

C-147 C-145 C-144 C-143 C-217 C-216



K·Li·Rb·Cs
Cu·Cr·Mo·B

C-147 C-145 C-144 C-143 C-217 C-216



лены наиболее наглядным способом — путем построения ореолов — изображения распределений содержаний элементов в виде линий равных содержаний на основе геологических разрезов месторождения (фиг. 2).

Внешний контур моноэлементных ореолов определялся значением минимального аномального. Поля более высоких концентраций элементов-индикаторов оконтуривались по содержаниям, превышающим минимально-аномальные значения в три раза.

Геохимическая общность всех изученных месторождений прежде всего выразилась в едином элементном составе ореолов. Общей закономерностью для изученных месторождений является рассеивание элементов-индикаторов в породобразующих минералах. По характеру распределения химических элементов в околорудном пространстве выделены ореолы привноса и ореолы выноса. Повышенные концентрации элементов вблизи рудных тел отмечены для ореолов калия, рубидия, цезия, фтора, фосфора (см. фиг. 2). Ореолы выноса характерны для магния, титана, хрома, никеля, кобальта, меди, бария, молибдена, бора, ванадия, цинка, свинца, олова, вольфрама, серебра (фиг. 3).

Ореолы калия, рубидия, цезия, фтора по форме, размерам и интенсивности напоминают ореолы лития (см. фиг. 2, Cs, Rb).

Ореолы натрия по своему характеру существенно отличаются от ореолов калия и редких щелочей. Наряду с ореолами привноса вокруг многих рудных тел выявляются зоны выноса натрия.

Наиболее важной в практическом отношении закономерностью, выявленной проведенными исследованиями, является установление зональности эндогенных ореолов по направлению движения рудоносных растворов (осевая зональность) [3], которая может быть использована для оценки уровня вскрытия рудного тела и его ореолов.

Геохимические аномалии выделяются более контрастно по комплексу элементов, занимающих одинаковое положение в околорудном пространстве, чем по каждому элементу в отдельности. Такие ореолы превосходят моноэлементные по размерам и интенсивности [2, 5].

Для наглядного отображения зональности в расположении комплексных ореолов в околорудном пространстве были построены графики распределения средних величин индикаторных отношений групп элементов.

В числителе отношений взяты элементы, для которых характерно преимущественное накопление в надрудных частях ореолов (калий, литий, рубидий, титан, цезий, свинец, цинк). В знаменателе — элементы, характерные для подрудных частей ореолов (медь, хром, молибден, бор). Для изученного месторождения были вычислены следующие отношения:

$$\frac{\text{свинец} + \text{цинк} + \text{титан}}{\text{медь} + \text{хром} + \text{молибден}} \text{ и } \frac{\text{калий} + \text{литий} + \text{рубидий} + \text{цезий}}{\text{медь} + \text{хром} + \text{молибден} + \text{бор}}$$

по которым были построены графики, данные на фиг. 3.

Из сопоставления моноэлементных и суммарных ореолов устанавливается, что суммарные ореолы резко превосходят по ширине и контрастности ореолы моноэлементные. В общем случае суммарные ореолы более широкие и контрастные, что обеспечивает большую надежность их практического использования.

Анализ зональности геохимических ореолов на изученных месторождениях может служить поисковым признаком. В частности, наличие относительно контрастных суммарных ореолов в западной части месторождения, разрезы по которому приведены в качестве иллюстрации (см. фиг. 2, 3), позволяет предположить существование еще одной рудной зоны на его западном фланге.

ЛИТЕРАТУРА:

1. Власов К.А., Кутукова Е.И., Гинзбург А.И. Изумрудные Копи. М.: Изд-во АН СССР, 1960.
2. Григорян С.В., Минакова Г.Э. О практическом значении эндогенных ореолов гидротермальных месторождений. – В кн.: Геохимические и геофизические методы поисков скрытых месторождений. Прага, 1968.
3. Григорян С.В. Первичные геохимические ореолы гидротермальных месторождений, методы их изучения и практическое использование. Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук, 1971.
4. Киевленко Е.Я., Сенкевич Н.Н., Гаврилов А.П. Геология месторождений драгоценных камней. М.: Недра, 1974.
5. Соловов А.П. Параметры первичного ореола эндогенного месторождения. – Геол. рудн. месторожд., 1966, № 3.
6. Ферсман А.Е. Происхождение Изумрудных Копей на Урале. – Докл. АН СССР, 1925, № 46.

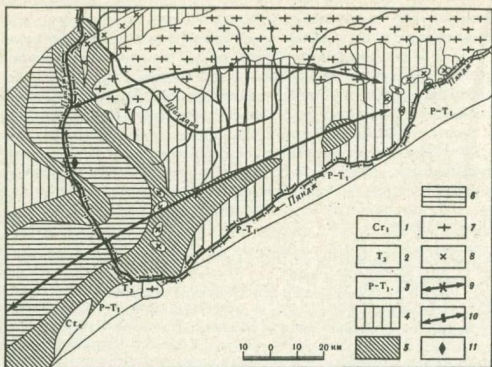
Т. А. КОЛЕСНИКОВА

БЛАГОРОДНАЯ ШПИНЕЛЬ, КЛИНОГУМИТ И МАНАССЕЙТ МЕСТОРОЖДЕНИЯ КУХИЛАЛ (ПАМИР)

ШПИНЕЛЬ И КЛИНОГУМИТ

Единственное в СССР месторождение благородной шпинели Кухилал находится на Юго-Западном Памире, на правом борту р. Пяндж, в междуречье Дарай-Сист – Дарай-Кухилал. Участок месторождения приурочен к юго-западному крылу Шахдаринского синклиория, который является структурным элементом меньшего порядка крупного Ваханского антиклиория (фиг. 1).

Кухилал лежит в основании Ваханской кристаллической серии докембрийского возраста [16]. Породы, слагающие месторождение, относятся к метаморфическому комплексу горанской свиты и представлены тeneвыми мигматитами и существенно магнетитовыми

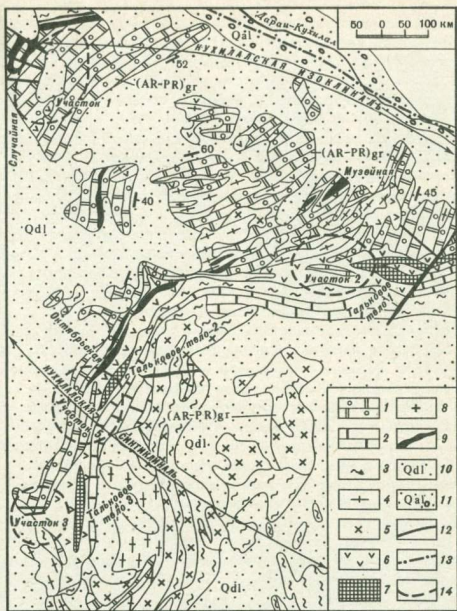


Фиг. 1. Схематическая геологическая карта Юго-Западного Памира

1 - нижний мел, 2 - верхний триас, 3 - пермо-триас нерасчлененный; ваханская кристаллическая серия докембрия: 4 - шугнанская, врангская, друмдаринская свиты; 5 - хорогская и даршайская свиты, 6 - горанская свита; 7 - гранитоиды мезокайнозойского возраста; 8 - гранитоиды-анатектиты; 9 - Ваханский антиклинорий; 10 - Шугнанский синклиорий; 11 - месторождение Кухилал

мраморами. Изверженные породы имеют резко подчиненное значение и образуют маломощные тела - согласные, домигматитовые амфиболиты и секущие более молодые пегматиты (фиг. 2).

Месторождение разрабатывалось с IX в. [4, 5], о чем свидетельствуют свыше 400 древних выработок. Судьба месторождения часто зависела от внешних политических событий, так как оно представляло большой соблазн для соседей [10]. В 1822 г. Бадахшан захватил правитель Кундуза, и за отказ горняков трудиться бесплатно все их поколение было выселено им в Кундузские долота, где люди погибли в лишениях и голоде [3, 8]. Ни схем древних выработок, ни описаний "секрета" работ не сохранилось. А они, несомненно, были, так как установлено [5], что еще тысячу лет назад горняки пользовались магнитной стрелкой и набором поисковых признаков, что обусловило высокую культуру работ на участке 2 (см. фиг. 2). Тысячелетний опыт оказался утраченным. Поэтому выработки XIX в. имели в основном поисковый характер и задавались нередко там, где трудно было ожидать успеха. Окончательно прекратились работы на месторождении в конце прошлого столетия, также вероятно, по политическим причинам.

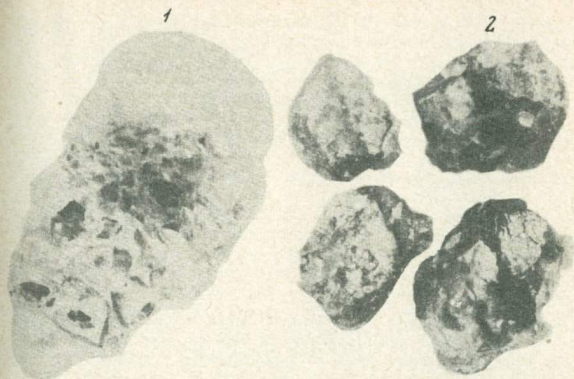


Фиг. 2. Схематическая геологическая карта месторождения Кухал (по Я.А. Гуревичу, 1972)

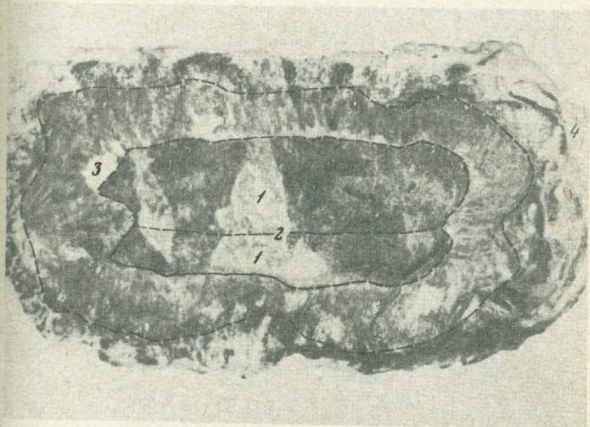
Докембрий, ваханская серия, горанская свита: 1 – существенно магнетитовые мраморы; 2 – существенно доломитовые мраморы; 3 – теньевые мигматиты. Протерозойский интрузивный комплекс: 4 – плагиограниты; 5 – аплитовидные граниты; 6 – энстатитовые скарны; 7 – тальковые и амфибол-тальковые тела; 8 – пегматиты; 9 – дравит-нигринсодержащие пегматиты. Четвертичная система: 10 – делювиальные отложения; 11 – алювиальные отложения. Тектонические нарушения: 12 – достоверные; 13 – предполагаемые под более молодыми отложениями; 14 – контуры участков концентрации ювелирной шпинели и групп древних выработок

Большинство сохранившихся письменных сведений о месторождении имеют общий или коммерческий характер. Единственное научное описание копей Кухилала принадлежит минералогу XI в. Ал-Беруни [1]. В нем дана конкретная и образная характеристика смены пород при приближении к участкам шпинелевой минерализации в продуктивных форстеритовых скарнах, т.е. Ал-Беруни указывает на прямые и косвенные поисковые признаки. Однако терминология современной науки, основанная на традициях греческой школы, не соответствует персидской, которой пользовался средневековый ученый. Без специальных исследований невозможно было бы установить, что "белый камень с слабым синим оттенком" — магнезиальный кальцифир, "шириста" — серпентинизированный форстеритовый скарн, "порода для бус" — хризотил, "магал" — манеситовые агрегаты, а "правильно расположенные в нем куски", похожие "на разломленный плод граната", — осколки шпинелевых кристаллов, замешанные по трещинкам на белый манесит.

При поисках месторождений шпинели пришлось заново разрабатывать поисковые признаки благородной шпинели. Наличие кристаллов шпинели в коренном залегании и обломков со шпинелью и клиногумитом в делювии и обнаружение древних выработок не могут служить таковыми, так как древние выработки могут иметь чисто поисковый характер и проходить в бесперспективных участках, а шпинель в мраморах горанской свиты — обычный породообразующий минерал и почти всегда имеет вид кристаллов — октаэдров, а в форстеритовых и форстерит-магнезитовых скарнах она обнаруживается только в сильно трещиноватых кристаллах. Более того, сочетания хрупкой шпинели с вязким форстеритовым или форстерит-магнезитовым скарном губительно сказывается на ее качествах при характерных для месторождения тектонических деформациях. Искать в таких ассоциациях ювелирную благородную шпинель бесполезно. Подобные находки представляют только минералогический интерес. Ведь ювелирную промышленность интересует не минерал шпинель, а лишь те ее индивиды и их агрегаты, которые являются носителями необходимых для промышленности свойств, удовлетворяющих техническим условиям, и именно особенности таких тел, а не просто веществ, определяют области их промышленного применения, качество и стоимость [7]. Какова будет их внешняя форма не имеет значения. Немаловажным является и доступный в современных условиях способ обогащения таких индивидов. До сих пор не разработан дешевый и приемлемый способ извлечения шпинели из твердых пород, хотя известно, что шпинель извлекалась из рыхлых "магалов" и обогащалась на месте [1]. Это казалось фантастичным до тех пор, пока в 1970 г. штольней на участке 5 не были подсечены подобные породы, в которых благородная шпинель имела вид кривоугольных кристаллов и осколков с матовыми поверхностями и обогащалась вручную у забоя, так как буквально вываливалась из гнезд (фиг. 3). К этому же типу принадлежат кристаллы шпинели с ке-лифитовой оболочкой (фиг. 4), состоящей из концентрических зон

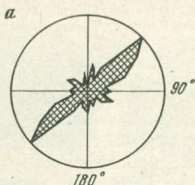


Фиг. 3. Магал : 1 - незамешенные осколки благородной шпинели, 2 - манассеит; осколки и кривогранные кристаллы шпинели из манассеитового гнезда

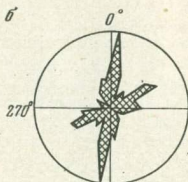


Фиг. 4. Шпинель в келифитовой оболочке

1 - частично растворенный двойник шпинели по $[111]$; 2 - двойниковый шов по $[111]$; 3 - антигорит; 4 - хлорит. Увел. 6. Напылено хлористым аммонием



Фиг. 5. Диаграмма трещиноватости мраморов месторождения Кухилал на участках 1 (а) и 2 (б)



антигорита и хлорита; такая шпинель почти всегда лишена трещин. Кристаллы имеют вид приплюснутых шариков, обросших чешуйками хлорита, и внешне ничем не примечательны. Очевидно, при образовании таких индивидов благородной шпинели имела место специфическая обстановка.

В пределах изученного автором участка (участок 2, см. фиг. 2) находится около ста древних выработок. Крупнейшая, № 410, известная с 856 г. н.э. под именем Наунулун' лал [5, 1], имеет пять этажей. Верхний и нижний этажи засыпаны и потому не изучались. Общая исследованная протяженность около 2 км. Исследовались также выработки групп А и Б, расположенные ниже нее; в них было видно распространение продуктивных скарнов по вертикали. Суммарная мощность скарнов ~400 м.

Шпинель-форстеритовые скарны на Кухилале генетически связаны с магнетитовыми мраморами, которые слагают два пласта: Кухилалский мощностью 500 м и Верхний мощностью 44 м. Огромная мощность Кухилалского пласта (500 м) объясняется существованием одной [8] или серии [14] лежащих изоклиналильных складок субширотного простирания с ядром в районе участка 2. В пользу предполагаемого замыкания структуры говорит расположение характерных трещин на участках 1 и 2 (фиг. 5). Это же намечается в субмеридиональных разрезах по скважинам, пробуренным с поверхности на участке 2. Изоклиналиная складка осложнена Кухилалской синклиналию по центриклиналиному замыканию слоев (см. фиг. 2). Она лучше всего вырисовывается в верхнем крыле изоклиналиной складки. Мульдовая часть синклинали находится между II и III тальковыми телами на участке 5 (см. фиг. 2), ее шарнир имеет достаточно крутое погружение на юго-восток.

Некоторые исследователи считают, что шпинель-форстеритовые скарны Кухилала имеют преимущественное развитие в ядре изоклиналиной складки [8]. Такое предположение справедливо для участка 2. Однако в последние годы на месторождении выявлен еще один перспективный участок 5, перекрытый с поверхности чехлом

деловиальных отложений мощностью 40 м и потому не обработанный рудознатцами. Он был обнаружен при бурении скв. 7 в районе II талькового тела. Этот участок так же, как и участок 2, приурочен к бывшей (до изоклиальной складчатости) подошве кухилалских мраморов; но скарнообразование в его пределах нельзя объяснить ни ядром изоклинали, так как участок 5 расположен на значительном удалении от него к югу, ни контактом мраморов с алюмосиликатными породами, так как продуктивные скарны со шпинелью и клиногумитом в кровле изоклинали имеют прерывистый характер.

Тем не менее для участков 2 и 5 характерны принципиально общие черты. Шпинель-форстеритовые скарны на месторождении образовались вследствие региональной мигматизации в мраморах в амфиболитовую фацию регионального метаморфизма [6]. Время проявления мигматизации совпадает с периодом формирования вышележащей хорогской свиты, которая в последние годы рассматривается рядом исследователей как комплекс метаморфизованных глубинных ортопород [9]. Останец гнейсов хорогской свиты залегает в ядре синклинального прогиба в верховьях р. Даран-Кухилал, за пределами месторождения.

Наиболее интенсивная мигматизация проявляется при следующих условиях: а) в сложных зонах смятия — ядрах антиклинальных (изоклиальных) складок; б) в зонах сжатия синклиналей, имеющих крутое погружение шарнира; в) если те и другие осложнены трещинами отслоения, опережающими их дизъюнктивами, будинажем, более мелкой складчатостью и т.д.; г) если к тому же присутствует перекрывающий горизонт экранирующих пород [15, 20].

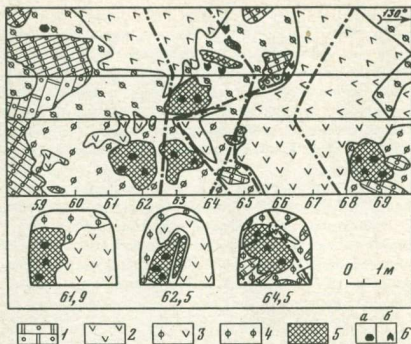
В соответствии с этим наиболее интенсивная мигматизация на Кухилале должна иметь место на участках 2 и 5:

1) на участке 2 находится ядро изоклинали (или ядра изоклиналей), а на участке 5 — мульда синклинали с крутым погружением шарнира;

2) в пределах обоих участков мраморы осложнены послойными трещинами отслоения, будинажем, складками 4-го порядка (по В.П. Булину), кроме того, на участке 5, в штольне (интервал 40–60 м), вырисовывается довольно пологая антиклинальная складка с замком в интервале 44–48 м, которая также осложняет синклинальную структуру;

3) на участке 2 известна пегматитовая жила "Музейная", а на участке 5 — "Октябрьская" (см. фиг. 2), для которых характерна дравит-нигриновая минерализация; обе приурочены к дизъюнктивным структурам в мраморах и образовались после регрессивного этапа скарнообразования на заключительных стадиях мигматизации в период гистерогенного преобразования скарнов;

4) оба участка приурочены к верхнему крылу изоклинали, где известна протяженная (2 км) зона водонепроницаемых пород: энстатитовых скарнов, тальковых тел I, II, III (см. фиг. 2) и амфиболитов (4 тела) в бровке Систского обрыва южной части месторожде-



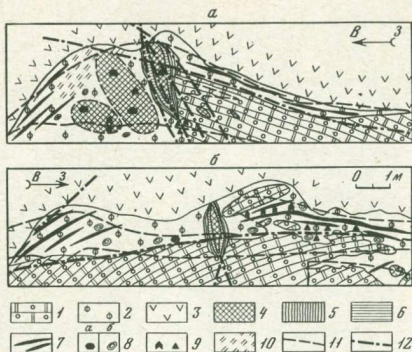
Фиг. 6. Участок № 5. Зарисовка шт. 1 в интервале 58–70 м:

1 – магнезиальный кальцифир; 2 – энстатитовый скарн; 3 – форстерит-энстатитовый скарн; 4 – форстеритовый скарн серпентинизированный; 5 – лизардит-хлоритовые скопления; 6 – участки концентрации: а – ювелирной шпинели, б – ювелирного клиногумита

ния. Эти породы перекрывают форстеритовые скарны, т.е. играют роль экрана, и, как выяснилось, входят в ряд зональности (сверху вниз): энстатитовые скарны (их оталькованные и флогопитизированные разновидности, талькиты) → форстеритовые скарны → белые магнезиальные кальцифиры. Однако на месторождении, в том числе и на участках 2 и 5, известны форстеритовые скарны, не входящие в такой ряд зональности, а залегающие среди серых мраморов.

Форстеритовые скарны условно можно разделить на скарны I и II типа.

Серые мраморы, среди которых залегают форстеритовые скарны I типа, характерны для большей части Кухилалского пласта и, в частности, для участков 1 (карьер 1) и 2 (выработка № 410: Зал Главного входа, Круг и др.). На участке 1 они образуют подвернутое крыло изоклинали, а на участке 2 залегают над зоной продуктивных форстеритовых скарнов в интервале 2864–2880 м и падают на север-северо-восток. Для этих мраморов характерны блокирование, структуры будинажа, бугристые поверхности выщелачивания и минерализация шпинелью, клиногумитом, несерпентинизированным форстеритом и окисленным до гематита пиритом. Форстеритовые скарны I типа, залегающие в серых мраморах, приурочены к системе послонных трещин, часто ветвятся, прерываются. Отмечается повышенная концентрация выклинивающихся скарновых тел в местах подворота изоклиальной складки, локализующихся в



Фиг. 7. Зарисовка древней выработки 410 (горизонт 2854 м, северо-западная часть), участок 2

а - Красивый зал, северная стенка, *б* - Карманчик и Рукавичка - южные стенки; 1 - магнезиальный кальцифир; 2 - форстеритовый скарн серпентинизированный; 3 - энстатитовый скарн; 4 - лизардит-хлоритовые скопления; 5 - хризотил и гидротальк; 6 - хризотил-асбест; 7 - полосчато-вкрапленная шпинель; 8 - участки концентрации ювелирной шпинели: *а* - осколки и кривогранные кристаллы, *б* - шпинель в келифитовой оболочке; 9 - участки концентрации ювелирного клиногумита; 10 - флогопитизация; 11 - контуры выработок; 12 - тектонические нарушения

трещинах отрыва. Скарны I типа маломощны (до 0,5 м). Для них характерна полосчато-вкрапленная текстура и пойкилитовая или гранобластовая структура. Минеральный состав следующий: форстерит, графит, клиногумит, шпинель (в скарнах с пойкилитовой структурой). Шпинель встречается в симметрично развитых октаэдрах, двойниках и сростках по [111] (см. фиг. 4); размер не более 2 см. Кристаллы шпинели интенсивно трещиноваты, так как скарны расланцованы уже после образования шпинели, причем трещинки сланцеватости и крупные трещинки в кристаллах совпадают. Ювелирные разновидности шпинели и клиногумита обнаруживаются исключительно редко, и только в лизардитовых скоплениях ювелирная шпинель всегда покрыта келифитовой оболочкой, состоящей из антигорита и хлорита (см. фиг. 3), и сохраняется благодаря ей и наличию двойниковых швов по [111] для которых характерно наиболее сильное межкомное сцепление и наивысшее сопротивление хрупким деформациям. На благородную шпинель и клиногумит форстеритовые скарны I типа неперспективны.



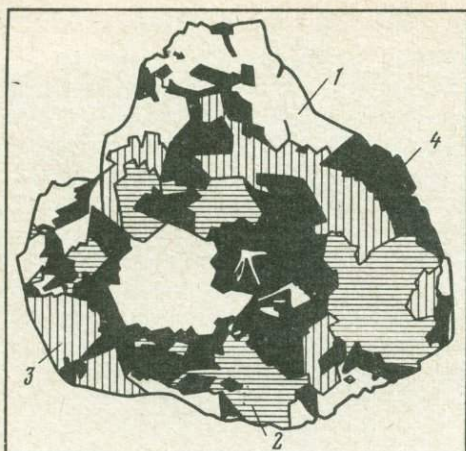
Фиг. 8. Клиногумитовый (1) занорыш с радиально-лучистым агрегатом арагонита (2) и таблитчатыми кристаллами брусита (3). Увел. 24. Напылено хлористым аммонием



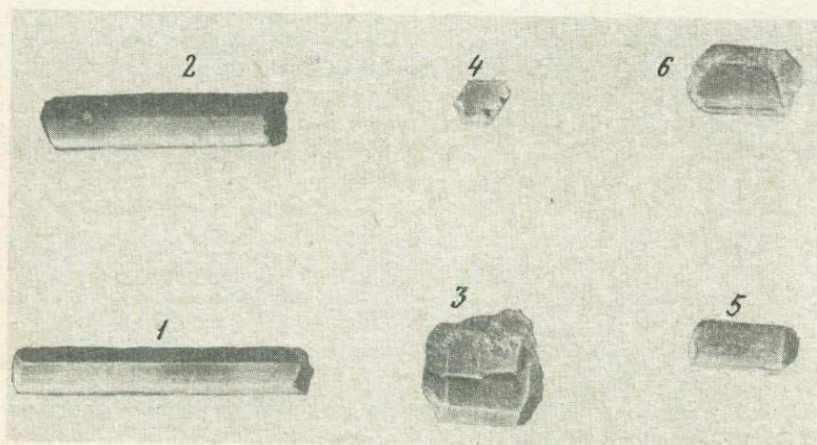
Фиг. 9. Кубооктаэдр пирита – индикаторы продуктивных форстеритовых скарнов с ювелирной шпинелью. Увел. 8. Напылено хлористым аммонием

Белые кальцифилы, входящие в ряд зональности: кальцифир — форстеритовый скарн + энстатитовый скарн, характерны для горизонта 2820–2855 м участка 2 и интервала 40–60 м штольни на участке 5. Они имеют халцедоновидный облик; минерализованы шпинелью, клиногумитом и форстеритом. Но в отличие от серых мраморов форстерит в кальцифирах в значительной степени серпентинизирован. В гипергенных условиях он выщелачивается, и кальцифилы приобретают характерную кавернозную структуру: пирит в них отмечается только в скоплениях серпентинизированного форстерита. Кроме того, белые кальцифилы насыщены нигрином (до 1%). Реликты этих кальцифилов часто отмечаются в форстеритовых скарнах, которые они подстилают, что свидетельствует о существовавшей в них в доскарновый период зоны дробления, а в участках сжатия кальцифилов — сколовых трещин (фиг. 6).

Форстеритовые скарны II типа, залегающие над белыми кальцифирами, характерны для участка 2 (см. фиг. 6, выработка № 410: Красивый зал, Дворец Наунулун' лала, Карманчик и др.) и для участка 5 (штольня, интервал 59–70 м) (фиг. 7, а, б). Они всегда перекрываются энстатитовыми скарнами, в той или иной степени оталькованными, и имеют форму искаженных дуг, изогнутых залежей неправильной формы, карманчиков. Мощность до 15 м. Форстерит представлен сильно растворенными бесцветными и прозрачными индивидами (фиг. 8), так как интенсивно замещен на клиногумит и агрегаты минералов серпентина в ассоциации с кристаллами бесцветного безжелезистого хлорита и брусита. Клиногумит и шпинель ювелирного качества приурочены к рыхлым лизардитовым и лизардит-хризотиловым агрегатам. Клиногумит обнаруживается в отдельных псевдотетраэдрах и полисинтетических двойниках (размером до 10 см) и в агрегатах. В последних часто отмечаются занорыши с нарощими на грани клиногумита кристаллами призматического доломита, апатита, брусита и сноповидными агрегатами арагонита (фиг. 9). Шпинель имеет вид октаэдров и двойников по [111], сильно уплощенных по [111], реже встречается в комбинациях октаэдров с ромбододекаэдрами, усложненными двойниковыми пластинками. Эти формы свидетельствуют о достаточно сложных условиях в период их роста [19]. Размер кристаллов шпинели достигает 28 см. Крупные кристаллы никогда не бывают целыми и прозрачными. Растрескавшиеся при тектонических деформациях, они замещаются на манассеит с образованием полных псевдоморфов в участках наибольшего сгущения трещин [12]. Целые осколки отлично сохраняются (см. фиг. 3). Реже встречаются кривогранные кристаллы размером до 3 см, окруженные оболочкой из гидроталькита. Индивиды шпинели ювелирного качества всегда частично растворены и имеют матовую поверхность. С клиногумитом и реже со шпинелью и форстеритом ассоциирует нигрин, который никогда не отмечается в форстеритовых скарнах I типа. Форстеритовые скарны II типа перспективны на благородную шпинель и клиногумит.



Фиг. 10. Форстеритовый
скарн I типа
1 - форстерит; 2 - шпидель;
3 - клиногумит; 4 -
графит



Фиг. 11. Типоморфные кристаллы дравита и нигрина

1-2 - дравит: 1 - жила "Музейная", 2 - жила "Октябрьская";
3-6 - нигрин: 3 - жила "Музейная", 4 - жила "Октябрьская", 5 -
участок 2, 6 - участок 5. Увел. 2. Напылено хлористым аммонием

Характерно наличие в форстеритовых скарнах II типа клиногумитовых занорышей, серпентинита, хлоритов, бруситов и других гидроксилсодержащих минералов. Интересно, что даже клиногумит в них представлен своей $Ti-OH$ -содержащей разностью - титанклиногумитом, в образовании которого на Кухилале ведущая роль принадлежит гидроксилу. При недостатке в системе фтора и избытке гидроксила оказался возможным гетеровалентный изоморфизм Mg на Ti . Высокая насыщенность системы летучими компонентами объясняется наличием энстатитового экрана. Мощная серпентинизация

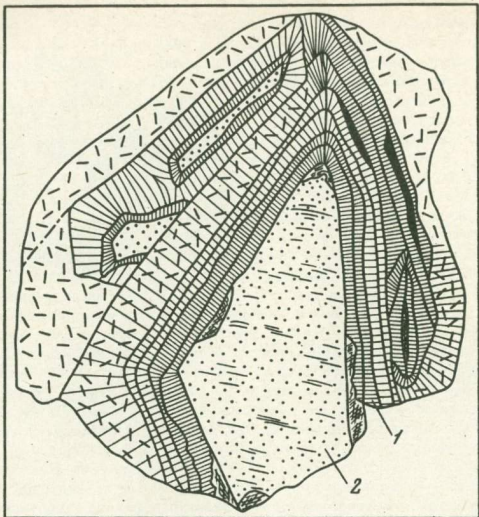
форстеритовых скарнов под ними явилась необходимой и решающей для сохранения ювелирных шпинели и клиногумита, так как именно рыхлые лизардитовые, лизардит-хризотилитовые и лизардит-хлоритовые агрегаты защитили хрупкие самоцветы при проявлениях тектонической деятельности в пределах Кухилала после регрессивного скарнового этапа.

В процессе серпентинизации происходило резкое увеличение объема [2] и искажение формы форстеритовых скарнов. В перекрывающих их энстатитовых скарнах возникли складки разбухания — своеобразные купола, за счет чего в большинстве случаев энстатитовые скарны приобрели сводовую трещиноватость, а их оталькованные разности — плоччатость. Примером может служить любой из залов выработки 410 на участке 2. Однако, если до гидратации по энстатитовым скарнам проходила зона дробления, ожидать под ними продуктивных скарнов не следует. Энстатитовые скарны в таких участках будут преобразованы в энстатит-тремолит-шпинель-клиногумитовые с полосчатой текстурой. Характерно, что многие поисковые и разведочные древние выработки задавались в энстатитовых скарнах и проходились с небольшим уклоном вниз. Если через 3–4 м породы не сменялись на форстеритовые, выработку не продолжали. Если велись разведочные работы, выработки в форстеритовых скарнах проходились до тех пор, пока в забое не появлялся энстатитовый скарн. В отвалах выработок разведочного типа всегда можно обнаружить обломки серпентинизированного форстеритового скарна II типа в ассоциации со шпинелью в келифитовой оболочке, апатитом, псевдотетраэдрами титанклиногумита, кристаллами нигрина, кубооктаэдрами или скрученными индивидами пирита обязательно в черной пленке гематита. В отвалах выработок поискового типа шпинель и клиногумит встречаются в плотных форстеритовых скарнах I типа с заметным количеством графита (до 20%), иногда среди него (фиг. 10); образцы с серпентином — очень редкая находка, с ним ассоциирует пирит только кубической формы.

Гидратация на месторождении была генетически связана с образованием дравитовых нигринсодержащих пегматитов, о чем свидетельствуют характерные желтые окраски дравитов и титанклиногумитов и наличие в них нигрина (фиг. 11); нигрин из пегматитов содержит 12% Nb, 5% Ta, а нигрин из форстеритовых скарнов — 10% Nb, 2% Ta (по данным рентгеноспектрального анализа).

МАНАССЕИТ

О нахождении знаменитой кухилалской шпинели в ассоциации с манассеитом писал еще гениальный Беруни: "...Лал находят в оболочке из белого камня, похожего на горный [снег]. Название оболочки вместе с тем, что в ней — магал. Они сильно различаются по величине. Находят величиной от ореха до дыни... Когда снимают оболочку, находят драгоценный камень в виде одного куска — и это



Фиг. 12. Замещение осколка шпинели (2) манассеитом (1) с суб-параллельной ориентировкой листочков, нормальных к контурам поверхностей осколка. Увел. 32

самая ценная находка – или же в виде правильно расположенных зерен, подобно расположению зерен граната в его коже. Зерна также сильно различаются по величине ...” [1, с. 76].

Манассеит – $Mg_6Al_2[(OH)_{16}CO_3] \cdot 4H_2O$ – исключительно редкий минерал из группы пироаурита [13, 21]. Предыдущими исследователями установлено, что все известные в настоящее время образцы манассеита не однородны, а являются тесными закономерными прорастаниями (или сростаниями) с гидротальцитом [2, 5, 6], шегренитом [2, 9], гиббситом [2] или с серпентином [11, 17, 18, 23].

Индивидуализированный манассеит установлен автором в 1971 г. в шпинель-форстеритовых скарнах месторождения Кухилал (Юго-Западный Памир). Площадь месторождения сложена глубокометаморфизованными породами горанской свиты, в разрезе которой преобладают мигматизированные гнейсы и минерализованные мраморы [14]. Шпинель-форстеритовые скарны приурочены к пласту магне-

Таблица 1

Оптические константы манассеита и гидроталькита

Минерал, месторождение	n_o	n_c
Манассеит снежно-белый; Кухилал *	1,522	1,509
Манассеит нежно-розовый; Кухилал *	1,526	1,512
Манассеит; Снарум, Норвегия	1,524	1,510
Гидроталькит; Снарум, Норвегия	1,511	1,495

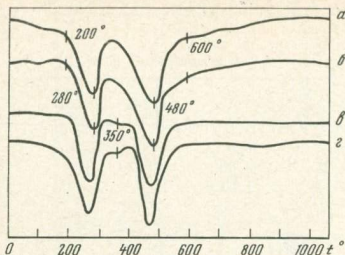
*Данные автора, желтый свет.

зитовых мраморов, смятых в крупную синклиналиную складку северо-западного простираения с обилием разрывных нарушений, и отмечаются на контакте аплитовидных гранитов и пегматитов с этими мраморами в зонах дробления последних. Текстура шпинель-форстеритовых скарнов – массивная, прожилковая, неясно- и отчетливо-зональная. Структуры – брекчиевидная, гранобластовая, пойкилитовая и замещения. Минералы, слагающие их, типичны для формации магнезиальных скарнов: форстерит, шпинель, минералы группы гумита, графит, флогопит.

Манассеит обнаружен в крупных линзах серпентинизированного форстерита вблизи контакта с энстатитовым скарном. Он слагает гнезда угловатых очертаний до 30 см в поперечнике, которые усеяны угловатыми осколками яркой сиренево-розовой шпинели. В местах наиболее ослабленных зон и наибольшего сгущения трещин при интенсивном брекчировании и перетирании скарнов образовались рыхлые скопления манассеита. В слаботрещиноватых и более стабильных в тектоническом отношении участках образовался прочный розовый манассеит, имеющий подобный цвет от незамещенных реликтов сиренево-розовой шпинели.

Макроскопически выделяются две разновидности манассеита – рыхлая, снежно-белая и плотная, нежно-розовая. Первая – мягче, а вторая – тверже 2. Блеск – матовый с перламутровым отливом. На ощупь – жирный, талькоподобный. Обнаруживает совершенную спайность в одном направлении.

Под микроскопом в проходящем свете манассеит бесцветен. В скрещенных николях обнаруживает прямое угасание и золотистый оттенок. Имеет по отношению к шпинели структуру замещения. Листочки манассеита, обрастающие осколки шпинели, ориентируются нормально по отношению к их контурам, образуя вокруг осколков



Фиг. 13. Кривые нагревания

a - розовый манассеит (Кухилал); *б* - белый манассеит (Кухилал); *в* - манассеит (Норвегия [22]); *г* - гидроталькит (Якутия)

концентрическую зональность, которая заметна даже в случае полных псевдоморфоз по шпинели (фиг. 12).

Показатели преломления (табл. 1) манассеита, измеренные методом кольцевого экранирования, аналогичны манассеиту из месторождения Снарума (Норвегия) [23]. По сравнению с гидроталькитом, манассеит имеет более высокие показатели преломления, что считается его важным отличительным свойством [13].

Количественным спектральным анализом, проведенным в спектральной лаборатории САИГИМС И. Сегал, были установлены (в %): Fe 0,1-0,3; Si 0,03-0,06; V 0,01; Ti 0,003-0,006; Cr 0,006; Mn, Mo, Cu и Ca 0,001. Для выяснения природы состава анионной части были проведены микрохимические реакции. Порошок манассеита обнаружил в HCl реакцию на содержание CO₃. При выпаривании порошка в закрытой пробирке выделилось *n*-е количество воды.

Для диагностики манассеита автор воспользовался методикой В.П. Ивановой [11].

Как видно из данных термического анализа (фиг. 13), кривые нагревания снежно-белого и нежно-розового манассеита идентичны. Потеря веса происходит в несколько этапов. Низкотемпературная вода плавно и постепенно удаляется при температурах 20-200°C; при 200-280°C наблюдается интенсивный эндотермический эффект, обусловленный выделением четырех молекул кристаллизационной воды; при 480°C наблюдается более интенсивный эндотермический эффект, соответствующий выделению гидроксильных ионов из Mg(OH)₂ и CO₂ из MgCO₃. При 500-600°C происходит замедленная потеря веса, удаление оставшейся гидроксильной воды и углекислоты.

Сравнение этих кривых нагревания с кривыми нагревания гидроталькита [17] и манассеита [22] свидетельствует о резком отличии кривых нагревания гидроталькита и исследуемого манассеита и об аналогии последних с кривой нагревания манассеита, причем маленький эндотермический эффект, который наблюдается у норвежского манассеита [22] при 350°C, у описываемого минерала отсутствует. Этот эндотермический эффект объясняется примесью шегренита.

Таблица 2

Межплоскостные расстояния снежно-белого манассеита Cu-K_α -излучение

<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
002	100	7,67	105	40	2,00	200; 1-0-10; 202	10	1,33
004	20	3,83	106	60	1,84	203; 0-0-12	10	1,25
101; 006	50	2,60	108	20	1,56	204	10	1,24
102	30	2,49	110	30	1,52	206	10	1,17
103	40	2,34	112	30	1,49	208; 1-1-10	10	1,09
104	40	2,17	114	10	1,42			

Примечание. Анализ выполнен в ЦХЛ Министерства геологии УзССР В.А. Григоренко; расшифровала Л.А. Соколова

Чтобы окончательно разрешить сомнения в пользу индивидуализированного манассеита, был сделан рентгеновский анализ исследуемого минерала (табл. 2), данные которого подтверждают его принадлежность к гексагональной сингонии, т.е. - к манассеиту.

Исследуемый манассеит образуется при эндогенном преобразовании шпинель-форстеритовых скарнов за счет шпинели, о чем свидетельствует форма и поверхность зерен последней. Поверхности зерен матовые, что указывает на травление шпинели щелочным раствором. Форма зерен - осколки и реже кривогранные кристаллы, иногда сдвойникованные. Подобные формы образовались, несомненно, под влиянием двух факторов - тектонического и эндогенного. При тектонических деформациях, весьма характерных для территории месторождения, происходило растрескивание шпинели вследствие ее хрупкости и повышенной вязкости вмещающего форстерита. При низкотемпературном эндогенном преобразовании скарнов в участках наибольшего сгущения трещин образовались полные псевдоморфозы манассеита по шпинели.

ВЫВОДЫ

1. На основании полученных данных термического, рентгеновского, спектрального, микрохимического анализов и оптического изучения было установлено, что исследуемый минерал из месторождения Ку-хилал представляет собой индивидуализированный манассеит. Эту находку можно считать сделанной впервые.

2. Манассеит является продуктом эндогенного изменения шпинели и образуется в кристаллах по трещинкам, иногда с образованием полных псевдоморфоз.

3. Ввиду изменения параметров физико-химической системы процесс эндогенного изменения был приостановлен и, следовательно, шпинель не успела полностью раствориться (заместиться).

4. Мягкость и другие физические свойства снежно-белого манассеита (рыхлость); незамещенные осколки шпинели оказались надежно предохраненными от тектонических деформаций.

5. В манассеитовых гнездах обнаруживаются осколки шпинели отличного качества, лишенные трещин, в то время как среди форстеритовых скарнов всегда присутствует сильно трещиноватая шпинель. Сопоставляя эти выводы с историческими данными, можно заключить, что манассеитовые гнезда могут служить надежным поисковым критерием нахождение ювелирной шпинели.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ал-Беруни. Минералогия. М.: Изд-во АН СССР, 1963.
2. Болдырев А.К., Разумовский Н.К., Черных В.В. и др. Курс минералогии. Л.: ОНТИ НККК СССР, 1936.
3. Борнс А. Путешествие в Бухару. М., 1948. Ч. 2.
4. Бубнова М.А. Добыча полезных ископаемых в Средней Азии в XVI-XIX вв. М.: Наука, 1975.
5. Бубнова М.А. Рудник Кух-и-лал (к истории бадахшанских лалов). - В кн.: Материальная культура Таджикистана. Душанбе, 1971, вып. 2.
6. Буданов В.И., Буданова К.Т. Петрологические особенности метаморфических пород и проблемы изучения фаций метаморфизма Юго-Западного Памира. - В кн.: Материалы Второго среднеаз. петрогр. совещ. Душанбе, 1971.
7. Григорьев Д.П., Жабин А.Г. Онтогенез минералов. М.: Наука, 1975.
8. Давыдченко А.Г., Смирнова С.А. Закономерности формирования благородной шпинели Кухи-лал. Тезисы докладов Всесоюз. семинара "Геология, методы поисков, разведки и оценки месторождений ювелирных, поделочных и декоративно-облицовочных камней". М.: МГ СССР, 1975.
9. Другова Г.М., Московченко Н.И. Эволюция термодинамических условий полиметаморфизма докембрийских комплексов Юго-Западного Памира. - В кн.: Материалы Второго среднеаз. петрогр. совещ. Душанбе, 1971.
10. Иванов Д.Л. Краткий отчет о геологических исследованиях на Памире. - Зап. Минерал. о-ва, СПб., 1866, сер. 2, ч. 22.
11. Иванова В.П., Москалева В.Н. О диагностике минералов группы гидроталькита в серпентинитах методом термического анализа. - В кн.: Термоаналитические исследования в современной минералогии. М.: Наука, 1970.
12. Колесникова Т.А. Новая находка титанклиногумита в СССР. Ташкент: Фан, 1975.
13. Минералы: Справочник. М.: Наука, 1967. Т. 2, вып. 3.
14. Россовский Л.Н., Зильберфарб Л.С. Шпинель-форстеритовые образования в магнезитовых мраморах месторождения благородной шпинели Кухи-лал. - В кн.: Материалы по геологии Памира. Душанбе: ПГРЭ, вып. 1, 1963.
15. Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 1969.

16. Хорева Б.Я., Искандерова И.Д., Шергина Ю.П. Возраст субстрата метаморфических серий Юго-Западного Памира по данным свинцового изохронного метода. — Изв. АН СССР, 1971, № 8.
17. Цветков А.И., Вальяшихина Е.П., Пилюян Г.О. Дифференциальный термический анализ карбонатных минералов. М.: Наука, 1964.
18. Шабынин Л.И. Формация магнезиальных скарнов. М.: Наука, 1973.
19. Шафрановский И.И. Форма минералов — индикатор симметрии внешней среды. — В кн.: Минералы — индикаторы особенностей вмещающей их среды. Л.: Наука, 1975, вып. 27.
20. Шуркин К.А., Горлов Н.В., Лук В.Л. и др. Беломорский комплекс Северной Карелии и юго-запада Кольского полуострова. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1962.
21. Aminoff G., Broome B. Contribution to the knowledge of the mineral pyroaurite. Kung. Sv. Vetensk. Handl., Fride Series, Stocholm, 1931, Bd. 5, N 9.
22. Beck C.W. Differential thermal analysis curves of carbonat minerals. — Amer. Miner., 1950, v. 35, N 11—12.
23. Frondel C. Constitution and polymorphism of the pyroaurite and sjögre-nite groups. — Amer. Miner., 1941, v. 26, N 5.

М. А. ЛИЦАРЕВ, А. Н. ПЛАТОНОВ,
М. Н. ТАРАН, Э. В. ПОЛЬШИН

ФИОЛЕТОВАЯ ШПИНЕЛЬ ЮГО-ЗАПАДНОГО ПАМИРА

Окрашенные разности прозрачной шпинели издавна относятся к благородным самоцветам и считаются в ювелирном деле высококачественным ограночным материалом. А.Е.Ферсман [21] очень высоко ценил розовую и красную шпинель и относил ее наряду с алмазом, сапфиром, рубином, изумрудом и некоторыми другими самоцветами к драгоценным камням I порядка. В.И.Соболевский [20] также считал благородную шпинель самоцветом I порядка. Согласно последней классификации, основанной на принципах применения минералов и их рыночной стоимости, ювелирная шпинель принадлежит к драгоценным камням III порядка, как демантоид, аквамарин, топаз, благородный белый и огненный опал и др. [8].

В зависимости от природной окраски ювелирная шпинель известна в литературе под различными названиями: рубиновая (красная), шпинель-балэ или баллас-шпинель (розовая), алмандиновая (фиолетово-красная), рубицелл (желтая или оранжево-красная), кандит или сапфировая (голубая), плеонаст или цейлонит (темно-зеленая до черной), ганношпинель (синяя). Наиболее ценными в настоящее время считаются красные, розовые, оранжево-красные и фиолетовые разности.

Шпинель широко распространена в докембрийских метаморфических породах и прежде всего в доломитовых и магнезитовых мраморах, значительно реже — в глиноземистых кристаллических сланцах и гнейсах. Нередко шпинель присутствует в роговиках и ультраосновных породах, в десилицированных пегматитах и в различных по

составу магнезиальных скарнх (диопсидовых, энстатитовых, форстеритовых и др.).

Шпинель устойчива в зоне гипергенеза и поэтому обычно обнаруживается в корках выветривания шпинельсодержащих пород, а также, может накапливаться в россыпях. Вместе с тем месторождения ювелирной шпинели очень редки. Они связаны главным образом с докембрийскими гранито-гнейсовыми комплексами и представлены в основном либо россыпями, возникшими преимущественно за счет разрушения шпинельсодержащих магнезиальных скарнов, являющихся главным коренным источником ювелирной шпинели, либо корами выветривания шпинеленосных горных пород. Наиболее крупные месторождения этого драгоценного камня находятся в Бирме, Народной Республике Кампучии, в Республике Шри Ланка и Таиланде, а второстепенные – в Индии, Афганистане, Демократической Республике Мадагаскар, Австралии и в некоторых других странах [14, 8, 26, 27].

На территории СССР с давних времен известно только одно месторождение ювелирной шпинели – Кухилал, которое находится на Юго-Западном Памире в 47 км к югу от г. Хорог, вблизи одноименного кишлака [9, 18, 15, 8, 5, 2]. В пределах этого региона розовая шпинель установлена также в верховьях р. Ямчин, в долинах рек Ямг, Вранг, Ляджвардара, вблизи кишлаков Сумджин и Шамбеде [1, 9]. Многочисленные находки красной и голубой шпинели в докембрийских мраморах и кальцифирах Южного Прибайкалья также имеют лишь минералогическое значение [10, 3, 11, 12, 7, 6].

Анализ доступной авторам литературы (отечественной и зарубежной) показывает, что основное внимание в ней уделено характеристике наиболее ценной в настоящее время красной и розовой шпинели; другие ее разновидности, в том числе фиолетовая шпинель, отмечаются лишь как сопутствующие второстепенные минералы и практически не описаны.

На Юго-Западном Памире фиолетовая шпинель была обнаружена М.А.Лицаревым в 1962 г. в мраморах Ляджвардаринского флогопитового и Горондаринского талькового месторождений, а также в флогопитизированных и оталькованных шпинель-форстеритовых скарнах, наблюдавшихся в верховьях р. Худуск (средняя составляющая р. Абхарв). Эти породы и прилегающие к ним различные по составу гнейсы, кристаллические сланцы и мигматиты принадлежат к горанской свите¹, представляющей нижнюю часть разреза докембрия на Юго-Западном Памире (ваханская метаморфическая серия). Основу свиты составляют биотитовые, роговообманковые и биотит-роговообманковые обычно мигматизированные гнейсы (иногда с гранатом, кианитом, силлиманитом), включающие прослой и линзы кварцитов

¹ В последнее время горанская свита выделена из состава ваханской серии и рассматривается в качестве самостоятельной метаморфической серии [16, 22, 1].

и мраморов, кальцифиров, амфиболитов. Видимая мощность свиты 3500–3700 м.

Все проявления фиолетовой шпинели, установленные авторами на Юго-Западном Памире, а также известные здесь меторождения флогопита и лазурита приурочены к верхним частям разреза горанской свиты, для которых наиболее характерны мраморы (магнезитовые, доломитовые, кальцитовые) и кальцифiry.

На Ляджвардаринском месторождении флогопита, расположенном в левом борту верховий долины р. Ляджвардара, фиолетовая шпинель обнаружена в мраморах мощностью 5–8 м, обнажения которых находятся в южной части месторождения. Мраморы преимущественно мелкозернистые, белые доломит – кальцитового состава с примесью форстерита и редких чешуек графита. Мелкие октаэдрические кристаллики шпинели, интенсивно окрашенные в фиолетовый цвет присутствуют в мраморах в виде редких рассеянных зерен размером не более 0,8–1,0 мм (в поперечнике). Шпинель убедительно диагностируется рентгеновским анализом образца 238/62, выполненным в лаборатории ИГЕМ АН СССР на установке УРС-60 (Fe – излучение; $2R = 57,3$ мм; $d = 0,6$ мм). Сравнение полученной рентгенограммы с рентгеновскими данными для эталонного образца шпинели (ASTM, карточка 2-1075) указывает на близость сопоставляемых минералов (табл. 1). Показатель преломления ляджвардаринской шпинели – $1,714 \pm 0,002$. Она обычно прозрачна или полупрозрачна; вторичные изменения отсутствуют.

В левом борту верховий долины р. Худуск фиолетовая шпинель установлена в интенсивно флогопитизированных и оталькованных энстатитовых и форстеритовых скарнах, наблюдавшихся в глыбовых развалах и коренном залегании. Скарны слагают здесь верхнюю часть невысокого холмика, вытянутого в широтном направлении, и в виде узкой полосы прослеживаются на расстояние около 60 м. Размеры скарновой залежи неясны, так как северная и западная ее части перекрыты мореной; судя по обнажениям, видимая мощность залежи составляет 1,5–3,0 м. Скарны подстилаются пластообразным телом лейкократовых аплитовидных гранитов мощностью 10–12 м, залегающих на светло-серых форстеритовых мраморах. Простираение пород субмеридиональное, падение – на запад (270°) под углом – 35° . Содержание форстерита в мраморе незначительное (до 5%), а карбонатная его часть представлена исключительно кальцитом (фиг. 1, кривая нагрева 5). В изученных карбонатных породах преобладают доломитовые и доломит-кальцитовые мраморы (фиг. 1, кривые 4 и 6 соответственно); вместе с тем, по данным геологов Памирской экспедиции Управления геологии при СМ ТаджССР, здесь встречаются также и магнезитовые разности мраморов.

Неизмененные разности энстатитовых скарнов в верховьях р. Худуск отсутствуют. Обычно скарны повсеместно, но в разной мере оталькованы. В одних участках порода на 90% (иногда более) состоит из белого или светло-серого крупночешуйчатого интенсивно

Таблица 1

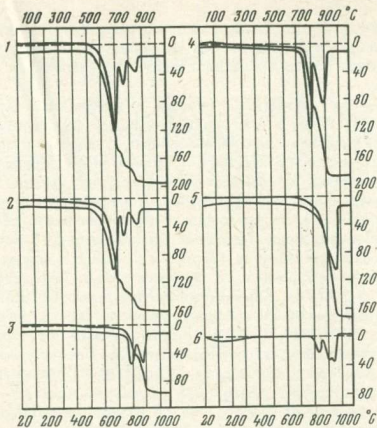
Результаты рентгеновского анализа шпинели

Обр. 238/62		Эталон ASTM (2-1075)		Обр. 238/62		Эталон ASTM (2-1075)	
<i>l</i>	<i>d</i> , Å	<i>l</i>	<i>d</i> , Å	<i>l</i>	<i>d</i> , Å	<i>l</i>	<i>d</i> , Å
8	4,61	4	4,67	3	1,216	1	1,218
1	3,32	-	-	7	1,167	7	1,166
8	2,85	40	2,85	4	1,162	-	-
10	2,43	100	2,43	6	1,132	2	1,131
1	2,31	3	2,33	7	1,080	4	1,079
10	2,01	58	2,02	10	1,053	12	1,051
7	1,641	10	1,649	4	1,030	-	-
10	1,547	45	1,555	1	1,024	-	-
10	1,425	58	1,429	10	1,011	-	-
4	1,363	3	1,366	10	1,009	-	-
4	1,276	2	1,278	4	0,995	5	1,01
7	1,231	9	1,232				

Примечание. Аналитик А.С.Анисимова.

гофрированного талька, энстатит присутствует в подчиненных количествах в виде реликтовых зерен и отчетливо замечается тальком; в других - скарны оталькованы только на -15-20%. Кроме талька и энстатита, в них обычно содержится графит.

Фиолетовая шпинель обнаружена в западной и северо-западной частях залежи, где скарны значительно флогопитизированы и оталькованы. Шпинельсодержащая порода сложена в основном крупночешуйчатыми флогопитом и тальком, в листоватой массе которых наблюдаются реликтовые зерна форстерита и шпинели, изредка энстатита и примесь графита. Изучение взаимоотношений минералов, слагающих измененные скарны, позволяет считать, что первоначально скарновая залежь представляла собой сочетание двух прилегающих друг к другу зон магнизиальных скарнов - энстатитовых и форстеритовых (с содержанием шпинели 5-6%), сформировавшихся при высоких температурах за счет замещения, по-видимому, магнизиально-карбонатных пород, (вероятно, магнезит-доломитовых или магнетитовых мраморов). С понижением температуры парагенезис шпинель + форстерит, неустойчивый в условиях растворов повышенной щелочности (по калию), подвергся флогопитизации, т.е. образованию флогопита за счет реакции шпинели и форстерита с раствором. В связи с небольшим количеством шпинели в исходных скарнах этот процесс протекал в отдельных участках до полного ее израсходования; местами же она сохранилась в виде частично замещенных - реликтовых зерен.



Фиг. 1. Дифференциальные кривые нагревания (ДТА) и потерь веса (ТГ) мраморов из верховьев рек Горондара и Худуск (Юго-Западный Памир)

1 - доломит-магнезитовый мрамор (магнезит - 70 вес. %, доломит - 23%, кальцит - 2%) с примесью форстерита и графита (ДТА и ТГ), обр. 231/62 из верховий р. Горондара, навеска 401 мг, потеря веса 197 мг (49,3%); 2 - доломит-магнезитовый мрамор (магнезит - 55%, доломит - 21%, кальцит - 3%) с примесью форстерита, флогопита и графита (ДТА и ТГ), обр. 232/62 из верховий р. Горондара, навеска 400 мг, потеря веса 161 мг (40,2%); 3 - кальцит-доломитовый мрамор (доломит - 42%, кальцит - 9%) с флогопитом, диопсидом, форстеритом (в сумме около 45%) и незначительной примесью графита (ДТА и ТГ), обр. 260/62 из верховий р. Горондара, навеска 400 мг, потеря веса 96,2 мг (24%); 4 - доломитовый мрамор (доломит - 94%, кальцит - 3%) с примесью форстерита и графита (ДТА и ТГ), обр. 277/62 из верховий р. Худуск, навеска 400 мг, потеря веса 186,8 мг (46,7%); 5 - кальцитовый мрамор с незначительной примесью форстерита и графита (ДТА и ТГ), обр. 341/62 из верховий р. Худуск, навеска 400 мг, потеря веса 171,2 мг (42,8%); 6 - доломит-кальцитовый мрамор с примесью форстерита и графита (ДТА), обр. 146/58 из среднего течения р. Худуск

Энстатитовые и флогопитизированные шпинель-форстеритовые скарны при дальнейшем понижении температуры подверглись оталькованию. Химизм этого процесса сводится к гидратации энстатита и форстерита.

Таким образом, фиолетовая шпинель в верховьях р. Худуск приурочена исключительно к флогопитизированным форстеритовым скарнам и распространена в них неравномерно. Содержание шпинели незначительное (несколько процентов), форма зерен округлая или неправильная, размеры их варьируют от долей миллиметра до 1,0-1,3 см в поперечнике. Кристаллы часто трещиноваты и разбиты на отдельные фрагменты; по трещинам и периферии зерен обычно развиты вторичные минералы (флогопит, тальк, амезит?, манассеит?). Окраска кристаллов шпинели фиолетовая разной интенсивности и оттенков, однако прозрачные ее разновидности редки. Показатель преломления - $1,717 \pm 0,002$. Химический состав чисто отобранной шпинели из флогопитизированного форстеритового скарна приведен в табл. 2 (обр. 339/62). Пересчет этого анализа дает кристаллохимическую формулу, близкую к теоретической. Присутствие в составе шпинели некоторого количества SiO_2 (1,35%) объясняется наличием в минерале трудно устранимых включений мелких зерен форстерита, чешуек талька и флогопита. В результате полуквантитативного спектрального анализа шпинели (обр. 339/62) в ней дополнительно к химическим данным установлены (в вес.%): $\text{Fe} - 0,0005$, $\text{Ga} - 0,01$, $\text{Cu} - 0,002$, $\text{Zn} - 0,01$ и $\text{Ba} - 0,005$.

Третье проявление фиолетовой шпинели, обнаруженное и обследованное авторами, находится в правом борту верховий долины р. Горондара. Оно расположено на площади одноименного месторождения талька и приурочено к тем же мраморам, которые вмещают тальковые жилы. Месторождение сложено мощной толщей глубококоматаморфизованных пород, в нижней части которой преобладают лейкократовые биотитовые гнейсы, подвергшиеся мигматизации, а в верхней - различные по составу мраморы общей мощностью не менее 150 м. Простираение пород на месторождении северо-восточное (55°), падение - на юго-восток (145°) под углом $\sim 40^\circ$.

Фиолетовая шпинель встречается здесь в ряде точек и во всех случаях нахождения - в коренных обнажениях мраморов, прослеженных по правому борту долины в виде широкой полосы на расстояние более 1 км. Мраморы преимущественно светло-серые до белых, кальцит-доломитовые, доломитовые и доломит-магнезитовые (см. фиг. 1, кривые нагревания 1-3). Из минералов-примесей в них, помимо шпинели, встречаются форстерит, клиногумит, хондродит, энстатит, флогопит, пирит. Все эти минералы, за исключением пирита и хондродита, образуют иногда кристаллы величиной до 1-1,5 см в поперечнике.

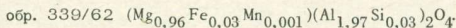
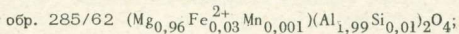
Фиолетовая шпинель распространена в мраморах неравномерно. Местами она в ассоциации с форстеритом, флогопитом, кальцитом, минералами группы гумита и другими образует небольшие полиминеральные скопления или встречается в мраморах в виде рассеян-

Таблица 2

Результаты химических анализов фиолетовых шпинелей Юго-Западного Памира (в вес.%)

Компонент	Верховья р. Худуск, обр. 339/62	Верховья р. Горон- дара, обр. 285/62
SiO ₂	1,35	0,70
TiO ₂	Сл.	Сл.
Al ₂ O ₃	70,00	70,25
Fe ₂ O ₃	-	-
FeO	1,59	1,80
MnO	0,03	0,05
MgO	27,15	27,20
CaO	-	-
H ₂ O ⁻	-	-
H ₂ O ⁺	0,23	0,30
Cr ₂ O ₃	0,02	0,02
V ₂ O ₅	0,01	0,01
Сумма	100,38	100,33

Кристаллохимические формулы:



Примечание. Аналитик И.В.Королева (ИГЕМ АН СССР). Атомно-абсорбционным методом в составе шпинелей дополнительно определены цинк и никель (в вес.%): обр. 339/62 Zn = 0,025, Ni = 0,002; обр. 285/62 Zn = 0,085, Ni = 0,002 (аналитик Г.Е.Каленчук, ИГЕМ АН СССР).

ных зерен. В первом случае содержание шпинели сравнительно высокое (до 10% и выше), но крупные прозрачные кристаллы (0,5 - 1,0 см в поперечнике и более) очень редки; преобладают трещиноватые, замутненные кристаллы. Во втором случае содержание шпинели низкое (несколько процентов), но чаще встречаются хорошо ограненные, прозрачные или слабо замутненные кристаллы, окрашен-

ные в светло-фиолетовый, фиолетовый, лилово-фиолетовый цвета; известны здесь и розовые разности.

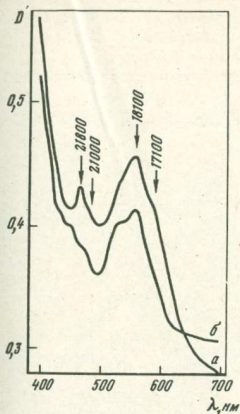
Показатель преломления шпинели из полиминеральных скоплений (обр. 285/62) $1,715 \pm 0,002$. Удельный вес, определенный для того же образца, 3,589 (аналитик Е.А.Санина, ИГЕМ АН СССР). Химический анализ шпинели (см. табл. 2, 285/62) указывает на принадлежность ее к магнезиальным разностям и свидетельствует о незначительной примеси титана, хрома, ванадия и марганца. Вместе с тем спектральный анализ обр. 285/62 показал наличие в ней примеси Be (0,001%), Pb (0,002), Ga (0,01), Mo (0,0002), Cu (0,0002), Zn (0,01) и Ba (0,005).

Для выяснения природы фиолетовой окраски памирской шпинели были использованы методы оптической и мессбауэровской спектроскопии. Спектры оптического поглощения в видимой и ближней ИК-области (380–1200 нм) измерялись на полированной плоскопараллельной пластинке толщиной $\sim 1,5$ мм, изготовленной из прозрачной однородноокрашенной бледно-фиолетовой шпинели обр. 285/62. Спектр поглощения в области $3100\text{--}5500\text{ см}^{-1}$ был измерен на пластинке толщиной 0,25 мм.

На фиг. 2 приведен спектр оптического поглощения исследованной шпинели в видимой области (380–700 нм). Как видно из общей конфигурации спектра, бледно-фиолетовая окраска шпинели обусловлена "окном" пропускания сложной формы, ограниченным коротковолновым краем поглощения и полосами поглощения с энергиями 21800 и 18100 см^{-1} . Рассчитанные по спектру оптического пропускания ($T = I/I_0$) цветовые координаты [23, 4] дали для исследованной шпинели следующие значения: $x = 0,307$, $y = 0,309$ и $p_c \neq 0,02$. Малое значение величины p_c характеризует бледную окраску шпинели. Величина λ_k (длина волны преобладающего цветового тона) лежит в промежутке 400–430 нм, т.е. указывает на преобладающий фиолетовый оттенок в окраске исследованного образца.

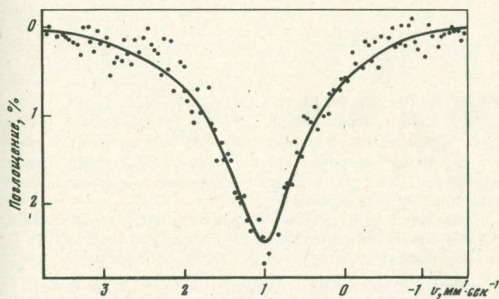
Общий вид спектра, приведенного на фиг. 2, а также энергии полос поглощения отличны от хорошо исследованных спектров природных шпинелей, окрашенных примесными ионами Cr^{3+} в розовые, оранжевые или красные тона [19, 30]. Данные химического анализа показывают, что фиолетовая шпинель содержит значительно большее количество примеси железа (1,80%) и меньше хрома (0,002%) по сравнению с розовой шпинелью из месторождения Кухилал ($\text{Cr} = 0,3\%$ и $\text{Fe} = 0,03\%$). Таким образом, железо является ведущим хромофорным компонентом фиолетовой шпинели.

Для выяснения формы нахождения ионов железа в структуре исследуемой шпинели был использован метод мессбауэровской (ЯГР) спектроскопии. Спектры снимались для мелкозернистого образца (порoshка) на ЯГР-спектрометре электродинамического типа в режиме постоянного ускорения (источник Co^{57} в нержавеющей стали). В мессбауэровском спектре фиолетовой шпинели (фиг. 3) наблюдается единичная нерасщепленная полоса поглощения со значением изомерного сдвига δ_{ss} $1,0 \pm 0,004$ мм/сек, величина которого харак-



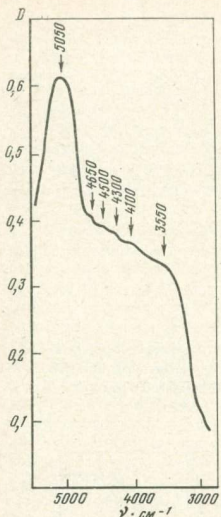
Фиг. 2. Спектры поглощения фиолетовых шпинелей в видимой области
a - природная шпинель (обр. 285/62) из верховьев р. Горондара (Юго-Западный Памир); *b* - синтетическая шпинель, содержащая 1,5% FeO

Фиг. 3. Мессбауэровский спектр фиолетовой шпинели Юго-Западного Памира (обр. 285/62)



терна для ионов Fe^{2+} [13]. Отсутствие других полос поглощения указывает на то, что основное количество железа входит в структуру шпинели в двухвалентном состоянии. Очень малое квадрупольное расщепление (практически не наблюдаемое) весьма характерно для ионов Fe^{2+} , находящихся в тетраэдрической координации.

Данные мессбауэровского изучения хорошо согласуются с результатами исследования оптического поглощения фиолетовой шпинели в ИК-области ($3100-5500\text{ см}^{-1}$) (фиг. 4), где наблюдается интенсивная расщепленная полоса поглощения, обусловленная разрешенным



Фиг. 4. Спектры поглощения фиолетовой шпинели Юго-Западного Памира в ИК-области ($3000-5500 \text{ см}^{-1}$)

электронным переходом ${}^5E \rightarrow {}^5T_2$ в ионах Fe^{2+} , изоморфно замещающих ионы Mg^{2+} в тетраэдрических позициях структуры шпинели [28, 29, 24]. Расщепление этой полосы обусловлено частичным снятием вырождения уровня 5T_2 при понижении симметрии тетраэдрического лигандного окружения ионов Fe^{2+} , которое может быть обусловлено эффектом Яна Теллера, весьма характерным для ионов с вырожденным основным E -состоянием. Наложенные на интенсивный ${}^5E \rightarrow {}^5T_2$ -переход слабые полосы поглощения ($4100, 4300, 4500$ и 4650 см^{-1}) обусловлены электрон-колебательным взаимодействием [29].

Учитывая повышенное содержание примеси Fe в исследованной шпинели, а также результаты мессбауэровского и оптического (в ИК-области) ее изучения, следует предположить, что полосы

поглощения в видимой области и соответственно окраска шпинели обусловлены ионами двухвалентного железа, находящимися в тетраэдрических Mg-позициях. Это предположение подтверждается результатами спектрофотометрического изучения синтетической шпинели¹, содержащей 1,5% FeO и также обладающей бледно-фиолетовой окраской (см. фиг. 2, кривая б).

В соответствии с данными теоретического расчета спектра ионов в магний-алюминиевой шпинели [24] полосу с энергией 18100 см^{-1} можно приписать переходу ${}^5E \rightarrow {}^3T_1$, а расщепленную полосу (21000 и 21800 см^{-1}) - переходу ${}^5E \rightarrow {}^3E$ в ионах Fe_4^{+} . Коротковолновый край поглощения обусловлен, вероятно, присутствием незначительного количества примеси ионов Fe^{3+} [24] или же полосой переноса заряда $\text{O}^{2-} \rightarrow \text{Fe}_4^{+}$. Слабая полоса поглощения 17100 см^{-1} не может быть объяснена примесью ионов Fe^{2+} или Cr^{3+} , так как квинтет-триплетные переходы ионов Fe^{2+} в структуре шпинели должны иметь энергии больше 18000 см^{-1} [29, 24],

¹ Авторы благодарят В.В. Илюхина (ИК АН СССР) за любезно предоставленный образец синтетической шпинели.

а полоса поглощения ионов Cr^{3+} в спектрах шпинелей имеет энергию 18700 см^{-1} [30]. Появление этой полосы в спектре поглощения шпинели может быть связано с незначительной примесью Fe^{3+} или Co^{2+} [17]. Присутствие небольшого количества примеси хрома в фиолетовой шпинели может оказывать некоторое влияние на интенсивность и форму полосы поглощения 18100 см^{-1} вследствие близости значений энергий переходов ${}^4A_1 \rightarrow {}^4T_2$ в ионах Cr^{3+} и ${}^5E \rightarrow {}^3T_1$ - в ионах Fe^{2+} .

Таким образом, окраска ювелирной фиолетовой шпинели обусловлена главным образом ионами Fe^{2+} , находящимися в тетраэдрических Mg-позициях. Не исключено незначительное влияние на окраску примесных ионов Fe^{3+} и Cr^{3+} .

В заключение необходимо отметить, что из трех обследованных шпинельпроявлений наибольший интерес представляет горондаринское, связанное с доломит-магнезитовыми и доломитовыми мраморами, содержащими форстерит и минералы группы гумита. Здесь, по нашим данным, возможно нахождение кристаллов шпинели, которые по своим размерам, привлекательной фиолетовой окраске различных оттенков и прозрачности относятся к драгоценным камням. В генетическом отношении этот тип месторождений фиолетовой шпинели следует считать метаморфогенным. Относящееся к этому генетическому типу проявление фиолетовой шпинели в верховьях р. Ляджвардара имеет лишь минералогическое значение.

Флогопитизированные и оталькованные скарны, установленные нами в верховьях р. Худуск, детально не изучены и однозначное заключение по ним сейчас делать преждевременно. Учитывая, однако, высокую перспективность магнезиальных скарнов на благородную шпинель, представляется целесообразным при дальнейших поисках уделить определенное внимание этому району (водораздел рек Худуск - Гондарв и их верховья).

ЛИТЕРАТУРА

1. Буданова К.Т., Буданов В.И. Новые находки благородной шпинели на Юго-Западном Памире. - Докл. АН ТаджССР, 1978, т. XXI, № 6.
2. Буканов В.В., Платонов А.Н., Таран М.Н. Окраска ювелирных шпинелей из месторождения Кухилал. - Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1977, вып. 5.
3. Воскобойникова Н.В. К минералогии Слюдянского месторождения лазурита. - Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1938, ч. 67, вып. 4.
4. Гуревич М.М. Цвет и его измерения. Изд-во АН СССР, 1950.
5. Давыдченко А.Г., Смирнова С.А. Закономерности формирования месторождений благородной шпинели Кухилал. - В кн.: Геология, методы поисков, разведки и оценки месторождений ювелирных поделочных и декоративно-облицовочных камней. М., 1975.
6. Жеру М.И. Красная шпинель в мраморах месторождения Перевал и ее вторичные изменения. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1959, № 2.
7. Калинин П.В. Шпинели Южного Прибайкалья и их парагенезис. - Тр. МГРИ, 1956, т. 29.

8. Киевленко Е.Я., Сенкевич Н.Н., Гаврилов А.П. Геология месторождений драгоценных камней. М.: Недра, 1974.
9. Клуяников С.И., Попов А.И. Метаморфические толщи Юго-Западного Памира. - Тр. Тадж.-Памирск. экспед., 1936, вып. 69.
10. Коленко Б.З. Петрографические эскизы. - В кн.: Кристаллические известняки и кальцифилы Белой Выемки. М.: МГУ, 1929.
11. Коржинский Д.С. Биметасоматические флогопитовые и лазуритовые месторождения архея Прибайкалья. - Тр. Ин-та геол. наук, 1947, вып. 29, петрогр. сер. (10).
12. Лебедев Л.М., Сумин Н.Г. О красной шпинели из Слюдянки. - Тр. Минерал. музея АН СССР, 1952, вып. 4.
13. Марфуни А.С. Спектроскопия, люминесценция и радиационные центры в минералах. М.: Недра, 1975.
14. Меренков Б.Я. Драгоценные, технические и поделочные камни. ОНТИ НКТП СССР, 1936.
15. Морозов С.А., Гуревич Я.А. О физико-химических условиях образования месторождений благородной шпинели Кухилал на Памире. Докл. АН ТаджССР, 1973, т. XVI, № 3.
16. Мурина Г.А., Хорева Б.Я., Шиголов Н.Д. Этапы становления и активизации метаморфических серий Юго-Западного Памира по геологическим и радиологическим данным. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 8.
17. Платонов А.Н. Окраска минералов. Киев: Наукова думка, 1976.
18. Россовский Л.Н., Зильберфарб Л.С. Шпинель-форстеритовые образования в магнетитовых мраморах месторождения благородной шпинели Кухилал. Душанбе: Изд-во АН ТаджССР, 1963.
19. Севастьянов Б.К., Орехова В.П. Оптический спектр поглощения возбужденных ионов Cr^{3+} в шпинели $MgAl_2O_4$. - В кн.: Квантовая электроника. М., 1971, № 1.
20. Соболевский В.И. Замечательные минералы. М.: Просвещение, 1972.
21. Ферсман А.Е. Драгоценные и цветные камни России. М.: Изд-во АН СССР, 1920. Т.1.
22. Хорева Б.Я., Буданова К.Т. Метаморфические толщи Юго-Западного Памира и методика их изучения. - В кн.: Тез. докл. I Среднеазиатского регионального петрографического совещания. Ташкент: Фан, 1965.
23. Юстова Е.Н. Таблицы основных колориметрических величин. М.: Изд-во стандартов, 1967.
24. Gaffey E.S. Spectra of tetrahedral Fe^{2+} in $MgAl_2O_4$. - Phys. Rev. B; Solid State, 1973, 8, N 7, p. 3484-3486.
25. Juyer L.A.N. The geology and gemstones of the Mogok stone tract. Burma Minors Geol. Surv. India, 1953, 82, p. 7-100.
26. Kerr P.E. An artificial gem-stone isomorphous with spinel. - Amer. Mineral., 1929, 14, 259.
27. Schloßmacher K., Meyer J. Die farbgebende Substanz der natürlich roten, blauen, braunen und violetten Spinelle von Ceylon. - Z. Kristallogr., 1931, 76, 576.
28. Slack G.A. $FeAl_2O_4$ - $MgAl_2O_4$. Growth and some thermal optical and magnetic properties of mixed single crystals. - Phys. Rev., 1964, 134, N 5A.
29. Slack G.A., Ham F.S., Chrenko R.M. Optical absorption of tetrahedral $Fe^{2+}(3d^6)$ in cubic ZnS, CdTe and $MgAl_2O_4$. - Phys. Rev., 1966, 152, N 1.
30. Wood D.L., Imbusch G.F., Macfarlane R.M., Kislink P., Larkin D.M. Optical spectrum of Cr^{3+} ions in Spinels. - J. Chem. Phys., 1968, 48, N 11, p. 5255.

СТРУКТУРНО-ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЛОКАЛИЗАЦИИ ЛАЗУРИТА В ЮГО-ЗАПАДНОМ ПРИБАЙКАЛЬЕ И ПОИСКОВО-ОЦЕНОЧНЫЕ ПРИЗНАКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

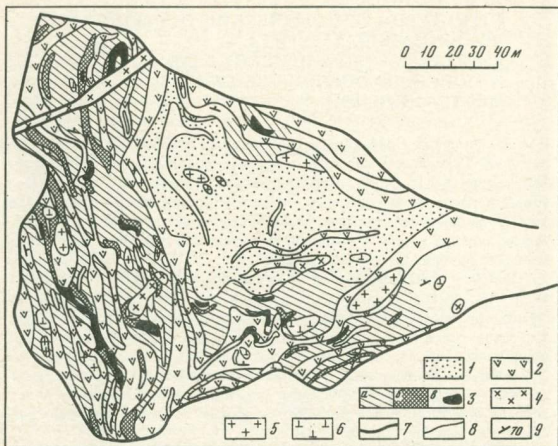
В юго-западном Прибайкалье расположены Мало-Быстринское, Слюдянское, Тултуйское месторождения и некоторые мелкие проявления лазурита [1, 3, 4]. Все они залегают среди кальцит-доломитовых и доломит-кальцитовых мраморов с прослоями гнейсов. Все это прорвано маломощными гранитоидными жилами. Лазуритсодержащие породы сматы в складки, а магматические породы тектонически разлинзованы (будинированы).

Наиболее благоприятными местами для локализации лазурита являются замковые части складок, так как здесь создавались максимальные напряжения, приводившие к интенсивному развитию структур будинажа и зон дробления. В этих зонах наиболее интенсивно проявлялись процессы метасоматоза, включая и лазуритизацию [2]. С удалением от замковых участков складок отмечается снижение степени лазуритизации. Подобную картину можно наблюдать на крупнейшем лазуритоносном объекте — участке Старом Мало-Быстринского месторождения (фиг. 1).

Продуктивные породы здесь собраны в сравнительно крупную синклиналиную складку, в ядре которой залегают слои существенно кальцитовых мраморов, а крылья сложены переслаивающимися кальцит-доломитовыми и доломит-кальцитовыми мраморами. Складка наклонная с падением крыльев на северо-восток. Крылья на верхних горизонтах падают под углом 60° , а нижних — 35° , имеют размах 200 м, и главная складка осложнена мелкими (до нескольких метров) дисгармоничными складками.

С процессами складкообразования связаны будинаж-структуры и синскладчатые разрывные нарушения. Последние представлены межпластовыми срывами, возникшими как следствие пластического течения пород. Тектоническому разлинзованию подверглись жильные тела гранитоидов, скарнов, прослои гнейсов. Поперечные размеры большинства будин на месторождении менее 1 м, лишь изредка 6–8 м. Лазурит приурочен к белым и светло-серым мелко- и средне-кристаллическим доломит-кальцитовым мраморам.

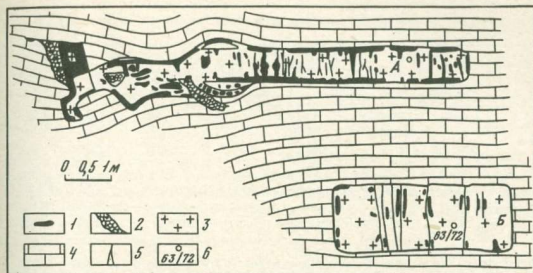
Фактический материал указывает на безусловную зависимость степени будинажа, а следовательно, и лазуритизации от интенсивности пликативной тектоники. В таком случае казалось бы безусловным обогащение лазуритом гранитоидных будин во флексурных изгибах мраморов. Однако непосредственно наблюдать такого рода обогащение нам не приходилось. Вероятно, это объясняется тем, что зарегистрировать флексуры в осветленных участках мраморов, где как раз и отмечается наиболее богатое оруденение, очень трудно.



Фиг. 1. Схематический геологический план поверхности участка "Старого" Мало-быстринского месторождения лазурита

1 - мраморы кальцитовые, крупнозернистые; 2 - мраморы кальцит-доломитовые графитсодержащие среднезернистые полосчатые серые; 3 - мраморы доломит-кальцитовые белые лазуритосные с содержанием лазурита-сырца до 20 кг/м^3 (а), до 50 кг/м^3 (б), 50 кг/м^3 и более (в); 4 - сиениты; 5 - граниты и гранит-пегматиты; 6 - метасоматические породы полевошпатово-диопсидовые и флогопит-скаполит-диопсидовые; 7 - тектонические нарушения; 8 - геологические границы; 9 - элементы залегания пород

Степень будинирования алмосиликатных пород, подвергшихся в дальнейшем лазуритизации, на Мало-Быстринском месторождении по сравнению с таковой на других месторождениях Прибайкалья является наивысшей. Она представляет собой как бы завершающую ступень в общей последовательности развития лазуритосных будинаж-структур района. Здесь, как правило, отмечаются сравнительно мелкие овалы и линзовидные будины, редко превышающие 0,5-1 м в наибольшем измерении и разобщенные иногда до нескольких метров. Меньшей степенью будинирования характеризуются лазуритосные гранитоиды Тултуевского и особенно Слюдянского месторождений. Так, на Слюдянском месторождении в основном отмечается крупноблочный будинаж. Гранитоидные дайки разорваны на прямоугольные блоки размером до десятка метров по простиранию



фиг. 2. Крупноблочный будинаж на участке Слюдянского месторождения лазурита

1 - ляпис-лазурь; 2 - кальцит; 3 - местоматически-измененный гранит-пегматит (ортотектит); 4 - доломитовые и кальцит-доломитовые мраморы; 5 - трещины; 6 - место отбора образцов

при мощности до 1 м. Иногда блоки расташены на десятки метров. Однако и здесь на фоне крупных будин отмечаются осложнения, которые выражаются в отщеплении от крупных блоков мелких овальных и линзовидных будин, а залежь 1 вообще представлена серией мелких лазуритизированных будин. Мелкие линзовидные и овальные будины наиболее лазуритизированы и являются основными источниками сортового лазурита.

Следует отметить, что крупные гранитоидные будины мощностью больше 1 м. как правило, не содержат лазурита. Зависимость степени лазуритизации от мощности алюмосиликатных даек можно наблюдать на примере залежи Студенческой Слюдянского месторождения (фиг. 2). В гранит-пегматитовой дайке А зоны замещения, обогащенные лазуритом, интенсивно развиваются как вдоль контакта дайки с кальцит-доломитовым мрамором, так и по трещинам. В то же время в относительно более мощной и гипсометрически более низкой гранит-пегматитовой дайке В зоны с лазуритом встречаются реже и только по трещинам.

Исследование химического состава (табл. 1) показало, что дайка А при биметасоматозе десилицирована интенсивнее (нет избытка кремнезема: величина $Q = -25,3$ отрицательна), чем дайка В (имеется избыток кремнезема: величина $Q = 4,2$ положительна).

Кроме того, незначительное увеличение мощности блока гранит-пегматитовой дайки А на северо-восточном фланге приводит к полному исчезновению лазурита, в то время как глауколит в незначительных количествах все же присутствует.

Подобная картина наблюдается и на залежи 4. Здесь, в рассечке штольни 1, где пегматоидная дайка маломощна, есть и лазурит,

Таблица 1

Химический состав пород Слюдянского месторождения (в вес. %)

Номер п.п.	Номер образца	Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO
1	17-Н	Гранит-пегматит	44,91	0,006	1,32	0,70	2,01
2	63/72	То же	66,3	0,11	14,5	0,31	3,02

Примечание. Анализы выполнены в химической лаборатории экспедиции 111 Всесоюзного промышленного объединения "Союзкварцсамоцветы". Аналитик К.П. Лоран.

а в стволе штольни, где отмечается раздвиг дайки, он отсутствует. Приблизительно то же можно наблюдать там же на поверхности залежи 4. Лазурит отмечается лишь на флангах пегматоидного блока; в центре, где мощность дайки большая, лазурит исчезает.

На других месторождениях наблюдается подобная же картина. Например, на Мало-Быстринском месторождении крупные будины, как правило, не несут лазурита. Однако если крупные гранитоидные будины до биметасоматического процесса были разбиты трещинами, то последние выполняются метасоматическими минералами, в том числе и лазуритом.

Размером будин определяются морфология, размеры и качество отдельных обособлений лазурита. Крупные будины (более 20-30 см в поперечнике) в большинстве случаев лазуритизируются по периферии и чем крупнее будина, тем уже лазуритовая зона и степень лазуритизации меньше. Сравнительно мелкие будины (меньше 20 см в поперечнике) часто практически полностью охватываются лазуритизацией (фиг. 3).

Приуроченность лазурита к структурам будинажа бесспорна. Однако на месторождениях, даже в непосредственной близости от лазуритизированных будин, часто встречаются аналогичные по морфологии, размерам, составу и условиям нахождения пустые будины.

Зоны будинажа в полевых условиях распознаются по участкам осветления и другим проявлениям метасоматического преобразования вмещающих пород, а наиболее богатые участки приурочены к зонам интенсивного дробления и брекчирования, обычно наложенным на зоны будинажа. При будинировании секущих даек пространственное распространение будин можно определить именно по метасоматическому преобразованию пород и наложенному дроблению.

Пострудные зоны дробления и низкотемпературной перекристаллизации встречаются часто и прослеживаются в различных направлениях, но чаще всего они накладываются на зоны будинажа и контакты пород различной механической прочности. Дроблению и замещению подвергаются уже лазуритизированные породы. Породы, слагающие

MnO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	H ₂ O ⁺	П.п.п.	Сумма
0,005	28,60	9,67	4,75	8,80	0,31	0,37	100,44
0,007	0,89	2,82	4,75	6,60	0,25	0,15	99,80

1. Обр. 17-Н - светло-серая среднезернистая порода, состоящая из полевого шпата и небольшого количества кварца.

2. Обр. 63/72 - светло-серая среднезернистая порода, состоящая из полевого шпата, кварца и небольшого количества пироксена.

месторождение, в результате постоянных подвижек в отдельных участках приобретают глыбоватый характер. Наиболее отчетливо глыбоватость проявлена на Старом участке Мало-Быстринского месторождения (см. фиг. 3).

Зоны дробления, наложенные на участки развития лазуритизированных будин, представлены полуокатанными и окатанными, иногда уплощенными глыбами и гальками вмещающих пород (мраморы, гранитоиды, гнейсы и другие породы), сцементированные тем же мелкообломочным материалом и агрегатами низкотемпературных минералов (гидрослюды, глинистые минералы, цеолиты, кальциты). Гальки и глыбы имеют размер от 3-4 до 30-40 см в поперечнике, редко крупнее. Они, как правило, покрыты карбонат-полевошпатоидиопсид-флогопитовой "рубашкой" и вторичными преимущественно глинистыми минералами. Мощность упомянутой оторочки достигает нескольких сантиметров (фиг. 4). Поэтому чтобы распознать состав глыб, а следовательно, выявить среди них лазуритизированные, приходится их раскалывать.

Лазуритоносные будины в зонах дробления, как правило, не подвергаются разрушению, так как обрамлены эластичной флогопит-глинистой оторочкой, которая при тектонических подвижках ослабевает, а не раскалывается, тем самым сохраняя в целостности всю будину. Эластичная оторочка предохраняет внутреннюю часть будины и от поверхностного выветривания. При отсутствии оторочки лазурит в приповерхностных условиях обесцвечивается. Это подтверждается отсутствием мелких (порядка нескольких миллиметров) обломков лазурита в зонах интенсивного дробления. Таким образом, в упомянутых зонах происходит как бы естественное обогащение лазурита.

Цементирующая масса в зонах дробления по участкам лазуритизации именуется "мякотью" или "проводником". В связи с дополнительным наложением на зоны дробления процессов выветривания и карстования участки, занятые мякотью, имеют весьма прихотливую форму, достигая в отдельных случаях сотен метров по простиранию.



Фиг. 3. Мало-Быстринское месторождение, участок "Старый", зарисовка северо-западной стенки орта 4 (фрагмент)

1 - мраморы доломит-кальцитовые деграфитизированные, мелкозернистые белые; 2 - мраморы дедоломитизированные крупно- и гигантозернистые серые; 3 - метасоматически-измененная гранитоидная порода; 4 - зоны развития "мякоти"; 5 - закарстованные участки; 6 - флюопит-полевошпатово-карбонатная оторочка валунов ("рубашка"); 7 - лазуритизация; 8 - участки, обогащенные флюопитом; 9 - лимонитизация; 10 - трещины

а по мощности - нескольких десятков метров. При этом отмечаются частные пережимы, а местами и полное исчезновение мякоти. Если на дневной поверхности мякоть довольно рыхлая, то с глубиной она уплотняется и по вязкости превосходит заключенные в ней глыбы.

Цвет и минеральный состав мякоти в некоторой степени определяют качество содержащихся в ней глыб с лазуритом. Лучший лазурит встречается в светло-серой или слегка розоватой мякоти; в розовой мякоти лазурит вблизи дневной поверхности име-

фиг. 4. Мало-Быстринское месторождение лазурита. Желвак лазуритизированной будины. В центре — лазурит (черное), по краям — "рубашка" — отвердевшая белая "мякоть" из смеси карбонатных и силикатных минералов (белое). Желвак распилен и пришлифован



ет худшие механические свойства; в серой и темно-серой мякоти лазурита вообще мало, и он низкого качества. В первом случае зоны мякоти развиты по осветленным мраморам с подчиненным количеством мелких полевошпатовых будин, т.е. по участкам, где наиболее интенсивно проявляется процесс лазуритизации. Процессов выветривания лазуритоносных будин здесь практически не отмечается по причинам, указанным выше. Во втором случае зоны мякоти развиваются по осветленным мраморам со значительным наличием крупных полевошпатовых будин, в которых лазурит встречается чаще всего в виде вкрапленности и прожилков. Метасоматическая оторочка этих будин прерывистая, часто вообще отсутствует. Здесь она уже не защищает породу против агентов выветривания, вследствие чего будины разрушаются (при легком ударе крошатся). В третьем случае зоны мякоти развиваются преимущественно по графитизированным мраморам и незначительно измененным полевошпатовым будинам, т.е. по участкам слабой метасоматической переработки, а следовательно, и слабой лазуритизации.

Минералогический анализ материала, слагающего разновидности мякоти, показывает, что выход тяжелой фракции (уд. вес $> 2,9$ г/см³) в большем количестве характеризует темно-серую мякоть с бедным оруденением. Наиболее продуктивная на лазурит светло-серая мякоть имеет сравнительно высокие содержания гидроокислов железа, шпинели, диоксида, сфена; светло-розовая мякоть со слабой лазуритизацией отличается повышенной концентрацией эгирин-авгита, апатита и бледно-розового калиевого полевого шпата, окрашивающего мякоть в розовый цвет. Бледно-розовый цвет калиевого полевого шпата здесь обусловлен именно его нахождением в приповерхностных условиях, где полевой шпат, как правило, неустойчив и при гидролизации превращается в каолинит или другие глинистые минералы. В темно-серой наиболее бедной лазуритом или

Таблица 2

Минеральный состав мякоти Мало-Быстринского месторождения, вес. %

Минерал	Обр. 82	Обр. 86	Обр. 80	Обр. 83	Обр. 79
Пирит	0,62	9,18	0,40	2,85	0,20
Сфалерит	-	-	0,05	-	0,03
Гидроокислы железа	0,73	0,41	0,20	0,12	-
Шпинель	14,58	9,79	-	0,54	0,50
Форстерит	0,85	Ед. зн.	-	-	6,6
Циркон	-	-	0,04	-	-
Сфен	-	0,18	-	0,08	-
Диопсид	38,72	39,40	-	Ед. зн.	Ед. зн.
Эгирин-авгит	-	-	79,80	-	4,50
Тремолит	38,30	40,22	8,40	81,90	79,40
Слюда	-	-	0,90	14,46	2,00
Калиевый полевой шпат	-	-	7,51	-	0,57
Апатит	1,70	0,82	2,70	Ед. зн.	0,80
Доломит	4,50	-	Ед. зн.	-	5,40
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
Выход фракции 2,9 г/см ³	1,04	1,59	2,63	9,23	2,75

Примечание. Анализы выполнены в Гиредмете. Минералог Р.М. Стоялова.

Обр. 82 - светло-серая мякоть, включающая сортовой лазурит; карьер, уступ 1130 м.

Обр. 86 - светло-серая мякоть, включающая сортовой лазурит; шт. 4, штрек № 4, северо-восточная стенка, глубина 18 м.

Обр. 80 - светло-розовая мякоть, включающая низкосортный лазурит; карьер, уступ 1140 м.

Обр. 83 - темно-серая мякоть безлазуритовая; карьер, уступ 1120 м.

Обр. 79 - темно-серая мякоть безлазуритовая; карьер, уступ 1130 м.

совсем безлазуритовой мякоти содержится в большем количестве тремолит и слюда (табл. 2).

Наибольшее развитие зоны мякоти имеют на Мало-Быстринском месторождении, что указывает на приуроченность их к наиболее богатым лазуритоносным участкам. Однако следует иметь в виду,

что продуктивные зоны мякоти обязательно включают обломки левашпатовых пород. Отсутствие таких обломков, несмотря на другие положительные признаки, указывает на бесперспективность зоны. Примером такой пустой зоны может служить отчетливо проявленная крупная зона светло-серой мякоти на участке Новом Мало-Быстринского месторождения.

Пострудная тектоника на отдельных залежах образует кливаж. Лазуритизированные будины пререзаются серией тонких параллельных трещин, выполненных кальцитом, что весьма снижает качество сырья. Такой кливаж отмечается на некоторых участках Мало-Быстринского и Слюдянского месторождений.

Лазурит является одним из важнейших поделочных камней [5, 6], популярным как в СССР, так и за рубежом [1]. Детальное изучение известных месторождений позволит в дальнейшем выявить новые точки проявлений этого интереснейшего минерала.

ЛИТЕРАТУРА

1. Киевленко Е.Я., Сенкевич Н.Н. Геология месторождений поделочных камней. М.: Недра, 1976.
2. Коржинский Д.С. Биметасоматические флогопитовые и лазуритовые месторождения архея Прибайкалья. — Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, 1947, вып. 29.
3. Лицарев М.А. Лазурит, его генезис и сырьевая база. — В кн.: Драгоценные камни как полезное ископаемое. М.: Наука, 1973.
4. Матонин В.П., Алексеев Ю.И. Некоторые сведения по Мало-Быстринскому месторождению лазурита. — В кн.: Драгоценные камни как полезное ископаемое. М.: Наука, 1973.
5. Петров В.П. Развитие сырьевой базы промышленности неметаллов в Советском Союзе. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 4.
6. Петров В.П. Геология и условия образования месторождений неметаллических полезных ископаемых. — В кн.: Геология рудных месторождений, петрография и минералогия. М., 1976.

Л. С. ПУТОЛОВА, Е. В. ВЛАСОВА

КАЗАХСТАНСКИЙ ГИДРОГРОССУЛЯРИТ - ДЕКОРАТИВНАЯ РАЗНОВИДНОСТЬ “ТРАНСВААЛЬСКОГО ЖАДА“

Гидрогроссуляровый жад, или гидрогроссулярит, известен как эффектный поделочный камень, а его редкая ярко-зеленая просвечивающая разность используется ювелирами как заменитель драгоценной разновидности жадеита. В природе чаще встречаются светлоокрашенные разности гидрогроссулярита. Наиболее яркие из них служат не только прекрасным поделочным, но и ювелирно-поделочным сырьем. Из него делают разнообразные вставки обычно в фор-

ме кабошона. Стоимость кабошонов из такого гидросулярита в США колеблется от 50 центов до 4 долларов за штуку при соответствующих размерах от 3 мм до 15 мм [2]. В СССР гидросулярит добывается в значительных количествах и практически не используется. Высокосортное сырье экспортируется.

Сходство декоративных и физико-механических свойств гидросулярита, жадеита и нефрита позволило камнерезам и коммерсантам выделить их в единую группу — декоративные жады. Нередко, особенно в зарубежной литературе, их называют просто жадами, что вносит путаницу в минералогическую терминологию.

Гидросулярит является достаточно распространенной существенно гидросуляриновой породой, петрогенетически связанной с габбро-перидотитовыми интрузиями. Многие зарубежные исследователи относят его наряду с пироксен-гроссуляриновыми и другими породами подобного типа к родингитам.

Помимо широко известного зеленого африканского гидросулярита — трансваальского жада [3], белые и бледно-зеленые массивные гидросуляриты известны в серпентинитах Северной Америки, Новой Зеландии и др. [4, 5].

В СССР многочисленные проявления существенно гроссуляриновых и гидросуляриновых пород наряду с гранат-пироксеновыми родингитами отмечены в Казахстане, Восточной Сибири и в некоторых других районах.

Нами изучена гранатовая порода, встречающаяся в пределах Джамбулского и Шайтансимесского гипербазитовых массивов Казахстана в виде жилообразных тел с углами падения, близкими к вертикальному, мощностью до 10 м и протяженностью до 70 м, а также в виде тел неправильных форм и различных размеров. Гранатовые образования локализуются преимущественно в серпентинитах, реже в телах гранат-пироксеновых пород, в их эндоконтактах и по краям реликтовых участков серпентинитов и габбро.

Макроскопически это горная порода, неоднородно окрашенная в различные тона зеленого цвета с голубоватым, серым либо горчично-желтым оттенками, которая характеризуется массивным сложением, скрытокристаллической структурой и изломом от неровного до раковистого. Она просвечивает в сколах и пластинах толщиной до 5–6 мм, обладает блеском от воскового до жирного и твердостью от 6,5 до 7 по Моосу. Гранатовая порода механически необычайно прочная, раскалывается так же, как жадеит и нефрит, с большим трудом. Осколки имеют острые режущие края. Удельный вес высокий и колеблется от 3,53 до 3,57.

Выделяется пять декоративных разновидностей гранатовой горной породы, различающиеся главным образом по окраске.

Первая разновидность (обр. 100, 743/7) характеризуется неоднородной окраской светлых тонов бледно-зеленого, светло-зеленого и светло-серого с зеленоватым оттенком цветов. Светло-серый цвет очень бледный, светло-серые участки почти бесцветны.

Местами наблюдаются тонкие (от долей миллиметра до 1,5 мм) водянисто-серые просвечивающие прожилки, расположенные в одних случаях хаотично, а в других — параллельными сериями.

Вторая разновидность (обр. 743/3) окрашена в голубовато-зеленовато-серый цвет различной интенсивности с преобладанием темных тонов.

На просвет в тонких сколах (в куске) и на светлоокрашенных участках в приполированных штуфах невооруженным глазом наблюдается тонкорассеянная пылевидная черная "сыпь" рудного минерала, придающая камню в массе грязный оттенок, а также моховидные голубовато-зеленые образования, хаотично рассеянные в светло-серой водянисто-прозрачной массе. В изломе эта разновидность напоминает цветной халцедон.

Третья разновидность (обр. 743/5) в естественном сколе и нешлифованных срезах кажется сливной однородноокрашенной в интенсивный голубовато-зеленый цвет, близкий к цвету морской волны. На полированных поверхностях, а также в неполированных пластинах толщиной до 5–6 мм на просвет отчетливо проявляется неоднородный характер распределения окраски и рисунок, несколько напоминающий моховой; последний обусловлен неравномерным развитием голубовато-зеленых волокнистых образований, пронизывающих светло-серую "водянистую" массу граната. При шестикратном увеличении становится видимой тонкая черная "сыпь" рудного минерала.

Четвертая разновидность (обр. 743/2) темно-серого цвета. На просвет в образцах толщиной до 2 см наблюдается тональная неоднородность окраски.

Пятая разновидность (обр. 746/6) отличается от прочих своеобразным яблочно-зеленым цветом с горчичным оттенком и более однородным распределением окраски. Неоднородность окраски и различная степень просвечиваемости становится заметной только в тонких (2–3 мм) пластинах на просвет. При этом наблюдаются непросвечивающие и просвечивающие участки величиной от нескольких до 20 мм и разноориентированные водянисто-прозрачные прожилки шириной 0,5–1 мм. Цвет прожилков от бледно-серого до светлого горчично-желтого, обособления светло-серые горчично-желтого оттенка.

Благодаря малым размерам разноокрашенных неодинаково просвечивающих участков в целом при рассмотрении камня в штуфе создается впечатление о сравнительной однородности его окраски и равномерной просвечиваемости.

По внешнему облику — окраске, излому, характеру пришлифованной естественными процессами поверхности — сходство с жадеитом имеют первая и в большей степени третья разновидности. В полированном виде в штуфах и в камнерезных изделиях наиболее высокими декоративными качествами обладают первая, третья и пятая разновидности. Их технологические свойства сходны с таковыми нефрита и жадеита: камень отличается высокой механической проч-

ностью, в результате обработки алмазными абразивами принимает зеркальную полировку.

Микроскопически вышеописанные разновидности гранатовой породы представляются бесцветным гранатом, образующим однородную массу, в которой в виде разобщенных скоплений наблюдаются хлорит и везувиан. Местами гранат аномально анизотропен.

Видимые макроскопически многочисленные бесцветные или серовато-белые просвечивающие прожилки также сложены гранатом без примеси других минералов. Светопреломление граната (1,7270 и 1,7295) определено методом призмы. Двупреломление соответственно равно 0,0025. Наличие везувиана подтверждено данными дифрактограммы (пики 2,73; 2,58; 1,612 Å) и инфракрасным спектром поглощения (полоса в области 1030 см^{-1} и более интенсивная, чем дубль 850–870 полоса 920 см^{-1}). В шлифах везувиан бесцветен; при скрещенных николях хорошо различим на фоне изотропного граната своей аномальной коричневой интерференционной окраской, образует скопления очень мелких (размером около 0,06 мм) зерен и разнозернистые агрегаты, в которых отдельные зерна достигают в сечении $1 \times 0,5$ мм. Площадь скоплений до 2 мм^2 .

Хлорит, диагностируемый как клинохлор, представлен мелкими бесцветными чешуйками размером до 0,04 мм, рассеянными в гранате и в везувиане, или образующими собственные скопления до 0,6 мм по наибольшему измерению; оптически одноосен $N_m = 1,590$.

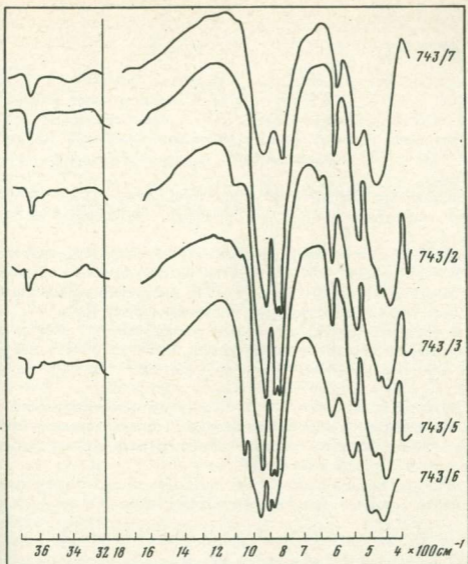
Кроме того, в породе присутствует железистая разность хлорита, образующая светло-зеленые тонкочешуйчатые агрегаты.

Участки пород ярко-зеленого цвета заметно обогащены хлоритом. Чем выше его содержание, тем интенсивнее зеленая окраска. Часто скопления хлорита имеют четкие прямолинейные границы, свидетельствующие о том, что они представляют собой псевдоморфозы по минералу таблитчатой формы либо выполняют пустоты аналогичной конфигурации. На отдельных участках, обогащенных хлоритом, наблюдается достаточно четкая параллельная ориентировка его чешуек.

Для первой разновидности (бледно-зеленой) характерно ничтожное содержание мельчайших зерен рудного минерала.

Во второй разновидности (голубовато-зеленовато-серой) гранат почти целиком анизотропен; массу граната сплошь пронизывает мелкочешуйчатый хлорит и эпидот, ассоциирующий с хлоритом. Для этой разновидности характерно высокое (до 3%) содержание рудных минералов, представленных ильменитом и магнетитом.

В шлифах гранатовой породы третьей разновидности (цвета морской волны) наблюдается своеобразная реликтовая структура крупнопористого ячеистого облика, где хлорит образует петли (стенки ячеек), а гранат выполняет ячейки, образованные хлоритом. Содержание последнего здесь достигает 15%. Из рудных минералов отмечены ильменит и частично лимонитизированный пирит (в сумме 1,5%).



Инфракрасные спектры казахстанского гидрогроссулярита

Четвертая разновидность (темно-серая гранатовая порода) отличается наиболее высоким содержанием примесей: клинохлора до 15%, везувиана до 2% и рудных минералов до 10%.

В шлифах яблочно-зеленой пятой разновидности гранатовой породы обнаружены реликтовые зерна амфибола и пироксена, колеччатые двойники рутила, везувиан и мельчайшие единичные зерна рудного минерала. Амфибол и пироксен катаклазированы, интенсивно развальцованы. По амфиболу развиты карбонат и лейкоксеноподобный землистый минерал.

В целях определения граната были изучены инфракрасные спектры поглощения всех разновидностей гранатовой породы.

Спектры были получены на приборе ИР-10 (фирмы "Карл Цейс", Иена) в диапазоне 400–1800 и 3000–3800 см^{-1} (призмы KBr , NaCl и LiF). Образцы для съемки были приготовлены методом суспензирования порошка в бутиловом спирте с последующим осаждением из суспензии частиц размером не более 5 мкм на пластинку KBr .

Полученные спектры (см. фигуру) подтверждают принадлежность всех образцов к гидрогранату типа гроссуляра, содержащего группу OH.

Основные полосы поглощения в области $400-800\text{ см}^{-1}$, $450-475$, 545 , 620 , $850-870$, и 920 см^{-1} характеризуют деформационные и валентные колебания связей Si-O в ортотетраэдрах структуры.

Расщепление полос в области валентных колебаний (дублей $850-870$ и 920 см^{-1}) свидетельствует о низкой локальной симметрии групп SiO_4 .

Постоянно присутствующая в спектрах четкая полоса 3620 см^{-1} отвечает валентным колебаниям OH-групп, связанных с катионами структуры.

Незначительные отличия наблюдаются в следующих спектрах.

1. В спектре обр. 743/5 (третья разновидность, серовато-голубовато-зеленая) присутствует слабая диффузная полоса около 3400 см^{-1} , свидетельствующая о наличии групп H_2O .

2. В спектре обр. 743/6 (пятая разновидность, яблочно-зеленая) появляется дополнительная полоса 1030 см^{-1} и более интенсивная, чем дубль $850-870$ полоса 920 см^{-1} . Наличие этих полос подтверждает присутствие примеси везувияна.

3. Наличие в спектре обр. 743/3 (вторая разновидность, голубовато-зеленовато-серая) дополнительно слабых широких полос 1100 см^{-1} и 655 см^{-1} делает спектр граната данной разновидности близким к спектру алмадина.

Химический анализ отобранного чистого светло-серого водяно-прозрачного граната показал следующий состав (в вес. %):

$\text{SiO}_2 - 37,44$; $\text{Al}_2\text{O}_3 - 24,20$; $\text{Fe}_2\text{O}_3 - 0,03$; $\text{MnO} - 0,10$;

$\text{MgO} - 0,30$; $\text{CaO} - 35,00$; $\text{Na}_2\text{O} - 0,39$; $\text{K}_2\text{O} - 0,55$;

$\text{TiO} - \text{сл.}$; $\text{FeO} - \text{не обн.}$; $\text{H}_2\text{O} - 0,54$; $\text{H}_2\text{O}^+ - 1,73$ (сумма - $100,28\%$).

Формула исследуемого граната, полученная в результате пересчета данных химического анализа, соответствует гидрогроссуляру [1].

Методом полуколичественного спектрального анализа в пробах гидрогроссуляра установлены примеси следующих элементов (в %):

$\text{Ti} - 0,03$; $\text{Sr} - 0,05$; Pb , Cu , Cr и $\text{Ba} - 0,03-0,05$; Na , $\text{Zr} - 0,001$;

$\text{Ag} - 0,0001$.

ЛИТЕРАТУРА

1. Яковлева М.Е., Путолова Л.С., Власова Е.В. Гидрогроссуляр из Казахстана. - Труды Минерал. музея АН СССР, 1971, вып. 20.
2. Lapidary Journal, 1976, N 29, N 10.

3. Franke H.L. Uvarovite garnet and Africa jiad (hydrogrossular) from the Bushveld complex Transvaal. — Amer. Miner., 1954, N 5.
4. Tilley C.E. On the replacement of Anorthosite by Hydrogrossular in the Transvaal. — Trans. and Proc. Geol. Soc. S. Afr., 1957, 60.
5. Sinkankas J. Gemstones of North America, 1959.

М. Б. АРИНШТЕЙН, В. Н. САЗОНОВ

ПОДЕЛОЧНЫЕ И ДЕКОРАТИВНО-ОБЛИЦОВОЧНЫЕ ЛИСТВЕНИТЫ УРАЛА

Уральские зеленые листвениты начиная с прошлого столетия использовались как сырьё для ювелирной промышленности, строительства и архитектурных украшений [8]. Однако еще 5–7 лет назад спрос на них был небольшим, а потребление — эпизодическим. В последние годы потребность в этом камне резко возросла и в ближайшие годы, очевидно, возрастет еще. В связи с этим возникает необходимость создания на Урале прочной сырьевой базы этого камня.

Все месторождения уральских лиственитов можно объединить в две генетические группы: 1) гидротермально-метасоматические и 2) гидротермально-биметасоматические. Листвениты обеих групп можно подразделить на ряд типов (табл. 1).

Установлено [2, 3, 4], что лиственитизация обуславливается воздействием на материнскую породу относительно низкотемпературных, кислых растворов, содержащих K , CO_2 , Cl , существенно преобладающих над F . Суть минерального преобразования пород в листвениты заключается в замещении минералов материнской породы через тальк, хлорит и альбит ассоциацией карбоната с мусковитом, реже парагонитом. При таком преобразовании пород происходит существенный привнос K , CO_2 , S и вынос SiO_2 и Na . Происходит восстановление большей части окисного железа до закисного, количество суммарного железа при этом обычно изменяется мало. Остальные элементы в различных случаях ведут себя по-разному: в одних привносятся, в других — выносятся (Mg , Cr) или же выносятся из внешней зоны лиственитизации пород и переотлагаются во внутренней зоне (Cr , P и др.). При развитии метасоматической зональности на контакте химически разнородных пород в обменных химических реакциях между контактирующими породами существенную роль играют Mg , Fe^{2+} , Ca значительно меньшую — Ni , Al , K , Na , Cr , Ti ; P в подобных реакциях участия не принимает.

Поделочные и декоративно-облицовочные листвениты встречаются только в тех местах, в которых процесс метасоматического замещения проявился наиболее полно и интенсивно. В серпентинитах возникновение таких лиственитов невозможно без привноса калия и

Таблица 1

Промыленно-генетическая классификация месторождений листве-

Тип лиственитов (по исходным породам)	Характерный комплекс минералов	Условия залегания
Апосерпентинитовый	Кварц, магнезит-брейнерит, фуксит	Протяженные залежи в тектонически ослабленных зонах, а также вдоль трещин и жил
Апогаббровый	Кварц, доломит-анкерит, мусковит, реже фуксит	Залежи в тектонически ослабленных зонах, а также вдоль одиночных трещин и жил
Аподиабазовый	Кварц, доломит-анкерит, мусковит	Залежи в тектонически ослабленных зонах, вдоль трещин и жил.
Апопорфиритовый	Кварц, доломит-анкерит, мусковит, иногда фуксит	Залежи в тектонически ослабленных зонах
Апоизвестняковый	Доломит, фуксит	Залежи в тектонически ослабленных зонах, вблизи контакта с серпентинитами
На контакте серпентинитов (талък-карбонатных пород) и гранитоидов	Кварц, магнезит-брейнерит, фуксит	Небольшие залежи, форма которых определяется положением контакта
На контакте габбро и гранитоидов	Кварц, доломит-анкерит, фуксит	Небольшие залежи, форма которых определяется положением контакта

нитов Урала

Характеристика поделочного сырья	Промышленные перспективы	Месторождения и проявления
Поделочный лиственит, цвет травяно-зеленый, окраска равномерная и пятнистая	Крупные месторождения	Ленинская группа: Сугурское, Архангельское, Мечниковское, Колюшинское, Шуралинское, Шилоское, Березовское, Благодатное, Преображенское, Пышминское, Миндякское
Поделочный лиственит, цвет темно-зеленый, окраска равномерная, реже пятнистая	Средние и мелкие месторождения	Шульгинское, Кремлевское
Поделочный лиственит отсутствует	Месторождения неизвестны	Березовское, Шульгинское, Мало-Истокское, Пышминское
Поделочный лиственит, цвет зеленый, окраска равномерная и полосчатая	Крупные, средний и мелкие месторождения	Пышминско-Ключевское, Алтынташское
Поделочный лиственит ярко-зеленый, окраска равномерная	Мелкие месторождения	Миндякское, г. Карабаш, Невьянское (?)
Поделочный лиственит, цвет яркий, травяно-зеленый, окраска равномерная	Мелкие месторождения	Березовское, Благодатное, Первомайское, Зверевское, Пышмогорское
Поделочный лиственит встречается редко, цвет темно-зеленый, окраска равномерная	Мелкие месторождения	Кремлевское (Березовское рудное поле)

Таблица 1 (окончание)

Тип лиственитов (по исходным породам)	Характерный комплекс минералов	Условия залегания
На контакте порфири- тов и альбитофи- ров	Кварц, доломит-ан- керит, мусковит	Небольшие залежи, форма которых опре- деляется положением контакта
На контакте серпенти- нитов и известняков	Кварц, доломит, фуксит	Небольшие залежи, форма которых опре- деляется положени- ем контакта

Характеристика поде- лочного сырья	Промышленные пер- спективы	Месторождения и проявления
Поделочный лиственит отсутствует	Месторождения неизвестны	Пышминско-Ключев- ское
Поделочный лиственит, цвет яркий травяно- зеленый, окраска рав- номерная, реже пят- нистая	Мелкие месторож- дения	г. Карабаш, Архан- гельское

углекислоты; в известняках – калия, глинозема и хрома; в габбро, диабазах и порфири-тах – калия, углекислоты, хрома.

На Урале месторождения лиственитов встречаются, как правило, в мегасинклинальных структурах в надинтрузивных зонах гранитов; они часто ассоциируют с поясами гранитоидных даек [1].

Листвениты развиваются вдоль: тектонически ослабленных зон дробления, расланцевания и милонитизации пород протяженностью до 5–10 км и мощностью до нескольких сотен метров (преимущественно апосерпентинитовый тип); системы сближенных субпараллельных или одиночных трещин длиной до 300–400 м в однородных по составу и физическим свойствам породах; контактов горных пород, различающихся по составу и физическим свойствам.

Для лиственитов, развившихся по тектонически ослабленным зонам, характерны расланцевание, наличие реликтов вмещающих пород, причудливая конфигурация контактов как в плане, так и в разрезе. Метасоматические колонки, возникшие при развитии лиственитизации вдоль систем субпараллельных или одиночных трещин, представляют собой маломощные (5–10 см, редко 1–1,5 м) обычно симметричные оторочки около кварцевых жил. Колонки, сформировавшиеся на контакте разнородных пород имеют асимметричное строение: общая мощность метасоматитов, развившихся по основным породам, всегда больше таковой метасоматитов, сформировавшихся по более кислым породам. Качество лиственитов как поделочного и декоративно-облицовочного сырья сильно зависит от состава исходных пород. Составом исходных пород предопределяются цвет лиственитов, их рисунок, количество содержащегося в них кварца, а также состав и железистость карбоната [4, 5]. Яркие зеленые тона свойственны только апоультрабазитовым лиственитам. Окраска в них, как известно, обуславливается фукситом. Для образования фуксита используется хром, извлекаемый растворами из хромита серпентинитов [7]. Если при лиственитизации серпентинитов алюми-

ний не привносится и образование фуксита лимитируется количеством алюминия, содержащимся в "растворяемой" периферической части зерен хромита, то возникает пятнистая окраска лиственитов. Это происходит потому, что нерастворенная часть зерен хромита, расположенных в породе пятнами, имеет черную окраску. Заместившаяся же фукситом периферия зерен хромита имеет различную по интенсивности зеленую окраску, а так как цвет общего фона лиственитов сероватый или слегка желтоватый, то в результате и возникает пятнистая порода. Ювелирные качества таких лиственитов, естественно, невысоки, но они с успехом могут использоваться для строительных целей и изготовления некоторых архитектурных деталей.

Иногда при лиственитизации серпентинитов хромит уничтожается полностью, высвобождающийся при этом хром в значительной мере связывается в фуксите, обычно располагающемся в этих случаях в лиственитах довольно равномерно, чем обуславливается их однотонная зеленая окраска и высокие художественно-декоративные свойства. Сказанное в полной мере относится к лиственитизации серпентинитов на контакте с гранитоидами, известняками и другими породами. При лиственитизации других пород (известняков, габбро, диабазов, порфири-тов и др.), в которых хром не образует собственных минералов, если хром не привносится, возникают серые, желтоватые разности лиственитов. Если же хром привносится, то образуются обычно равномерно окрашенные зеленые листвениты. Интенсивность зеленой окраски зависит только от количества привносимого хрома и калия (лиственитизация габбро, диабазов, порфири-тов) или хрома, калия и алюминия (лиственитизация известняков). Следует отметить, что содержание в мусковите 0,47% Cr_2O_3 уже достаточно для того, чтобы лиственит, содержащий 20–30% этой слюды, имел бы равномерную интенсивную окраску [4]

Таблица 2

Средний минеральный состав уральских лиственитов, образованных по различным исходным породам

Лиственит	Число проб	Среднее содержание, вес. %		
		кварц	карбонат	слюда
Апоизвестняковый	112	7,9	87,6	4,5
Апосерпентинитовый	13	27,8	68,3	2,7
Апогаббровый	27	15,0	43,7	42,2
Аподиабазовый	30	21,1	36,4	41,0
Апопорфиритовый	73	21,3	36,5	41,8

Примечание. Минеральный состав лиственитов рассчитан по данным химического анализа проб лиственитов с использованием реальных составов минералов.

Карбонатные породы высаживают хром из кислых растворов, извлекающих этот элемент при лиственитизации серпентинитов. Фуксит, образующийся при лиственитизации известняков, может содержать больше Cr_2O_3 , чем фуксит из апосерпентинитовых лиственитов [6]. В связи с этим апоизвестняковые листвениты часто имеют равномерную, приятного оттенка, зеленую окраску. Следует отметить, что апоизвестняковые листвениты обычно содержат очень мало кварца. В связи с этим они полируются значительно лучше, чем листвениты, образованные по другим породам, в которых кварца гораздо больше (табл. 2).

Состав исходных пород определяет не только цвет лиственитов, но также состав и железистость развивающихся в них карбонатов. В апоизвестняковых и апоультрабазитовых лиственитах содержание FeCO_3 в карбонатах обычно не превышает 5–10%. В лиственитах по габбро, диабазам и порфиритам оно, как правило, более 30% и иногда достигает 100%. Высокожелезистые (30% и более FeCO_3) карбонаты при содержании на открытом воздухе за год–два покрываются тонкой корочкой бурых окислов железа. Поэтому их использование при внешней отделке зданий нежелательно. То же самое можно сказать и о лиственитах с вкрапленностью сульфидов. Сульфиды под действием воздуха и влаги быстро разлагаются, и породы приобретают пятнистую окраску и невзрачный облик. Месторождения апоультрабазитовых лиственитов, развивающиеся вдоль мощных и протяженных тектонически ослабленных зон, наиболее крупные по запасам. Это основные объекты для получения облицовочного материала. Эти листвениты из-за пятнистости малоперспективны как ювелирное и поделочное сырье. Надежным источником последнего являются апосерпентинитовые, апоизвестняковые, апогаббровые и

в меньшей мере апопорфиритовые листвениты, образовавшиеся вдоль относительно небольших (до 300–400 м) трещин и трещинных зон. Листвениты, возникающие в контакте серпентинитов, отличаются высоким качеством сырья, но образуют относительно малые тела. Из-за небольших масштабов они не могут представлять самостоятельный промышленный интерес, но целесообразность их попутной разработки совместно с другими месторождениями сомнения не вызывает.

В заключение отметим, что на Урале возможны два пути резкого увеличения запасов поделочных и декоративно-облицовочных лиственитов. Первый – путем дополнительной разведки на действующих золоторудных и некоторых других месторождениях, второй – специализированные разведки и выявление новых месторождений поделочных и декоративно-облицовочных лиственитов. Перспективны, в частности, месторождения Сугурское, Архангельское и другие, выявленные в последние годы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бородаевский Н.И. Лиственитизация как генетический комплекс гидротермальных изменений. – Тр. Междунар. геол. конгр., XXI сессия. М.: Госгеолгиздат, 1960.
2. Бородаевский Н.И., Новожилов Ю.И., Акинъшина А.Г., Резвых Г.А. Лиственитизация осадочных и изверженных пород на примере р-нов Урала. – В кн.: Второе уральское петрографич. совещ.: Тез. докл. Свердловск, 1966.
3. Корабейников А.Ф. Поведение золота при околожильном метасоматозе горных пород некоторых золоторудных месторождений Сибири. – Геохимия, 1974, № 6.
4. Сазонов В.Н. Локализация, метасоматическая зональность и золоторудная минерализация лиственитизированных пород Пышминско-Малоистокского района на Среднем Урале. – В кн.: Метасоматизм и рудообразование. Свердловск, 1974.
5. Сазонов В.Н. Физико-химические особенности формирования метасоматитов березит-лиственитовой формации и связь с ними золотой минерализации. – В кн.: Минералогия, геохимия и полезные ископаемые Сибири. Томск: Изд-во Томск. ун-та, 1974.
6. Сазонов В.Н. Апоизвестняковые листвениты Южного Урала. – В кн.: Ежегодник – 1973 Ин-та геологии и геохимии УНЦ АН СССР. Свердловск, 1974.
7. Сазонов В.Н. О миграции хрома при лиственитизации пород (на примере Уральских месторождений). Свердловск, 1975.
8. Соловьев Ю.С. Декоративные листвениты Урала. – Тр. Горно-геол. ин-та УФАИ СССР, 1960.

ГЕОЛОГОПРОМЫШЛЕННАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОДЕЛОЧНОГО РОДОНИТА

Родонит (орлец) является одним из традиционных русских самоцветов. Первое сообщение о находках родонита на Урале академика В.М. Севергина относится к концу XVIII столетия [5]. Широкое использование этого самоцвета в качестве поделочного камня началось с середины XIX в. во время расцвета русского камнерезного искусства. Яркая розовая окраска, редкая для природных минералов, а также способность хорошо полироваться снискали широкую известность этому камню. В камнерезном производстве родонит нашел применение как поделочный, высокодекоративный облицовочный и отчасти ювелирный материал.

Уральский поделочный родонит (орлец) является полиминеральной породой, в которую, кроме родонита, входит бустамит, в меньших количествах отмечаются кальцит, пьезонтит, тефрит и др. При выветривании орлеца в нем появляются очень эффектные черные прожилки окислов марганца.

Родонит встречается во многих месторождениях, однако крупные скопления родонита, обладающего высокими декоративными качествами, немногочисленны. Он встречается в скарнах и среди метаморфизированных марганценосных вулканогенно-осадочных образований. Кроме того, родонит при благоприятных условиях образует и россыпи.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ РОДОНИТА В СКАРНАХ

Наиболее крупными месторождениями этого типа являются месторождения Алтын-Топканского рудного поля в Средней Азии и Центрального рудного поля в штате Нью-Мексико, США. Кроме них, сюда, вероятно, следует отнести мелкие проявления родонита в Мелдоне и Девоншире, Англия; в районе Орегонских пещер, шт. Орегон, США и др.

Месторождение Алтын-Топкан расположено в приосевой части северного крыла Кураминского антиклинория (Западный Кармазар). В этом районе развиты известняки нижнего карбона, прорванные многочисленными дайками и мелкими штоками гранодиорит-порфиров, гранит- и микрогранит-порфиров. С юга к рудному полю примыкает участок, сложенный среднепалеозойскими гранитоидами Кураминского массива; с севера на известняки налегает толща эффузивных пород. В окрестностях месторождения подстилающие вулканогенные породы и гранитоиды пропилитизированы и кварцованы [4].

Скарны Алтын-Топкана развиты вдоль контактов даек гранодиорит-порфиров с известняками, а также в трещинах среди последних. Родонитовые скарны размещены главным образом в оперяющих трещинах преимущественно северо-восточного простирания. Эти трещины пересекают, а иногда и смешают дайки. Родонит в скарнах наи-

более широко распространен на Северном и Центральном участках месторождения. Скарновые залежи на этих участках имеют трубообразную, штокверковую или неправильную форму. Трубообразные залежи приурочены к пересечению трещин северо-восточного и северо-западного направлений (Северный участок). Основная масса их сложена манган-салитом, и лишь изредка на контакте с известняками отмечается оторочка родонитового скарна. Штокверковые и неправильные скарновые залежи располагаются непосредственно в контакте с дайками, развиваясь по известнякам. По составу это родонитовые скарны, среди которых отмечаются желваки скарнированных и превращенных в эпидозиты гранодиорит-порфиров. Реже они зональны (Центральный участок), их центральная часть сложена манган-салитом, а периферия - родонитом. В скарнах среди известковых сланцев, богатых глиноземом, резко возрастает роль граната, который присутствует во всех зонах, а на контакте сланцев со скарнами иногда развиты гранат-кальцитовые роговики.

Родонит из скарнов Алтын-Топкана плотный, имеет светло-розовую, серовато-розовую, часто пятнистую окраску. Иногда отмечаются лучистые агрегаты, образованные в результате замещения родонитом марганцесодержащих пироксенов иогансенита и ферроиогансенита [6]. Декоративно-художественные качества поделочного родонита месторождения Алтын-Топкан невысокие, и он практически не пользуется спросом.

Центральный рудный район (шт. Нью-Мексико, США) по геологическому строению и комплексу полезных ископаемых во многом сходен с районом Алтын-Топкана. Площадь его сложена известняками формации Лейк Вали каменноугольного времени [3]. Родонит отмечается между Ганновером и Санта-Рита на месторождениях цинковых руд, размещенных в известняках вдоль меридионального разлома, выполненного дайками гранодиорит-порфиров и кварцевых монзонит-порфиров. Дайки сопровождаются метасоматическими силикатными жильными породами, в которых находится родонит совместно с геденбергитом, гранатом, ильваитом, эпидотом и марганцевым кальцитом. В некоторых рудных телах наблюдается замещение родонитом иогансенита и ферроиогансенита [12].

МЕСТОРОЖДЕНИЯ РОДОНИТА В РЕГИОНАЛЬНО-МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ МАРГАНЦЕНОСНЫХ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩАХ

Среди месторождений родонита этого типа выделяется два подтипа: первый связан с кремнистыми сланцами, второй - с яшмами. К первому подтипу относятся родонитовые, кварц-родонитовые руды, а ко второму - родонит-бустамитовые, родохрозит-бустамит-родонитовые и родохрозит-родонитовые [11].

Месторождения родонита в кремнистых сланцах дают лучший поделочный камень. Эти месторождения и проявления наблюдаются на Среднем Урале, хребте Султан-Уиз-Даг (Средняя Азия) и Чив-

чинских горах (Западная Украина); из зарубежных, вероятно, сюда же должны быть отнесены месторождения Квинсленда и Нового Южного Уэльса в Австралии и некоторые месторождения Калифорнии, США (округ Плумас, Туларе).

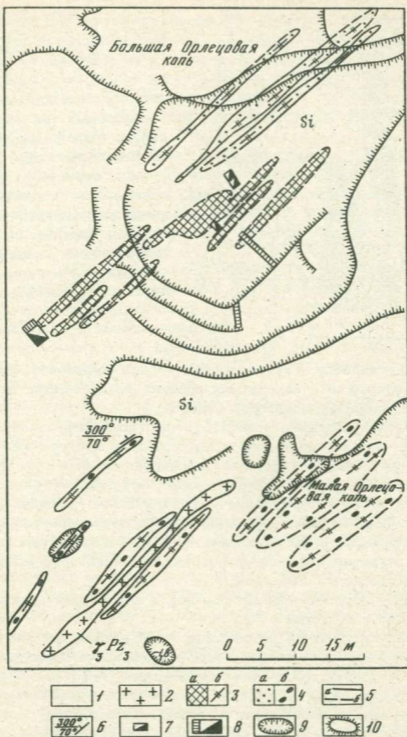
На восточном склоне Среднего Урала в пределах Восточно-Уральского поднятия среди сильно дислоцированных пород нижнего силура известно более десяти месторождений и проявлений родонита. Нижнесилурийские отложения в районе месторождений представлены графитисто-кварцитовыми, углисто-глинисто-кварцевыми, кварц-слюдяными сланцами и кварцитами, в подчиненном количестве присутствуют амфиболиты и апопорфиритовые зеленые сланцы. Комплекс силурийских пород прорван многочисленными интрузиями верхнепалеозойских гранитоидов.

Мало-Седельниковское месторождение приурочено к крылу небольшой брахиантиклинальной складки, осложняющей Шарташско-Седельниковскую мегантиклиналь (юго-восточное окончание Монетнинско-Шабровского антиклинория). Ядро брахиантиклинали сложено амфиболитами, крылья — переслаивающимися серицит-кварцевыми и углисто-серицит-кварцевыми сланцами с линзами кварцитов [10]. Породы имеют северо-восточное простирание (40°) с падением на северо-запад под углами $60-85^\circ$. Нижнесилурийские отложения прорваны позднепалеозойскими дайками гранитов и гранит-порфиров.

На месторождении установлены две группы родонитовых тел (фиг. 1). Первая объединяет родонитовые тела Большой Орлецово́й копи; вторая размещена юго-восточнее и параллельно первой в районе Малой Орлецово́й копи. В первой группе известно четыре сближенные ($0,7-1,8$ м), кулисообразно расположенные залежи родонита с высококачественным ювелирно-поделочным сырьем. Рудные залежи 1 и 2 имеют форму уплощенных линз. Простирание их северо-восточное, падение крутое северо-западное под углами $60-80^\circ$. Размеры по простиранию соответственно составляют 22 и 12 м при максимальной мощности 3 и 2,5 м. Две другие залежи 3 и 4 представляют собой серии сближенных линз родонита. Максимальная мощность отдельных линз достигает 2-2,5 м при протяженности по простиранию и падению до 10-20 м. На дневную поверхность они не выходят.

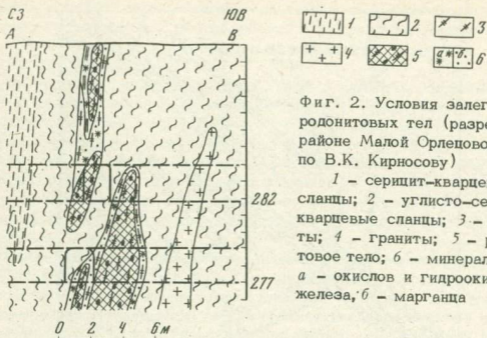
Вторая группа в районе Малой Орлецово́й копи объединяет как отдельные линзы родонита (фиг. 2), так и рудные залежи, имеющие строение, аналогичное залежам 3 и 4. Мощность линз колеблется от нескольких десятков сантиметров до 2-2,5 м при протяженности по падению и простиранию от 3-5 до 10-20 м. Все родонитовые тела залегают внутри линз кварцитов или в непосредственной близости от них. Вмещающие кварциты обычно сильно трещиноваты и содержат окислы марганца, реже и железа, а также скопления, прожилки и линзочки родонита и граната. К контакту с рудным телом кварциты сильнее минерализованы.

Во внешних частях залежей обильны включения бустамита, кварца, спессартина, пьомонтита, родохрозита, тефрои́та и некоторых



Фиг. 1. Схема размещения родонитовых тел на Мало-Седельниковском месторождении (по В.К. Кириосову)

1 - серицит-кварцевые и углисто-серицит-кварцевые сланцы с прослоями кварцитов; 2 - граниты; 3 - родониты высоких (*a*) и низких (*b*) сортов; 4 - минерализация: *a* - окислов марганца, *b* - родонита; 5 - граница пород: *a* - установленная, *b* - предполагаемая; 6 - элементы залегания; 7 - шурф; 8 - шахта; 9 - карьер, копь и их глубина; 10 - отвал



Фиг. 2. Условия залегания родонитовых тел (разрез в районе Малой Орлецової копи, по В.К. Кириосову)

1 - серицит-кварцевые сланцы; 2 - углисто-серицит-кварцевые сланцы; 3 - кварциты; 4 - граниты; 5 - родонитовое тело; 6 - минерализация: а - окислов и гидроокислов железа; б - марганца

других марганцевых и марганцесодержащих минералов. Непосредственно на контакте с кварцитами родонит часто сменяется полосчатой кварц-гранат-родонитовой породой.

Проявления родонита хребта Султан-Уиз-Даг приурочены к нижнедевонским вулканогенно-осадочным породам, претерпевшим метаморфические изменения в условиях зеленосланцевой фаши. Вулканогенно-осадочный комплекс прорван рядом интрузий. Родонитовые тела обычно тяготеют к кварц-марганцевым линзам, располагаясь у их всячего бока. Проявления родонита пока изучались только с поверхности в пределах зоны окисления. Однако на некоторых рудных телах был встречен подолочный родонит приятной ярко-розовой окраски весьма высокого качества.

Наиболее перспективными считаются проявления родонита участков Верхний и Аччитау.

На участке Верхний родонитовые тела располагаются в всячем боку кулисообразно в линзах кварц-марганцевых пород и имеют мощность 0,7-5,7 м при длине простираия 3-35 м.

На участке Аччитау известно линзовидное псиломелан-пирролюзит-кварцевое тело с прожилками и мелкими линзочками светло-розового родонита. Оно залегает среди кварцитов, слагающих небольшую пачку в кремнистых сланцах. Мощность рудного тела 0,8-1,2 м, длина по простираию около 80 м.

Проявления родонита в Чивчинских горах известны с начала тридцатых годов; наиболее крупные его скопления сосредоточены на юго-восточном окончании хребта Прилуки среди отложений нижнего палеозоя [1]. Нижний горизонт их сложен черными кварцитами, залегающими на хлорит-серицитовых сланцах верхнего протерозоя - кембрия и перекрытыми зеленокаменно-измененными эффузивами. Марганцевые руды в виде линз с нечеткими расплывчатыми контак-

тами залегают среди черных кварцитов. Мощностъ родохрозит-родонитовых линз составляет 1-5 м.

Родонит имеет розовую и серовато-розовую окраску. В сочетании с серым родохрозитом создается пестрый пятнистый рисунок. Реже встречается почти мономинеральный розовый и серовато-розовый родонит. Родонит Чивчинских гор хорошо полируется и дает блоки до 15×10×10 см.

Вдоль восточного пояса Нового Южного Уэльса и Квинсленда (Австралия) залегают около 50 мелких месторождений с окислами и силикатами марганца [13]. Они размещены среди нижнепалеозойских образований серии Вуломина, сложенной вулканогенно-осадочными породами: кремнистыми сланцами, яшмами, кварцитами, граувакками и различными сланцами.

Рудные тела на месторождениях небольших размеров имеют форму линз, в приповерхностных частях они окислены, глубже сохранились силикаты марганца: родонит, тефроит, гаусманит, спессартин, якобит, кнебелит и мангано-доломит.

Родонит тонкозернист и имеет приятную розовую окраску, а после шлифовки, по данным Е.Сегнита [13], представляет собой прекрасный материал для украшений.

Месторождения родонита в яшмах наиболее многочисленны, но плохо изучены. Наиболее широко родонит в яшмах распространен на Южном Урале и в Калифорнии.

На восточном склоне Южного Урала отмечено более 100 месторождений и проявлений марганца, на значительной части которых встречен родонит. Они располагаются в виде цепочки по западному борту Магнитогорского синклинория, сложенного вулканогенно-осадочными породами ордовикско-нижнедевонского и среднедевонско-нижнегурнейского ярусов.

Месторождения марганца размещены в четырех рудоносных горизонтах [9], сложенных красными, реже зелеными, серыми и желтыми яшмами, яшмовидными и кремнистыми туффитами, кремнистыми и глинистыми сланцами. Мощностъ рудоносных горизонтов варьирует в широких пределах и достигает 130 м. Родонит встречается только на месторождениях трех нижних горизонтов: уразовском, залегающем в основании отложений верхнего структурного яруса, бугулыгьрском и биккуловском, относящихся к среднему девону. Наиболее интересные месторождения родонита сосредоточены на выходах этих толщ в северной части (Учалинская группа), в центре (Абзелюловская группа) и на юге (Баймакская группа) района [2, 8].

Изучение поделочного родонита проводилось лишь на пробах бусамит-родонитовых пород месторождения Кызыл-Таш. Результаты исследований позволяют говорить о том, что значительных скоплений высококачественного поделочного родонита на месторождениях данного подтипа вряд ли следует ожидать.

К описываемому подтипу месторождений, вероятно, следует отнести большинство проявлений родонита в Калифорнии (США), в породах францисканской серии верхней юры. Здесь широким развитием

пользуются [7] характерные парагенезисы пород под названием "ред рокс" (red rocks), в которую входят кремнистые породы, яшмы, аргиллиты, туффиты, марганцевые и реже железные руды. Родонит не образует самостоятельных месторождений, слагая лишь отдельные участки среди марганцевых руд.

Элювиально-делювиальные россыпи родонита известны в Соединенных Штатах Америки и Танзании.

Месторождение Розамонда (США) находится на хребте Портал-Ридж (округ Лос-Анджелес, Калифорния). Оно представлено [14] крупноглыбовой элювиально-делювиальной россыпью. Отдельные валуны этого месторождения достигают 700 фунтов; с поверхности они покрыты корочкой (толщиной до нескольких дюймов) черных окислов марганца. Ближе к ядру окислы сменяются розовым, а затем красным очень тонкозернистым родонитом.

Месторождение Дагасета расположено в центральной части Танзании, примерно в 200-210 км к западу от порта Мамбаса на вершине одноименного холма. Оно представляет собой крупновалунную россыпь, возникшую в результате развала высокоминерализованной кварцевой линзы [15]. Валунуны родонита с поверхности полностью покрыты корочкой пиролюзита и других вторичных гидроокислов марганца. Выход ювелирно-поделочного родонита составляет около 10%. Запасы родонита позволяют вести разработку в течение многих лет. Сырье частично перерабатывается внутри страны, но значительное количество его экспортируется в Гонконг.

Проведенный обзор показывает, что единственным источником высококачественного поделочного родонита до последнего времени являются месторождения в кремнисто-сланцевых формациях в породах Среднего Урала где наряду с изученными месторождениями родонита известен ряд слабо исследованных проявлений.

Поделочный родонит на месторождениях другого характера, по-видимому, не может служить объектом самостоятельной промышленной добычи. Однако извлечение его на отдельных месторождениях как попутного компонента может повысить рентабельность разработки руд.

ЛИТЕРАТУРА

1. Видякин Н.С., Рудаков С.Г. Проявления марганцевых руд в Чивчинских горах и условиях их образования. - В кн.: Очерки по геологии Советских Карпат. М.: Изд-во МГУ, 1966, вып. 1.
2. Гаврилов А.А. Эксгалиционно-осадочное рудоаккумуляция марганца (на примере Урала и Казахстана). М.: Недра, 1972.
3. Ласкин С., Хогланд А. Центральный рудный район Нью-Мексико. - В кн.: Геология, парагенезис и запасы руд зарубежных месторождений свинца и цинка. М.: Изд-во иностр. лит., 1951.

4. Жариков В.А. Геология и метасоматические явления скарново-полиметаллических месторождений Западного Карамазара. - Тр.ИГЕМ, 1959, вып. 14.
5. Севергин В.М. Первые основания минералогии, или естественной истории ископаемых тел. СПб., 1798. Кн. 1.
6. Сквалецкая Л.В. О родонитах и родонитизации в Алтын-Топкане (северная рудная зона). - Зап. Киргиз. отд-ния Всесоюз. минерал. о-ва, 1961, вып. 11.
7. Соколова Е.А. Некоторые закономерности размещения рудных концентратий и марганценосных вулканогенно-осадочных формаций. - В кн. Марганцевые месторождения СССР. М.: Наука, 1967.
8. Топорков Д.Д., Кожевников К.Е. Марганцеворудные месторождения Южного Урала. - Тр.Уралгеоминна, 1938, вып. 2. Полезные ископаемые.
9. Херасков Н.П. Геология и генезис Восточно-Башкирских марганцевых месторождений. - В кн.: Памяти Архангельского. М.: Изд-во АН СССР, 1951.
10. Черемичин В.Г., Кирнос В.К. Особенности геологического строения Мало-Седельниковского месторождения родонита. - В кн.: Геология, методы поисков, разведки и оценки месторождений ювелирных, подерочных и декоративно-облицовочных камней. М., 1975.
11. Шатский Н.С. О марганцевоносных формациях и о металлогении марганца. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1954, № 4.
12. Allen V., Fahey J.J. Rhodonite johannsenite, and ferroan johannsenite at vanadium New Mexico. - Amer. Miner., 1953, 38, N 11-12.
13. Segnit E.R., Mangenece deposits in the neighbourhood of tamworth, New South Wales. - Australas. Inst. Mining and Metallurgy Proc., 1972, June, N 202.
14. Sinkankas J. Gemstones of the North America, 1966.
15. Thurm R.E. A new depositot rhodonite in Tanzania. - J. Gemmol., 1973, 13, N 7.

В. В. НАСЕДКИН

ПРОЯВЛЕНИЯ АГАТА И ПОДЕЛОЧНОГО ОБСИДИАНА МАГАДАНСКОЙ ОБЛАСТИ

Северо-Восток СССР – крупный район горнодобывающей промышленности. Важную группу месторождений составляют касситеритовые и вольфрамовые грейзены, кварцевые жилы и пегматиты. С ними связаны проявления топаза, мориона, горного хрусталя.

Широко развиты также проявления халцедона и агата [1]. Эти проявления локализируются в пределах лавовых полей верхнемелового и палеогенового возраста.

Особо следует отметить проявления поделочного обсидиана в районе оз. Красное.

Проявления поделочного и полудрагоценного камня до настоящего времени изучены слабо. Они не разведаны и эпизодически разрабатываются кустарным образом.

В данной статье систематизируются разрозненные сведения о поделочном камне Магаданской области.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ И ПРОЯВЛЕНИЯ АГАТА

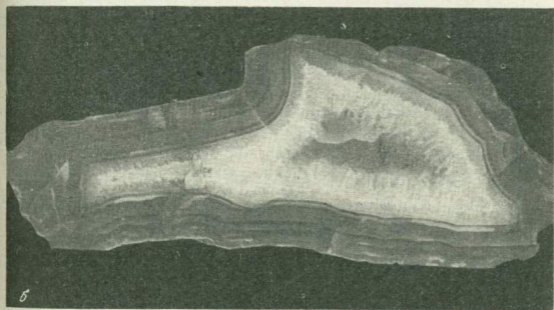
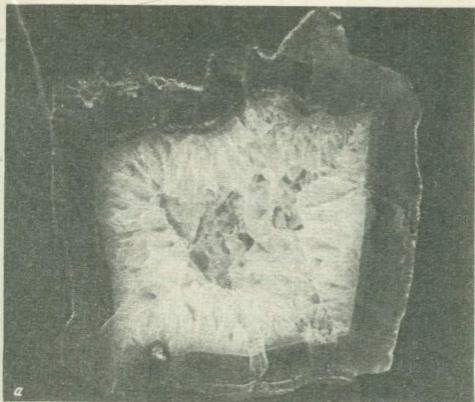
Проявления агата известны в районах развития эффузивов (с запада на восток) в верховьях р. Яны Охотской, рек Армань, Олы, Правой Хеты (южная часть Магаданской обл.) и в верховьях рек Белая, Осиновая, Кэнгинин (на севере).

Проявления агата генетически могут быть разделены на большие группы: а) связанные с основными эффузивами; б) связанные с кислыми эффузивами.

Проявления агата в основных эффузивах

Агаты локализируются в палеогеновых базальтах, которые образуют крупные покровы на водоразделах. Наиболее крупные покровы известны в верховьях рек Яны Охотской и Яны. Наиболее детально нами изучен район верховьев р. Ола.

Проявление р. Ола. В нижней части разреза развиты кислые эффузивы верхнемелового возраста, представленные липаритом, сва-



Фиг. 1. Разновидности агата из верховьев р. Олы
a - зональный агат из верхней зоны потока; *б* - зональный агат из нижней зоны потока

ренным витрокластическим туфом, липаритовым туфом. Вдоль тектонических зон эти породы изменены: каолинизированы, местами окремнены. Мощность кислых эффузивов составляет 300-500 м.

Кислые породы вулканогенной толщи прорваны дайками стекла перлитового типа. Кислые эффузивы с несогласием перекрываются па-

леогеновыми базальтами, образующими покров площадью до 10-15 тыс. км² на водоразделе рек Ола-Малтан.

Общая мощность покрова порядка 300-350 м. По вертикали он состоит из серии потоков. Мощность отдельных потоков 30-35 м. Всего насчитывается 10-12 потоков. Потоки состоят из базальта микропорфировой структуры. Вкрапленники представлены оливином, пироксеном и основным плагиоклазом. Базальт центральной части потока имеет массивное строение. В нижней части потока залегает зона брекчий.

Агаты и аметисты встречаются в верхней и нижней зонах потока. Для верхней зоны характерны агаты округлой формы размером до 5-10 см. В нижней зоне отдельные выделения достигают 25-50 см в поперечнике.

Для агатов желвакового типа верхней зоны характерно концентрическое зональное строение (фиг. 1, а). Окраска агата серая с желтоватым или слабым голубоватым оттенком. Выделяются две основные концентрические зоны: внешняя состоит из желтовато-серого и голубоватого халцедона, центральная представлена прозрачным желтоватым кварцем. Ширина средней зоны обычно небольшая - 10-20 мм, внутренняя образует главную часть агатового выделения. Ее размер в поперечнике порядка 30-60 мм.

Агаты нижней зоны потока отличаются большим разнообразием разновидностей. Наиболее типичны выделения неправильной формы до 10-30 мм в поперечнике. Внешняя зона представлена темно-серым иногда с коричневым оттенком халцедоном. В некоторых случаях она состоит из тонких чередующихся полос белого и черного халцедона (толщина полос 1-3 мм). Мощность внешней зоны даже в крупных выделениях агата не превышает 50 мм. Центральная часть агатового обособления обычно представлена шестоватым кварцем с аметистовой окраской в концевых частях кристаллов (фиг. 1, б).

В нижней зоне потока встречаются также шетки аметиста. Размер кристаллов до 10-30 мм по длинной оси и 3-5 в поперечнике.

С покровами основных эффузивов генетически связаны агаты рек Армань и Яна, а также сердолики Чукотского п-ва.

Проявления агата в кислых эффузивах

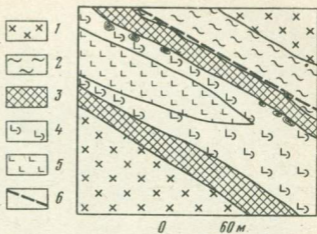
Проявления агата известны в верховьях р. Правая Хета, на водоразделе рек Талая и Анманэхэн (в южной части Магаданской обл.), а также к северо-востоку от пос. Эгвекинот.

Во время полевых работ 1977 г. нами было обнаружено проявление сапфиринового агата на водоразделе рек Осиновая и Талаяныи в Анадырском районе.

Проявление рек Осиновая-Талаяныи. Участок находится на западном склоне хребта Рарыткин, который представляет антиклинорий северо-восточного простирания. Ядро антиклинория сложено осадочными породами верхнего мела: алевролитами, глинистыми сланцами, углистыми сланцами, песчаниками. Эффузивы протягиваются

фиг. 2. Геологическая схема агатового проявления верховьев рек Осиновая-Талаяны

1 - липарит; 2 - сферолитовый липарит; 3 - агатоносная зона; 4 - стекло; 5 - гидротермально-измененные породы; 6 - разломы



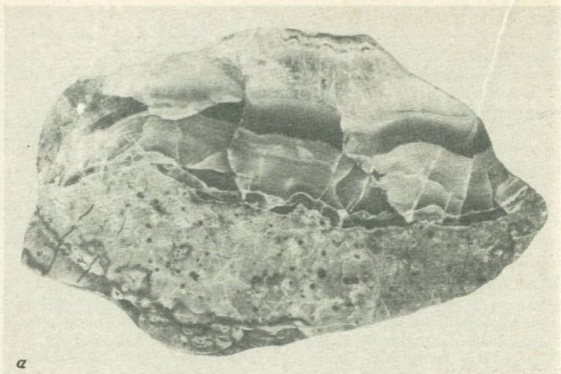
полосой шириной до 20-30 км вдоль западного борта антиклинария. Полоса эффузивных пород разделяется на две зоны: внутреннюю и внешнюю. Во внутренней зоне преобладают основные эффузивы, во внешней - кислые. Проявление агата находится в поле кислых пород.

В верхнем течении р. Талаяны была закартирована крупная вулканическая постройка, имеющая в плане кольцевую конфигурацию. Диаметр внешнего кольца постройки ~5 км. Края этой структуры сложены андезито-дацитами. В центральной части преобладают породы липаритового комплекса, который можно разделить на две фациальные зоны. Во внешней фациальной зоне преобладают потоки, связанные с эффузивной деятельностью вулкана. Эффузивы залегают в пределах возвышенной северной части комплекса. Разрез состоит из собственно липаритов и сваренных туфов.

Стекловатые породы залегают в нижней части потоков сваренного туфа. Мощность стекла достигает 10-15 м. Стекло содержит большое количество вкрапленников и других кристаллических включений.

В центральной, по-видимому, жерловой части комплекса обнаружена система даек. Наиболее крупная дайка имеет зональное строение. Ее центральная часть сложена фельзитами, краевая - перлитом. Общая мощность дайки около 130-140 м. По простиранию она прослежена на 250-300 м. Стекло залегают на контакте фельзита с вмещающим липаритом. Простирание дайки субширотное. Мощность перлита у южного контакта дайки 10 м, у северного - около 20 м. На участке выклинивания дайка целиком состоит из стекла, и ее мощность здесь составляет 60 м. Внедрение дайки произошло по зоне разлома. Вблизи контакта вмещающие породы сильно изменены - цеолитизированы и монтмориллонитизированы.

Краевая часть дайки (контакт стекла и липарита) сложена сферолитовым липаритом. Размер сферолитов колеблется от 1-2 до 25-30 см в диаметре. Проявление агата связано со сферолитовыми липаритами (фиг. 2). Выделяются агаты прожилкового и жеодового типа.



Фиг. 3. Разновидности сапфиринового агата
a – прожилковая разновидность; *b* – жеодовая разновидность

Прожилковый или жильный агат выполняет трещины, рассекающие фельзит и мелкоферолитовый липарит. Для жил и прожилков характерно следующее строение (от периферии к центру): массивный фельзит интенсивно желтый; брекчированный фельзит, сцементированный серым или голубоватым халцедоном (мощность 10–15 мм); халцедон светло-голубой (мощность 10–20 мм); халцедон интенсивно голубой или даже синий (мощность 20–30 мм). В центральной части агрегата могут находиться мелкие кристаллы шестоватого кварца (фиг. 3, а). Длина прожилков варьирует от 10 до 30–50 см. Местами они пересекаются, образуя раздувы до 10 см в поперечнике.

Агат жеодового типа пространственно связан с крупно- и гигантосферолитовыми разновидностями фельзита. Обычно агат заполняет центральную остаточную полость сферолита и замещает фельзит краевой части пустот. Наиболее типичный вариант зональности (от периферии к центру): окремненный фельзит, темно-серый халцедон (мощность 3–5 мм), синий тонкополосчатый халцедон (мощность 15–20 мм), серовато-розовый халцедон (мощность 5–10 мм). Центральная часть полости обычно состоит из прозрачного шестоватого кварца (фиг. 3, б). В некоторых разновидностях кварц имеет ярко-желтую окраску.

Содержание агата в сферолитовом липарите составляет 1–5 кг на 1 м³ горной массы. Агат имеет интенсивную окраску и обладает высокими декоративными свойствами. К дефектам относится сильная трещиноватость. Поэтому для мелких поделок и украшений агат мало пригоден.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПОДЕЛОЧНОГО ОБСИДИАНА

Обсидианы залегают на северо-восточном и западном берегах оз. Красного, связанного протокой с р. Анадырь. Озеро, достигающее в поперечнике 10–15 км, расположено в котловине, окруженной по периферии холмистой грядой. Абсолютные отметки возвышенностей 150–250 м. Холмы сложены вулканогенными породами. В нижней части разреза залегают кислые туфы, в которых встречаются редкие обломки обсидиана. Выше по разрезу залегают верхнетрещичные – четвертичные базальты, среди которых встречаются миндалекаменные разновидности, содержащие агат и сердолик.

Обсидианы встречены в аллювиальных озерных отложениях оз. Красного и по руч. Мысовому, впадающему в озеро вблизи пос. Красно.

Наибольшая концентрация обсидиана наблюдается в пределах северо-восточной и северо-западной береговой полосы. В южном направлении количество обсидиана постепенно уменьшается.

Обсидиан встречается в виде гальки диаметром от 10 мм до 20–25 см. По окраске обсидианы делятся на три типа: черный (моориноподобный), пестрый и зеленоватый. Наиболее распространен



Фиг. 4. Морионовый обсидиан из озерных отложений восточного берега оз. Красное. Глобулярная структура под электронным микроскопом; увел. 5000; угольная реплика после травления в HF

черный обсидиан. Две другие разновидности встречаются значительно реже.

Черный (мориноподобный) обсидиан в тонком сколе прозрачен. Показатель преломления 1,482. Содержание воды не превышает сотых долей процента. Под электронным микроскопом обнаруживает отчетливую мелкоглобулярную структуру (фиг. 4). Глобулярная структура определяется наличием флуктуаций или глобулей стекла диаметром 1000–3000 мкм. Глобули расположены беспорядочно и не имеют преимущественной ориентировки. Инородные включения в обсидиане отсутствуют. Мориноподобная окраска обсидиана, по видимому, обусловлена эффектом отражения от поверхности глобулей, которые выявляются под электронным микроскопом после травления поверхности образца в HF [2].

Среди обсидианов этой разновидности встречаются гидратированные разновидности, которые вспучиваются при нагревании до 1000°.

Пестрая окраска обсидианов обусловлена чередованием полос черного и красновато-бурого стекла вдоль тончайших трещин и полос флюиальности.

Из морионового обсидиана могут быть изготовлены полированные пластинки, подставки, броши и другие украшения.

Содержание обсидиановой гальки в элювиальных отложениях достигает 10–20%, в отдельных случаях до 40–50%. Обсидиан легко отличим от галечных образований другого состава и может служить предметом эксплуатации.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бабкин П.В. Полезные ископаемые Северо-Востока. Магаданское книжн. изд-во, 1974.
2. Наседкин В.В., Фролова К.Е. Микроструктуры обсидиана по данным электронной микроскопии. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 3.

А. Х. ХАКИМОВ, Г. П. ПАЦКЕВИЧ

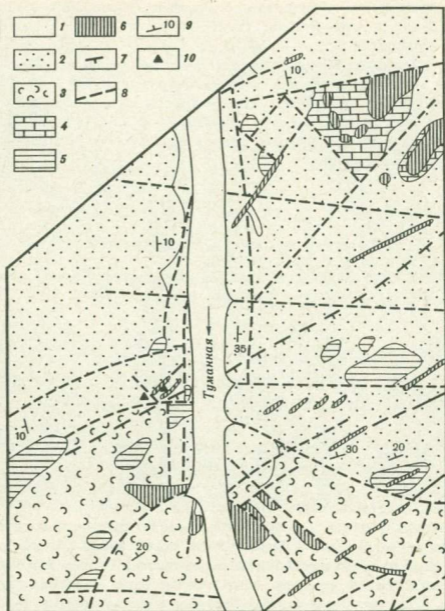
ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ КЕДОНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ АМЕТИСТА

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Кедонское месторождение аметиста расположено на территории Магаданской области в районе Омолонского срединного массива. Средневерхнедевонские вулканогенные образования (Кедонская серия) в районе месторождения подразделяются на два комплекса. Ранний вулканогенный комплекс представлен темно-серыми, зеленовато-серыми и светло-серыми игнимбритами и липаритовыми туфами, незначительно развиты фельзиты и андезиты. Поздний вулканогенный комплекс характеризуется розовым и красно-бурым цветом пород, невыдержанностью горизонтов и фациальной изменчивостью. В составе комплекса преобладают липаритовые игнимбиты, лавы и туфы. Среди липаритов выделяются флюиальные разности, образующие покровы, сферолитовые и пузырьчатые лавы в прижерловой фации. К северо-востоку от месторождения вулканогенная толща перекрывается с угловым несогласием пермскими известковистыми туфо-песчаниками (фиг. 1).

В районе развиты палеозойские и мезозойские интрузивные породы. Палеозойские интрузивы связаны с кедонской свитой и, вероятно, представляют субвулканические штоки и пластовые тела — каналы, подводящие лаву. Мезозойские породы слагают секущие дайки и штоки гранит-порфира, диабазы и габбро-диорита.

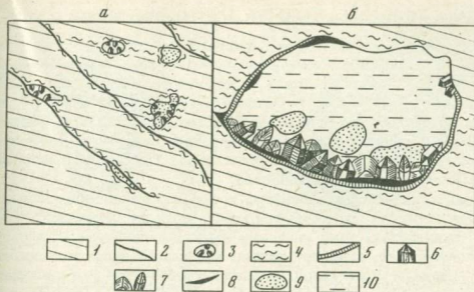
Основной складчатой структурой района является Туманинская брахиантиклиналь, осложненная многочисленными разрывными нару-



Фиг. 1. Геологическая схема района Кедонского месторождения аметиста (составил Г.П. Пацкевич).

1 - аллювиальные отложения; 2-3 - кедонская серия: 2 - поздний вулканогенный комплекс, 3 - ранний вулканогенный комплекс; 4 - пермские отложения; 5 - палеозойские интрузивные и субвулканические породы; 6 - мезозойские интрузивные породы; 7 - северная граница зоны смятия; 8 - разрывные нарушения; 9 - элементы залегания пород; 10 - месторождение аметиста

шениями. К югу от месторождения разноориентированные нарушения образуют зону смятия северо-восточного простирания, насыщенную интрузивными породами. К северу от месторождения в результате смещений по субширотным нарушениям образуется грабен шириной около 15 км, а по долине р. Туманной, в непосредственной близости от месторождения, проходит мощный субмеридиональный разлом,



Фиг. 2. Характер размещения гнезд выщелачивания (а) и минералов гнездового выполнения (б)

1 - флюидальность в липаритовых лавах; 2 - трещины отрыва; 3 - полости выщелачивания; 4 - каолинизация и серицитизация; 5 - бесцветный гребенчатый кварц (кварц I); 6 - кристаллы амethystа; 7 - кристаллы кальцита (карбонат II); 8 - гидроокислы железа, карбонат I, гидрослюды на кварце I; 9 - серицит-каолиновая масса; 10 - лед

прослеживающийся более чем на 30 км. Роль каждой из крупных структур в локализации месторождения не вполне ясна.

Месторождение Кедон представлено двумя амethystоносными зонами. Амethystоносные зоны представляют собой участки липаритового потока повышенной трещиноватости с многочисленными полостями выщелачивания. Зона 1 расположена между двумя крутопадающими дайками, зона 2 - к западу от нарушения северо-западного простирания.

Наиболее изучена амethystоносная зона 1; ее ширина около 100 м, она прослежена по простиранию на 260 м. Оба фланга зоны эродированы. По крутопадающим разрывам в зоне отмечается каолинизация, серицитизация и окварцевание. Размещение полостей с амethystами контролируется трещинами разрыва и частично флюидальностью липаритов (фиг. 2). Начальные стадии изменения макроскопически не улавливаются, интенсивные же изменения отмечаются только вокруг полостей выщелачивания. Намечается такая последовательность изменения: серицитизация плагноклаза и пелитизация порфиrowого калиевого полевого шпата - выделение по флюидальности и секущим трещинкам среди липаритов тончайших прожилков кварца с одновременным выносом магнетита. Липарит переходит в серицит-каолин-кварцевый агрегат без реликтовой структуры. Близким изменениям подвергается гранит-порфир пологой дайки, но амethystы в ней не встречаются.

Кристаллы кварца и аметиста нарастают на стенках остаточных полостей и полостей выщелачивания. Форма полостей щелевидная и изометричноовальная. Размеры их колеблются в пределах 5–20 см по наибольшему измерению. Полости с кристаллами кварца и аметиста сопровождаются просветленными зонами гидротермального окварцевания, серицитизации и каолинизации вмещающих липаритов. Максимальная мощность измененных пород (до 10 см) наблюдается вокруг минерализованных полостей.

В минерализованных полостях, кроме основных минералов — кварца и аметиста, встречаются карбонат (двух генераций) барит и гётит (гидрогётит). Как показали детальные полевые и лабораторные исследования, наиболее ранним минералом является доаметистовый кварц-I. Этот кварц, имеющий гребенчатое или шестоватое строение с хорошо развитыми гранями ромбоэдра, образует прожилки, и в виде тонкой (0,5–1,0 мм) корочки покрывает стенки полостей, а также образует небольшие хорошо ограненные кристаллы.

На бесцветном кварце-I нарастают пластинчатые кристаллы железистого карбоната-I (анкерит?) с гётитом и гидрогётитом в основании. Карбонат-I очень часто замещается гидроокислами железа. Нередко карбонат-I совместно с гидроокислами железа и каолинитом образует тонкие, различимые под микроскопом налеты в основании кристаллов аметиста.

Аметист (кварц-II) нарастает на кварце-I или карбонате-I образуя при этом либо одиночные скипетровидные кристаллы, либо друзовые сростки короткостолбчатых кристаллов, в общем сходных с кристаллами месторождений Ватиха, Хасаварка и Обман. Длина кристаллов по тройной оси колеблется от 3–5 мм до 6–10 см (фиг. 3, 4).

Для морфологии кристаллов аметиста характерно широкое развитие рельефных вициналей роста на гранях ромбоэдров и призм. Иногда встречаются кристаллы типа "пагода" со ступенчатым строением пирамидальной части, что не является характерным для аметистов других месторождений. В отдельных случаях аметист регенерирует обломанные кристаллы кварца-I.

В основании кристаллов аметиста нередко встречаются окислы и гидроокислы железа, каолинит, отпечатки ранее существовавшего карбоната-I, подчеркивающих более позднее образование аметиста. Поверхности ромбоэдров некоторых кристаллов покрыты гидроокислами железа и мельчайшими кристаллами карбоната-II (кальцит). Последний во многих гнездах образует друзы из крупных беловатых и сероватых кристаллов. Нередко кристаллы кальцита формируются в промежутках между кристаллами аметиста. В друзах кальцита между кристаллами изредка встречается крупнокристаллический полупрозрачный барит.

Цвет аметиста красновато-фиолетовый разной интенсивности. Отмечаются и бесцветные кристаллы кварца, не отличающиеся по облику от кристаллов аметиста, а также равномерно окрашенные зо-



Фиг. 3. Кристалл аметиста свободного роста на липаритовом субстрате



Фиг. 4. Аметист с кальцитом; на поверхности сульфидовидная присыпка окислов железа

нальные или реже пятнистые. Зональная окраска обусловлена чередованием полос бесцветного и фиолетового кварца, ориентированных параллельно граням ромбоэдров. Иногда наиболее ярко окрашены сектора, соответствующие граням одного из ромбоэдров, чаще *R*. В пятнистых кристаллах сгущение окраски чаще приурочено к осевой части кристаллов или к ребрам между призмой и ромбоэдром.

Аметист Кедонского месторождения отличается высокой прозрачностью, зеркальным блеском граней кристаллов и почти полным отсутствием "рубашек". Основными дефектами кристаллов являются интенсивная трещиноватость, главным образом в крупных кристаллах, бледная окраска значительной части сырья. Изредка встречаются мутные участки и газовой-жидкие включения. Полностью отсутствуют включения посторонних минералов, характерные для других месторождений аметиста.

СТАДИЙНОСТЬ И ТЕРМОБАРИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Формирование месторождения Кедон протекало в течение двух, четко выделяющихся этапов гидротермальной минерализации, разграниченных во времени длительным перерывом (табл. 1).

Во многих кристаллах кварца обычно близ основания были обнаружены мелкие (0,01 мм) одно- и двухфазовые жидкие и газовой-жидкие включения. В редких случаях была фиксирована еще жидкая углекислота. Углекислота, как установлено хроматографическими анализами (аналитик Л.А. Копнева), в значительных количествах присутствует и в составе газовой фазы включений (табл. 2). Наиболее характерно щелочное расположение вдоль залеченных трещин включений с содержанием газовой фазы от 0 до 8% (фиг. 5).



фиг. 5. Вторичные однофазовые жидкие включения формы негативных кристаллов в залеченной трещине головки аметиста

фиг. 6. Первичные газопо-жидкие включения в средней зоне кристалла аметиста

В первичных газопо-жидких включениях изученных кристаллов кварца объемы газовых пузырьков практически почти не отличаются. Так, в монокристаллах бесцветного кварца-I объем газового пузырька в первичных включениях составляет 15-20%; в бледноокрашенных кристаллах кварца-II 10-18% и в аметистах газовый пузырек не превышает 10-15 об.% вакуоли (фиг. 6).

Температуры кристаллизации кварца определялись методом гомогенизации газопо-жидких включений в термокамерах конструкции Ю.А. Долгова - Л.Ш. Базарова. Полученные температуры по изученным разновидностям кварца отличаются очень незначительно, но дают основание считать кристаллы кварца-I более высокотемпературными (260-230°C), чем аметист (190-150°C).

Полученные по кварцам месторождения Кедон данные не отличаются от температур, полученных В.С. Балицким и другими [1] для остальных гидротермальных месторождений аметиста.

Определение давления минералообразования проводилось по сингенетичным углекислым включениям методом В.А. Калужного [2] и по температурам гомогенизации и массовому растрескиванию углекислотных включений [3]. Полученные значения давлений несколько ниже, но близки к давлениям аметистосодержащих гидротермальных жил других месторождений СССР. Месторождение Кедон, как видно из приведенных данных, образовано на небольшой глубине.

Таблица 1

Стадийность минералообразования на месторождении Кедон

Минералы	I этап		II этап		
	Стадия минерализации				
	I	II	I	II	III
Кварц-I	—				
Гётит (гидрогётит)		—		—	
Карбонат-I		—	—		
Кварц-II (аметист)			—		
Карбонат-II (кальцит)				—	
Барит					—

Примечание. — кристаллизация; ---- выщелачивание.

Таблица 2

Сводная таблица данных термобарометрических исследований

Минерал	Характер включений	Содержание газовой фазы, %	T, °C	Тип гомогенизации	Давление, атм	CO ₂ , г/кг H ₂ O
Кварц-I, моно-кристалл и стержень скипетровидного кристалла	Первичные	15-20	260-230	I	250-230	20,00
	Вторичные	3-7	145-115	I	-	-
Кварц-II: бледно-фиолетовый аметистовидный	Первичные	10-18	210-145	I	235-215	34,88
	Вторичные	3-8	125-100	I	-	-
аметист густой яркой фиолетовой окраски	Первичные	10-15	190-150	I	230-220	15,15
	Вторичные	2-5	125-100	I	-	-

ЛИТЕРАТУРА

1. Балицкий В.С., Хетчиков Л.Н., Дороговин Е.А. Некоторые особенности геохимических условий образования аметистов. - В кн.: Синтез и экспериментальные исследования, М., 1970.
2. Калужный В.А. Методы вивчения богатых включений в минералах. Киев: Вид-во АН УССР, 1960.
3. Наумов В.Б., Малинин С.Д. Новый метод определения давления по газовой-жидким включениям. - Геохимия, 1968, № 4.

КАМНИ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ И ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

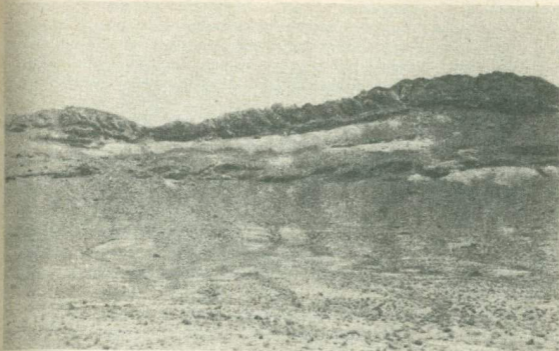
Т. И. МЕНЧИНСКАЯ, В. А. ДРАМШЕВ, Э. Ш. КУДАЕВ

БИРЮЗОНОСНОСТЬ ЦЕНТРАЛЬНЫХ КЫЗЫЛКУМОВ

Бирюзоносные площади Кызылкумов составляют около 300 км². В их пределах в настоящее время установлено 14 месторождений и 40 проявлений бирюзы. В ранние и средние века нашей эры эти месторождения были отработаны на 60–70%, но и при этом запасы ювелирной бирюзы в недрах составляют сотни, а возможно, и тысячи килограммов. Бирюза характеризуется крайне рассеянной минерализацией. Площади отдельных месторождений достигают нескольких квадратных километров. По имеющимся в настоящее время данным глубина развития бирюзоносных кварцевых прожилков составляет 30–40 м. При развитии коры выветривания на месторождении 80–90, а иногда и 100% бирюзы представлено некондиционными. разностями в результате замещения ее вторичными минералами. Ярко-голубая и зеленая бирюза составляют 5–10, редко 20% всей массы. Может быть восстановлено тем или иным методом 20–30% измененной бирюзы. Значительная часть сырья на любом месторождении представляет интересный коллекционный материал (имеются в виду тонкие прожилки и мелкие включения бирюзы, извлечение которых из породы практически невозможно или нецелесообразно).

Основная масса бирюзы кызылкумских месторождений связана с маломощными кварцевыми жилками, в которых она образует различной формы и размеров включения, желвачки, прожилочки, корочки и примазки. В наиболее дробленных участках жильного кварца бирюза выполняет роль цемента. Менее распространены прожилочки и оолитоподобные включения бирюзы во вмещающих породах. Эти образования, как мы ранее отмечали [2, 3, 1, 4; 5], редко содержат ювелирную бирюзу, но являются прекрасным коллекционным материалом, пригодным для облагораживания, и образуют оригинальные паутинные (сетчатые) разности бирюзы.

Все месторождения и проявления бирюзы Кызылкумов характеризуются близостью геологического строения. Площади, на которых встречается бирюза, приурочены к центральным частям сложно построенных антиклинальных поднятий, формирование которых, по данным Б.Б. Ситдикова, И.Е. Минаковой и других исследователей, началось в олигоцене, активизировалось в плиоцене и завершалось уже в четвертичный период. В это время были сформированы основ-



Фиг. 1. Гряды пород бирюзоносной формации на площади месторождения Восточного. В подножье гряд белыми пятнами выделяются отвалы древних и современных выработок

ные горные массы Кызыл-Кумов, Букантау, Тамцытау, Ауминза-Бельтау, Кульджуктау и много более мелких возвышенностей. Массивы сложены палеозойским комплексом пород и частично протерозойскими образованиями. Отложения мезокайнозоя слагают их краевые зоны и огромные пустынные пространства между ними. Месторождения бирюзы локализируются только среди пород углисто-карбонатно-кремнистой формации, относимой рядом исследователей к наиболее древним рифейским (?) образованиям региона. Площади развития пород этой формации определяются как потенциально бирюзоносные площади, так как устанавливается не только пространственная, но и генетическая связь бирюзы с данными породами. Углисто-кремнистые сланцы, кварциты идентичны во всех массивах, они повсюду содержат повышенное количество меди, фосфора, молибдена, кобальта, никеля. Напомним, что медь и фосфор, наряду с глиноземом, являются слагающими компонентами бирюзы, а Mo, Co, Ni — постоянными примесями в ее составе [2]. Содержание фосфорного ангидрида в углеродистых породах в среднем составляет около 3,5%, медь содержится в сотых долях, а молибден — в тысячных долях процента.

Породы углисто-карбонатно-кремнистой формации сравнительно легко картируются и дешифрируются на аэроснимках, слагая в большинстве случаев вершины поднятий и скальные выходы на их склонах. Выделяются эти отложения темной, почти черной, окраской и массивностью. Они меньше всего подвержены процессам выветривания (фиг. 1). Наиболее распространены породы данной формации

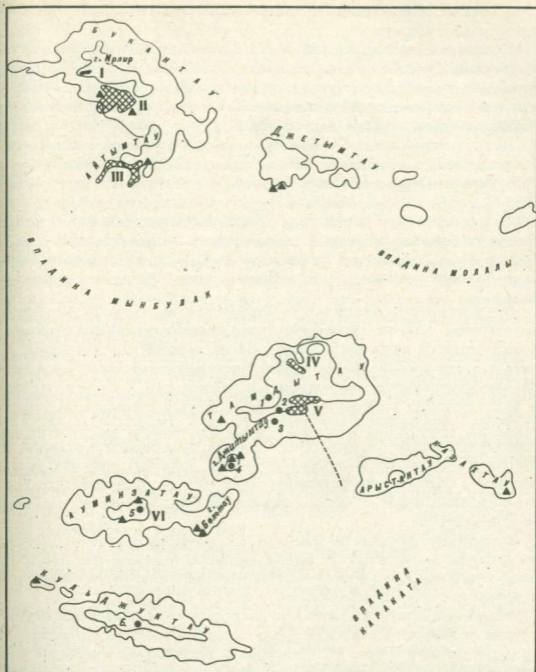
в горах Букантау, несколько меньше они распространены в Тамдытауском массиве и весьма ограниченно развиты в Ауминза-Бельтауском и Кульджуктауском антиклинальных поднятиях. В прямой связи с развитием углеродистых пород и кварцево-жильных зон среди них находится бирюзовая минерализация и в обратной - развитие древних кор выветривания.

Наиболее эродированными представляются горы Букантау и Тамдытау. В их пределах отмечаются лишь небольшие участки древней коры выветривания. В горах Ауминзатау и Кульджуктау на значительных участках развиты площадные и линейные коры выветривания. В последних нередко отмечаются алунитовая и вторичная медная минерализация; бирюза не установлена. Это относится и к зонам выветривания среди пород углисто-карбонатно-кремнистой формации. Чем выше степень выветривания пород, тем меньше возможность обнаружить в них бирюзу, об этом говорят многочисленные факты.

На площади Централных Кызылкумов нами выделено четыре бирюзоносных узла - Северо-Букантауский, Южно-Букантауский, Северо-Тамдытауский, Южно-Тамдытауский, две зоны - Ирлирская, Ауминзинская и отдельные проявления в горах Сызтау, Джетымтау и Кульджуктау (фиг. 2).

Ирлирская бирюзоносная зона прослеживается в субширотном направлении на расстояние 8 км вдоль водораздельной части небольшого гребня на южном склоне известняковой гряды Боздон-Тау. Ширина зоны не превышает 1 км, абсолютные отметки в ее пределах колеблются от 460 до 600 м. Зона четко приурочена к новейшему широтному Кулкудукскому разлому. В пределах зоны расположены проявления Ирлир-I Ирлир-II и ряд мелких точек с признаками бирюзовой минерализации. Размер минерализованных участков незначительный, мощность бирюзоносных зон не превышает 1 м. Кварцевые жилы редки. Характерно развитие местами халцедоновидного кварца и крупных линз алунита, тесно ассоциирующих с бирюзой. Бирюза образует прожилочки, включения в халцедоновидном кварце, в алуните и в брекчированных вмещающих породах. На проявлении Ирлир-II она имеет кремневидное сложение и неравномерную, пятнистую окраску за счет включений вмещающих пород. В небольших участках бирюза окрашена в темно-голубой и синевато-голубой цвет, чем резко отличается от бирюзы других месторождений. Древние выработки в пределах Ирлирской зоны единичны. Перспективы обнаружения крупных скоплений бирюзы сомнительны.

Северо-Букантауский бирюзоносный узел расположен в слабо всхолмленных предгорьях г. Джаман-Каскыр. Абсолютные отметки площади колеблются от 410 до 460 м, т.е. значительно ниже площади Ирлирской зоны. Площадь бирюзоносного узла составляет около 60 км² и совпадает с площадью развития кварцевых прожилков. Здесь расположены месторождения Аякаши-I, Аякаши-II, Турбай-I и II, Джаман-Каскыр, два небольших проявления и несколько точек



Фиг. 2. Схема размещения биурезоносных площадей в Центральных Кызылкумах

Заштрихованы площади биурезоносных узлов, зон: I – Ирликская зона; II – Северо-Бухартауский узел; III – Южно-Бухартауский узел; IV – Северо-Тамдытауский узел; V – Южно-Тамдытауский узел; VI – Ауминзинская зона; точкой показаны одиночные проявления биурезы; 1 – Кургантау; 2 – Юго-Западное; 3 – Карашохо; 4 – Джитымтау; 5 – Косшока; 6 – Таушан; треугольники – проявления меди

с бирюзовой минерализацией в элювиально-делювиальных развалах и коренных выходах.

Положение месторождений четко определяется совмещением благоприятных геологических признаков, выделенных нами [3]. Минерализованные участки контролируются местами пересечения более ранних тектонических трещин северо-восточного направления и более поздними субширотными нарушениями.

Все месторождения Северо-Букантауского узла интенсивно разрабатывались в древности. На месторождении Джаман-Каскыр устанавливается до трех этапов отработки с отчетливыми перерывами. Но, несмотря на это, отдельные участки месторождений представляют промышленную ценность и в настоящее время за счет неотработанных бирюзоносных тел, не выходящих на поверхность. Так, на месторождении Аякаши-I на глубине 5-7 м от поверхности было открыто бирюзоносное тело длиной около 30 м и мощностью 3-5 м.

Месторождение Аякаши-II и Турбайское не изучены. По данным поверхности [5], на Турбайской гряде процент ювелирной бирюзы представляется наиболее высоким. На месторождении Аякаши-II развита плотная ярко-зеленая бирюза. Месторождения Аякаши-I и Аякаши-II характеризуются обильной минерализацией, но, располагаясь в зонах крупных разломов с сильно развитым ожелезнением пород, содержат значительное количество бурой, желтоватой ожелезненной, дрозитизированной бирюзы. Несомненный практический интерес представляет месторождение Джаман-Каскыр, площадь которого около 3,5 км², глубина минерализации более 30 м, а горизонт сильного выветривания пород и выщелачивания бирюзы составляет 0,5-3 м от поверхности.

Вмещающие породы на площади Северо-Букантауского узла всюду подвержены значительному выветриванию с поверхности, что и привело к замещению основной массы бирюзы вторичными минералами и ее частичному выщелачиванию в ряде участков.

Южно-Букантауский бирюзоносный узел в виде подковы огибает с трех сторон Алтынтауский гранитоидный интрузив. Общая площадь узла составляет около 70 км². Здесь расположены месторождения Северный Дербез, Южный Дербез, Каратау, Джиланды-I и несколько проявлений с единичными древними выработками в коренном залегании. Месторождения этого узла также разрабатывались в древности и не имеют, по существу, геологической характеристики в настоящее время. Наиболее интересным представляется Дербезское минерализованное поле, вытянутое в меридиональном направлении на расстояние около 7 км при ширине в южном конце до 3 км, а в северном окончании ширина разброса древних выработок составляет 1 км, т.е. площадь развития древних выработок здесь уже превышает площадь древней отработки на месторождениях Северо-Букантауской группы. Гипсометрически месторождения Каратау и Северный Дербез располагаются примерно на тех же высотах, что и Аякаши-Джаман-Каскыр (400-420 м). Площадь месторождений

Южный Дербез и Джиланды характеризуется отметками 310–340 м, т.е. почти на 100 м ниже первых.

Геологические критерии, определяющие локализацию месторождений бирюзы данного узла, аналогичны указанным выше. Таким образом, бирюзоносные площади приурочены к графитизированным углито-кварцевым сланцам, кварцитам с кварцево-жильными зонами, дайками средних пород, ореолами молибдена, меди, сульфидизацией пород и широко развитой дизъюнктивной тектоникой. Отличительными особенностями этой минерализованной площади являются расположение в непосредственной близости к гранитоидному интрузиву, широкое развитие углеродистых пород и очень малое – кварцевых жил. Представляется более глубоким эрозионный срез площади в целом и соответственно месторождений. Выветривание пород и самой бирюзы слабее, чем в Северо-Букантауской группе: крошка бирюзы, встречаемая в отвалах большинства древних выработок, преимущественно хорошего качества и нередко ярко-голубой окраски. Интенсивность минерализации, судя по отвалам древних выработок, уступает месторождениям Северо-Букантауского узла.

Бирюзоносная площадь в горах Тамдытау составляет всего около 50 км², т.е. в 2,5 раза меньше, чем в районе Букантауского поднятия. Основные месторождения – Восточное, Центральное, Западное, Дальнее, Юго-Восточное и большая часть проявлений – сосредоточены в южной части гор и объединяются в Южно-Тамдытауский (Тасказганский) бирюзоносный узел. В северной части Тамдытауского поднятия находится месторождение Шатымтау и три небольших проявления. Месторождения располагаются на различных уровнях от 540 м (Кургантау) до 700–750 м (Восточное). Разница в отметках месторождений Восточное и Южный Дербез (Букантау) составляет до 410 м.

Южно-Тамдытауский (Тасказганский) бирюзоносный узел расположен в южных предгорьях гор Тамдытау. Площадь узла около 35 км², очертания неправильные с заметной вытянутостью в широтном направлении, что обусловлено почти строго линейным расположением тектонических зон, в пределах которых локализуются месторождения и проявления бирюзы. Здесь в настоящее время установлено пять месторождений и 29 проявлений, фиксируемые единичными выработками и небольшими группами их. По сравнению с Букантаускими бирюзоносными узлами в Тамдытау отмечается более интенсивная минерализация на меньшей площади.

Месторождение Центральное, площадь которого составляет 3,5 км², с юга, востока и севера ограничено тектоническими линиями и гребнями углистых кварцитов. Широко развиты системы широтных и северо-восточных нарушений. Поверхность месторождений слабо всхолмлена со значительным чехлом рыхлых отложений. По своим геологоструктурным особенностям и характеру минерализации месторождение аналогично Джаман-Каскырскому.

Месторождение Западное является естественным продолжением Центрального и характеризуется наличием самой крупной древней траншеобразной выработки глубиной более 10 м.

Месторождения Восточное, Дальнее, Юго-Восточное близки по характеру минерализации месторождениям Дербез, характеризуются по сравнению с другими объектами слабой выветрелостью и наличием в отвалах древних выработок крошки плотной ярко окрашенной голубой и зеленой бирюзы. Интересно отметить, что чем выше процент ювелирной бирюзы на месторождении, тем меньше крошки в отвалах древних выработок, и наоборот. Как и на месторождениях гор Букантау, основная масса ювелирной бирюзы на месторождениях Тасказганского узла приурочена к низкотемпературному (90–120°) жильному кварцу. Мономинеральные прожилки бирюзы во вмещающих породах содержат бирюзу худшего качества, чаще всего зеленоватую.

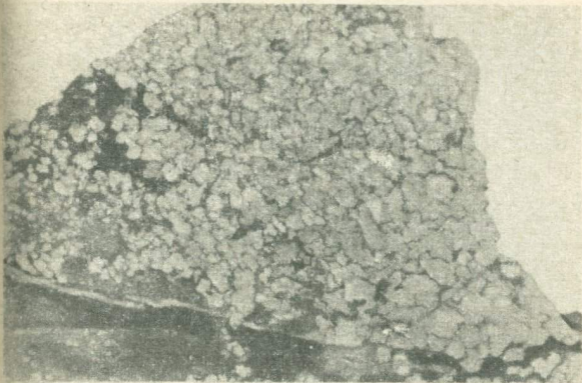
К югу от Тамдытауского поднятия располагаются небольшие массивы Джитымтау и Бельтау. Породы углисто-карбонатно-кремнистой формации и кварцево-жильные поля здесь имеют ограниченное развитие. Отмечены лишь единичные точки с признаками бирюзовой минерализации и древние выработки на медь.

Ауминзинская бирюзоносная зона располагается в г. Ауминзатау и протягивается вдоль молодого субширотного разлома. Протяженность бирюзоносной зоны не превышает 5 км, ширина ее около 200 м. Примерно в центральной части зоны расположено месторождение Ауминза, в обе стороны от него отмечаются точки с бирюзовой минерализацией в коренном залегании. В 7 и 10 км к северу от Ауминзинской зоны отмечено еще два проявления бирюзы, приуроченные к отдельным грядам углеродистых пород. Перспектив расширения бирюзоносных площадей в данном массиве нет из-за ограниченного развития пород продуктивной толщи и мощного чехла мезо-кайнозойских отложений.

Месторождение Ауминза является характерным представителем кызылкумских месторождений и имеет ряд черт, лишь ему присущих. Оно приурочено к южному крылу Ауминза-Бельтауской антиклинали и контролируется Ауминзинским разломом, представляющим мощную зону дробления и расщепления палеозойских пород и прослеживающимся в отложениях палеогена.

Бирюзоносная площадь четко выделяется на местности и на аэроснимках развитием темно-серых, почти черных, пород углисто-карбонатно-кремнистой формации и кварцево-жильными зонами среди них.

С севера площадь месторождения ограничивается грядой обуглероженных мраморизованных известняков, с юга бирюзоносные породы контактируют с толщей нижнесилурийских (?) филлитовидных сланцев. Контакты и в том и в другом случае тектонические. Следовательно, бирюзоносное поле Ауминза расположено в пределах тектонического блока с максимальным развитием дизъюнктивной тектоники и окварцеванием пород и не отличается в этом отношении от других месторождений Центральных Кызылкумов. Бирюзоносные участки и здесь контролируются узлами пересечения ранних трещин северо-западного и северо-восточного направлений более поздними субширотными трещинами.

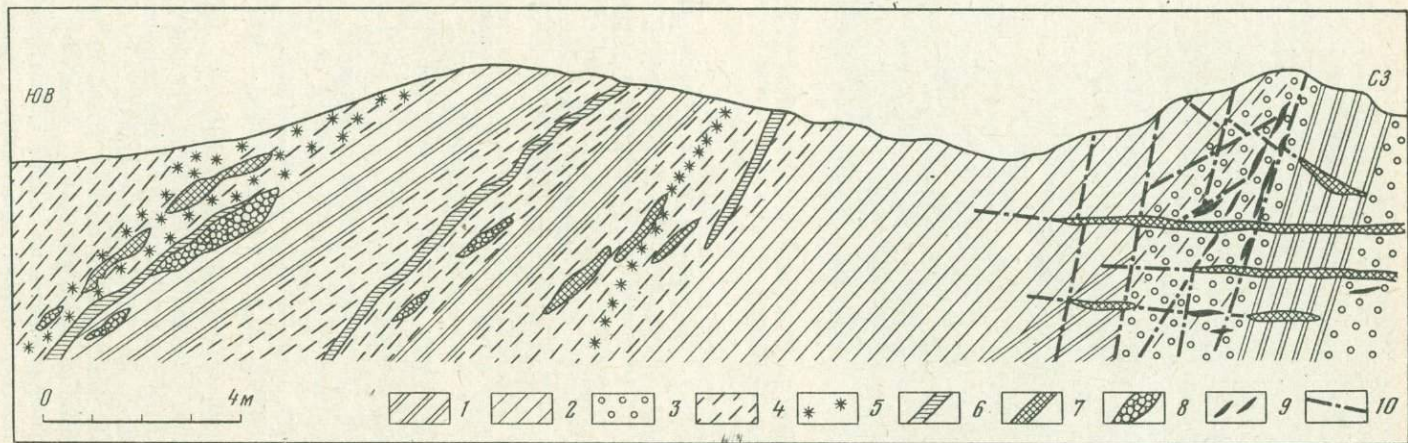


Фиг. 3. Вкрапленная бирюза в черном углеродистом кварците, замещенная вторичными минералами

Основная масса жильных образований бирюзоносного поля сложена мелкозернистым сахаровицным кварцем и крупнозернистым молочно-белым кварцем. Эти разновидности высоко- и среднетемпературного кварца являются "добирюзовыми" и слагают крупное жильное поле, уходящее за пределы месторождения. Для жил сахаровицкого кварца характерен тонкоиглочатый фиштакково-зеленый и темно-зеленый полупрозрачный турмалин.

Бирюзоносная генерация кварца слагает мелкопрожилковые зоны и участки среди кварцевых жил ранних генераций. Это — серый полупрозрачный разнозернистый, нередко шестоватый кавернозный кварц. Местами он отчетливо залечивает трещины в более ранних генерациях кварца, местами образуется за счет перекристаллизации последних. Бирюзоносный кварц месторождения Ауминза идентичен низкотемпературному бирюзоносному кварцу других месторождений Центральных Кызылкумов. Как правило, он не развивается за пределами бирюзоносных полей и служит надежным поисковым признаком.

Для Ауминзинского массива характерно наличие площадных и линейных кор выветривания, развивающихся вдоль тектонических контактов и крупных разломов. Наиболее широко они развиты за пределами бирюзоносной площади. Коры выветривания, развивающиеся вдоль бирюзоносных зон, фиксируются прежде всего по изменению самой бирюзы и замещению ее халькосидеритом, ярозитом, галлуазитом, вавеллитом, каолинитом вплоть до полных псевдоморфоз (фиг. 3). Такие минералы, как малахит, азурит, хризоколла, урановые слюд-



Фиг. 4. Геологический разрез вкост проявления "Косшока"

1 - кварциты углистые, слабо затронутые выветриванием; 2 - кварциты сильно осветленные с реликтами углистого вещества; 3 - серые массивные кварциты с незначительной примесью углистого вещества; 4 - тонко рассланцованные выветрелые железенные с линзами каолина кварциты в зоне разлома; 5 - окварцованные гематизированные сланцы; 6 - прожилки гипса; 7 - линзы, прожилки кварца; 8 - линзы каолинизированной, ярзитизированной бирюзы; 9 - прожилки, желваки голубой и зеленой бирюзы; 10 - тектонические трещины

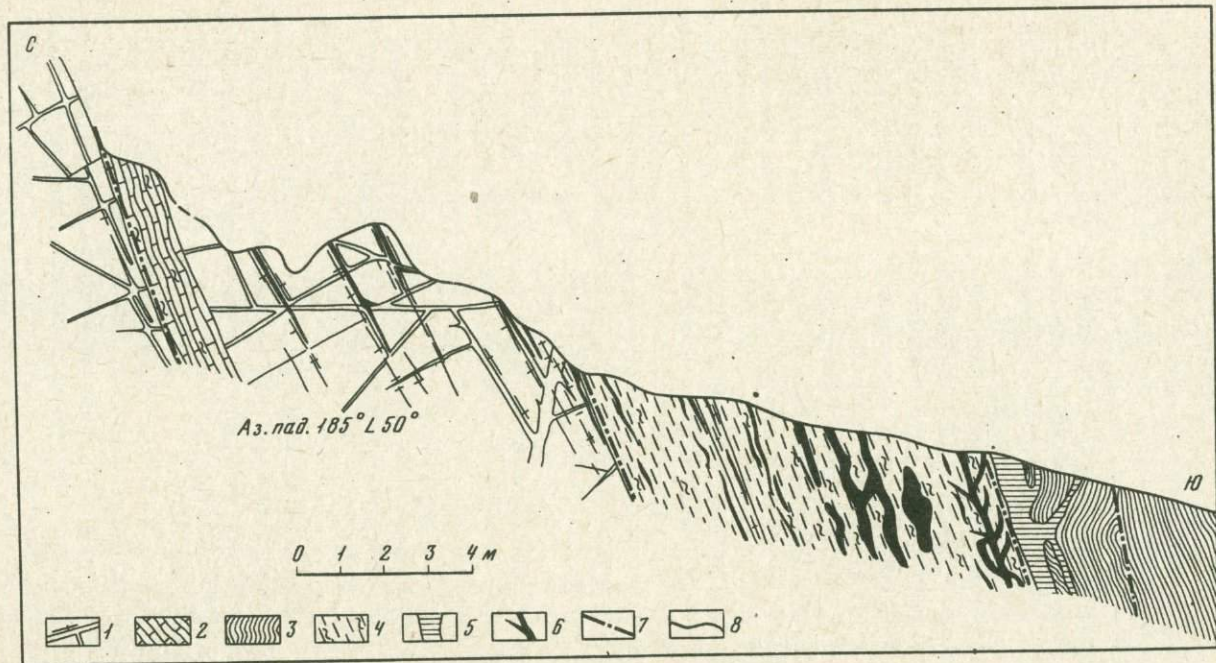
ки, развиваются уже по измененным разностям бирюзы. Это наблюдается в ряде разрезов на месторождении Ауминза и на проявлении Косшока. Последнее расположено в 7 км к северу от месторождения Ауминза в идентичных геологических условиях. Здесь нами была встречена уникальная линза бирюзы размером 120×5–20 см и отдельные крупные желваки ее, нацело замещенные вторичными минералами в зоне расщелачивания и выветривания пород. На небольшом удалении от зоны, в наиболее прокварцованных и слабо затронутых выветриванием породах, сохранились прожилки и бобовины плотной ярко-голубой и зеленой бирюзы (фиг. 4).

Месторождение Ауминза характеризуется оригинальной бирюзовой минерализацией. Здесь наряду с обычными образованиями бирюзы в кварцевых жилах более широко развиты прожилки и линзы сетчатой или паутинной бирюзы, аналогичной аризонским разновидностям [7]. Сетчатая бирюза представляет собой в одних случаях тесно сросшиеся округлые или с "кружевными" ограничениями включения бирюзы, разделенные тончайшими прослойками графита и графитизированных сланцев; в других случаях крупные желвачковые образования бирюзы при гипергенных изменениях покрываются тончайшей сетью микротрещин, выполняемых ярозитом и гидроокислами железа. В последнем случае бирюза имеет зеленоватые и желтоватые оттенки. Наиболее эффективны прожилки неизменной голубой, местами синеватой, бирюзы с черной паутинкой. Эти разности являются ценным ювелирным сырьем и коллекционным материалом. Они образуют прожилочки в кварцитах и жильном кварце мощностью от долей миллиметра до 1–1,5 см, протяженностью до 10 см и линзовидные скопления разнообразной формы и рисунка в углеродистых кварцитах. Здесь же встречаются желваки яблочно-зеленой бирюзы с синеватой оторочкой, представляющие также оригинальные образования, пригодные для ювелирных изделий.

Сетчатые и вкрапленные разновидности бирюзы в единичных образцах отмечались на месторождении Джаман-Каскыр (г. Букантау), на месторождении Аксумбе в Южном Казахстане и на Шохетау (в г. Тамдытау).

В отличие от других месторождений Ауминза почти не разрабатывалось в древности; здесь нет тех характерных выработок, которые определяют бирюзоносное поле во всех других случаях. На отдельных участках отмечается лишь несколько уступов со следами древней отработки (фиг. 5).

Бирюзоносность гор Кульджуктау, расположенных на юге Центральных Кызылкумов, ограничивается месторождением Таушан. Последнее приурочено к участку развития углеродистых пород в зоне экзоконтакта Таушанского интрузива. На месторождении устанавливается несколько бирюзоносных зон, фиксируемых цепочками древних выработок. Вмещающие породы ороговикованы и слабо затронуты выветриванием. В отвалах выработок устанавливаются буквально единичные кусочки кварца и кварцитов с бирюзой высокого качества. Несколько южнее месторождения Таушан в пределах гряды угле-



Фиг. 5. Геологический разрез Центральной части месторождения Ауминза

1 - углеродистые сланцы, кварциты с сетью кварцевых прожилков; 2 - прослои обуглероженных известняков; 3 - филлитовидные сланцы; 4 - зона разлома с развитой корой выветривания; 5 - прожилки молочно-белого сливного кварца; 6 - прожилки бирюзоносного кварца; 7 - тектонические линии; 8 - уступы предполагаемых древних выработок

родистых пород, следующей вдоль линии тектонического нарушения, отмечена единичная древняя выработка с крошкой бирюзы в отвале.

На остальной площади Кульджуктауского массива, в том числе и в участках развития древней коры выветривания и в кварцево-жильных зонах, среди пород различных формаций не встречено признаков бирюзовой минерализации. Установлен ряд точек, содержащих хризоколлу в карбонатных отложениях.

Таким образом, работы по прогнозной оценке бирюзоносности Центральных Кызылкумов позволили выделить минерализованные бирюзой площади и дать их предварительную геологическую оценку. Правильный подход к освоению месторождений бирюзы Центральных Кызылкумов с учетом всей специфики минерализации даст значительное количество этого драгоценного камня для великой промышленности страны. Г.К. Ходсон [6], исследовавший Невадские бирюзовые рудники, пишет, что добыча бирюзы — очень трудоемкая работа, однако все трудности окупаются в случае находки руды хорошего качества. Лучшие сорта бирюзы всегда имеют высокую стоимость не только благодаря их замечательному цвету, но и вследствие того, что они встречаются очень редко. Бирюзу высокого качества труднее добыть и труднее найти. Если не будут обнаружены новые месторождения, высококачественная бирюза превратится в камень прошлого.

ЛИТЕРАТУРА

1. Пятков К.К., Пяновская И.А., Бухарин А.К., Быковский Ю.К. Геологическое строение Центральных Кызылкумов. Ташкент: Фан, 1967.
2. Менчинская Т.И. Месторождения бирюзы Средней Азии: Методика их поисков и разведки. — Разведка и охрана недр, 1971, № 5.
- 3-4. Смолин Ю.К. Бирюза Центрального Кызылкума. — В кн.: Геология, петрография и минералогия эндогенного оруденения Средней Азии. М.: Недра, 1972.
5. Соседко А.Ф. Бирюза. — В кн.: Неметаллические ископаемые СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1943, т. 72.
6. Hodson J. Keith. Turquoise — a piece of sky turned to stone. — Rocks and minerals, 1949, 24, N 3/4.
7. Blair J. A ton turquoise at Kingman, Arisona. — Lapidary J., 1967.

В. П. БОРИСКИН, С. В. КУЗЬМИНА

ОСОБЕННОСТИ ГЕНЕЗИСА БИРЮЗЫ СРЕДНЕЙ АЗИИ

Основная масса бирюзы — одного из красивейших драгоценных камней — сосредоточена в СССР на территории Средней Азии. В настоящее время выявлено более 40 проявлений бирюзы: в Кураминском хребте (Бирюзакан, Унгурликан, Шаугаз, Кальмакыр, Актурпак и др.), г. Каратюбе (Ибрагимата, Самаркандык), Султануиздаге и

особенно многочисленны в Центральных Кызылкумах (Букантау, Тамдытау, Ауминзатау, Каскыртау и др.).

Наиболее важными в практическом отношении являются Кураминский и Кызылкумский (Букантау) районы.

Бирюзовая минерализация встречается в различных геологических условиях: в магматических породах порфировой формации (кураминский тип), осадочно-метаморфических отложениях (кызылкумский тип), зонах вторичного сульфидного обогащения (кальмакырский тип) [5, 9].

Месторождения бирюзы локализируются вдоль крупных разломов альпийского возраста [8]. Участки концентрации бирюзы (бирюзоносные зоны) контролируются линейно вытянутыми зонами дробления, а в районе Букантау – и расщепления пород. В пределах бирюзоносных зон основная масса бирюзы приурочена к густой сети коротких трещин оперения, особенно четко проявляющихся в кварцевых жилах.

В районе Букантау месторождения бирюзы (Аякаши, Джаман-Каскыр, Дербез и т.д.) приурочены к осветленным породам, развитым на ритмично переслаивающихся слюдисто-углеродисто-кварцевых, углеродисто-кварцевых сланцах и алевролитах коксайской ритмосвиты верхнего рифея [1]. Осветленные породы сохранили структуру исходных пород и имеют пустоты выщелачивания пирита, особенно многочисленные в углеродисто-кварцевых сланцах. На глубине 30–50 м они переходят в неизменные разности пород с вкрапленностью пирита. Вмещающие отложения относятся к меташлировой формации, образовавшейся в подводно-дельтовом фациальном поясе, среди которого выявлены осадки отмельной, иловой и застойной зон [7]. Отмельная зона представлена алевролитами; иловая – пелитовыми осадками, превращенными в результате регионального метаморфизма (биотит-хлоритовая субфация зеленых сланцев) в слюдисто-углеродисто-кварцевые сланцы. Наибольшее развитие получили осадки застойной зоны – пиритизированные углеродисто-кварцевые сланцы, маркирующие бирюзоносные зоны. Для месторождения Аякаши характерны наиболее тонкие осадки, представленные различными по составу сланцами с подчиненными алевролитами; на Джаман-Каскыре и особенно Дербезе преобладают алевролиты. Во вмещающих породах широко развиты согласные кварцевые линзовидные тела мощностью 3–5, редко 30 см, при этом намечена приуроченность серого кварца с вкрапленностью пирита, альбита, хлорита преимущественно к сланцам, а молочного-белого мономинерального – к алевролитам. Вмещающие породы прорваны каолинизированными дайками лампрофиров широтного направления. В структурном отношении месторождения являются очень сложными. Приуроченные к крупным антиклинальным структурам, они осложнены изоклинальными складками более высокого порядка вплоть до микроскладчатости и гофрировки отдельных слоев. Разрывные нарушения обычно широтного, субширотного простирания с крутыми углами падения. Простирание пород в основном северо-восточное, азимут падения меняется от 140° до

противоположного при углах падения 30–90°. На Дербезе породы менее дислоцированы, отсутствует микроскладчатость и гофрировка пластов. Силициты, залегающие в крыльях антиклиналей, осуществляют пространственный контроль бирюзы. К наиболее дислоцированным частям участков, к ядрам изоклинальных складок приурочены кварцевые тела, образующие штокверковые поля.

В Кураминском хребте месторождения бирюзы (Бирюзакан, Унгурикан, Шаугаз) связаны с гидрослюдистыми породами, имеющими многочисленные пустоты выщелачивания пирита и апатита и переходящими на глубине 20–30 м в пиритизированные серицитовые кварциты с кварц-сульфидными жилками. Серицитовые кварциты развиты по андезит-дацитовым порфирам акчинской свиты (С₂), прорванным на Унгурикане телами гранодиорит-порфиоров Гушсайского типа (*уопр*С₃(4)). Они содержат линзы монокварцитов мощностью 0,5–1,0 м, многочисленные (на Бирюзакане) и редкие (на Унгурикане) кварцевые жилки мощностью 0,5–2, редко от 6–7 см, Бирюзовая минерализация Бирюзакана приурочена к широтному Бирюзовому разлому и контролируется линейно вытянутыми в широтном направлении зонами дробления с широко развитыми жилками шестоватого кварца, образующими четыре бирюзоносные зоны [8]. Бирюза сосредоточена в густой сети коротких трещин оперения. На Унгурикане бирюза концентрируется в местах наибольшего дробления пород и связана с трещинами отрыва субширотного простирания.

Минеральный состав месторождений бирюзы весьма разнообразен.

I. Сульфиды: ковеллин, пирит, халькопирит, теннантит, борнит.

II. Окислы и гидроокислы: гидрогематит, кварц, горный хрусталь, опал, гиалит, рутил, анатаз, брукит, вад, гётит, гидрогётит, лепидокрокит, гиббсит.

III. Карбонаты: кальцит, малахит; азурит.

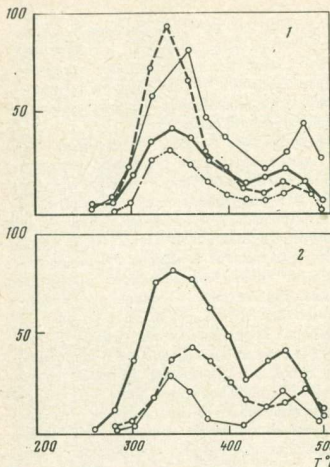
IV. Сульфаты: барит, алуниит, лёвигит, ярозит, натроярозит, карфосидерит, вудхаузеит, сванбергит, квасцы, гипс.

V. Фосфаты: апатит, вавеллит, бирюза, цинксодержащая бирюза, алюмохалькосидерит, планерит.

VI. Силикаты: циркон, титанит, турмалин, хризоколл, серицит, биотит, гидромусковит, монтмориллонит, нонтронит (?), пеннин, афросидерит, каолин, галлуазит, купрогаллуазит, ферригаллуазит, альбит, гиалофан, натролит.

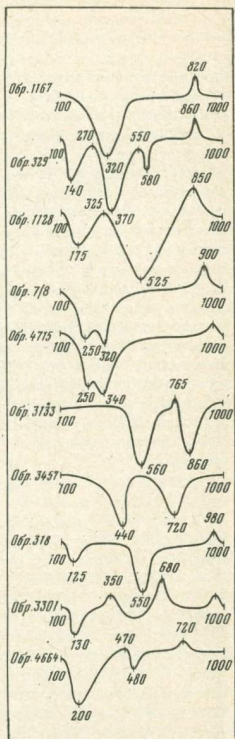
Минеральные ассоциации месторождений бирюзы района Букантау – терригенные, метаморфогенные, мезозойские и четвертичные коры выветривания; Кураминского хребта – магматические, гидротермальные, коры выветривания.

В районе Букантау наиболее ранняя ассоциация – терригенные минералы (кварц, апатит, циркон, турмалин, рутил, брукит, сфен), представленные обломками зерен размером доли миллиметра во всех разновидностях пород. Кварц – главная составная часть (80–95%) алевролитов и силицитов – выделяется в виде ксеноморфных зерен размером 0,05–0,1 мм с волнистым погасанием.



Фиг. 1. Кривые декрепитации кварцев
 1 — серый кварц; 2 — молочно-белый кварц

Фиг. 2. Кривые нагревания бирюзы (обр. 1167), алюмохалькосидерита (обр. 329), сванбергита (обр. 1128), планерита (обр. 7/8), вавеллита (обр. 4715), алунита (обр. 3133), карфосидерита (обр. 3457), галлуазита (обр. 318), хризоколлы (обр. 3301), нонтронита (обр. 4665). Аналитик Г.М. Шевченко



Следующая ассоциация — метаморфогенные минералы (кварц, альбит, гиалофан, серицит, пеннин, афросидерит, биотит, пирит, графит). Серицит, биотит и хлорит образуют тонкочешуйчатые агрегаты, расположенные согласно слоистости пород. Серицит и хлорит возникли при региональном метаморфизме пелитовых осадков (серицит-хлоритовая субфация зеленых сланцев), а биотит — при метаморфизме серицит-хлоритовых (с рутилом) сланцев (биотит-хлоритовая субфация зеленых сланцев).

Кварц - главная составная часть сланцев (70-95%) - выделяется в виде ксеноморфных зерен размером 0,01 мм с нормальным, иногда волнистым погасанием. Широко развиты кварцевые тела мощностью 0,05-0,2, редко 0,5 м при длине 2-3 м, имеющие линзовидную форму. Кварц - молочно-белый массивный и серый (окрашен углеродистым веществом, составляющим в среднем 0,13%) пористый, с пустотами выщелачивания пирита, полевых шпатов, углеродистого вещества. Кварц имеет неравномернозернистое сложение (0,1-0,6 мм), ксеноморфную, реже удлиненную форму зерен с извилистыми, зубчатыми контурами: волнистым облачным, мозаичным погасанием. По форме декриптограмм, близости начала температур (240-280°) и двух максимумов растрескивания газовой-жидких включений (340-380° и 460-480°) молочно-белый и серый кварц идентичны (фиг. 1). Широкое распространение кварца в районе (около 1-2%); приуроченность к толщам, обогащенным кремнеземом; согласное залегание (секущие жилки редки); характер метаморфизма; отсутствие видимой связи с интрузивными массивами; результаты термического и декрипитационного анализов; одинаковый с вмещающими породами минеральный и химический состав и т.д. позволяют нам считать линзовидный кварц молочно-белого и серого цвета кварцем единого генетического типа - метаморфогенного, что несколько отличается от представлений Т.И. Менчинской [3] и Ю.К. Смолина [13].

Пирит встречается в породах с глубины 30-40 м. Содержание его колеблется от 0,5 до 3%, максимальное количество (до 10-12%) связано с углеродисто-кварцевыми сланцами. Минерал выделяется в виде кубических кристаллов размером 0,2-0,5, редко до 1 см. Он является концентратом (данные В.Х. Клявина [6] и наши) меди (700 г/т), цинка (800 г/т), мышьяка (2400 г/т), селена (175 г/т). Формы выделения разнообразны: рассеянная вкрапленность, просечки, гнезда, линзы.

Углеродистое вещество составляет в породах в рассеянном состоянии 0,35-5,9%, в том числе в среднем (в %): в силилитах - 0,4, алевролитах - 1,3, углеродисто-слюдисто-кварцевых сланцах - 3,1. Оно способствовало накоплению меди, цинка, фосфора, серебра, свинца, ванадия, молибдена, хрома, никеля, селена и других в отложениях района.

Содержание свободных (0,000625%) и связанных (0,000313%) битуменов незначительное. Термическим анализом установлена графитовая стадия регионального метаморфизма (зеленосланцевая) осадочных пород, вероятно, пропитанных битумами.

В Кураминском районе наиболее ранняя ассоциация - реликтовые аксессуарные минералы (апатит, турмалин, циркон, брукит, анатаз, сфен) и кварц - магматического этапа.

Следующая ассоциация минералов связана, вероятно, с поствулканическими процессами окислительного метасоматоза, сопровождавшегося серицитизацией и окварцеванием исходных андезитов-дацитовых порфиров - формированием серицитовой фации вторичных кварци-

тов. Кварц молочно-белого, кремового, серого цвета, крипто- и микрозернистый (размер зерен 0,01-0,06 мм). Пирит, гематит и рутил образовались при замещении темноцветных минералов. Апатит в породах сохранился как устойчивый в щелочных условиях. Гидротермальный этап сопровождался формированием кварц-сульфидных (пирит, халькопирит, теннантит, борнит) жил.

Кварц жильный - молочно-белый, светло-серый среднезернистый. Форма зерен изометричная, призматическая, размер зерен - до 3-5 мм. Текстура - массивная, чаще шестоватая. На декрептограммах начало растрескивания газово-жидких включений соответствует 180-200⁰, максимум - 220⁰.

Пирит встречается в виде пентагон-додекаэдрических кристаллов размером до 0,5-1,0 см. Под микроскопом идиоморфные зерна квадратных и гексагональных очертаний, обычно сильно катаклизированы. Пирит является концентратором меди (0,2-0,7 до 4,1%), мышьяка (до 1,2-2,7%). Пирит замещается (в порядке выделения) халькопиритом, теннантитом, борнитом.

Бирюзовая минерализация в изученных районах связана с корами выветривания, сложенными главным образом гидромусковитом (60-100% глинистой фракции). Монтмориллонит, обнаруживающийся обычно в малых содержаниях (5-10%), достигает значительных концентраций (30-65%) на Джаман-Каскыре; его содержание с глубиной закономерно увеличивается. Гидрослюдисто-монтмориллонитовый профиль коры выветривания Джаман-Каскыра, парагенезис бирюзы с нонтрнитом (?) является показателем более щелочных условий ее формирования, сопровождавшимся ослабленным выносом оснований, что проявилось, в частности, в довольно широком развитии вудхаузента и сванбергита. Различные условия формирования кор выветривания на отдельных участках связаны, вероятно, с особенностями палеогеоморфологии.

Конечным продуктом выветривания является каолинит, развитый в ослабленных участках исходных пород. Он составляет обычно 10-25% глинистой фракции; реже встречается в виде небольших мономинеральных гнезд и жилок.

Бирюза выделяется в виде скрытокристаллических плотных, чаще пористых масс. Плотная бирюза обладает раковистым изломом, матовым блеском, повышенной твердостью. Микротвердость составляет 218-392 г/мм², удельный вес 2,67 - 3,0 [6]. Значение показателя преломления закономерно понижается от голубых плотных разностей минерала (1,633) к желтовато-зеленым пористым (1,593). Цвет самый разнообразный: в Кураминском районе - небесно-голубой, бледно-голубой, зеленовато-голубой, в Кызылкумском - преобладают зеленоватые и голубовато-зеленые разности. Из известных месторождений в СССР бирюза Бирюзакана является наиболее высококачественной. В Кызылкумах голубые разности ювелирной бирюзы, несмотря на крупные размеры выделений, составляют незначительную часть добываемого сырья [5]. Желтые и зеленые тона окраски возникли, вероятно, при замещении части

меди закисным железом (до 3,1%) [10] и цинком (до 2,6%), алюминия - окисным железом (до 9,6%).

Мономинеральные выделения бирюзы (ювелирные разности) довольно редки. Обычно встречается полиминеральная смесь бирюзы с опалом, алюмохалькосидеритом, сванбергитом, вудлаузитом, ярозитом и особенно галлуазитом, придающим белесые желтые, бурые оттенки и пониженную твердость. Не исключено ухудшение качества бирюзы при выносе меди из состава минерала при выветривании [9].

Под микроскопом минерал имеет светло-голубую, желтовато-голубую, бледно-зеленую окраску, в скрещенных николях выявляется крипто-микрозернистая, часто колломорфная концентрически зональная структура:

На рентгенограммах минерала сильные линии: 6,2-6,4 (6); 3,73-3,80 (10); 3,31-3,33 (6); 2,02 (6); 1,261-1,265 (6). Кривая нагревания (обр. 1167) приведена на фиг. 2.

Химический состав бирюзы приведен в табл. 1.

Особенностью состава кызылкумской бирюзы является дефицит меди и повышенное содержание цинка. Цинк содержащая бирюза широко распространена (около 20% минерала) в районе Букантау [3]. Типоморфными элементами-примесями кызылкумской бирюзы являются мышьяк, никель, хром, что отличает ее от кураминской.

Формы выделения бирюзы разнообразны: жилки мощностью 0,2-0,5 до 2-3 см длиной 5-10 см редко до 2-3 м; желваки округлой и линзовидной формы размером в диаметре 0,3-1,0 см, редко до 4-8 см; гнезда неправильной формы размером в диаметре до 5-6 см; округлые включения размером 0,1-0,8 см в черных кремнях (Джаман-Каскыр).

Формы выделения бирюзы обусловлены характером трещин и пустот во вмещающих породах [5]. Особенно благоприятен для локализации и консервации минерала жильный кварц: серый пористый - в букантауском районе и молочно-белый шестоватый - в кураминском.

Бирюза - наиболее ранний экзогенный минерал, замещающийся алюмохалькосидеритом, сванбергитом, алунином, ярозитом, галлуазитом, образующими с ней постепенные переходы и отрицательно влияющими на качество минерала.

Алюмохалькосидерит - широко распространенный минерал. Он выделяется в виде скрытокристаллических плотных масс с мелкокорковатым изломом. Блеск матовый. Цвет светло-бурый, зеленовато-бурый, редко голубовато-буровато-зеленый.

Под микроскопом он светло-бурый, зеленовато-бурый, слабо анизотропный, имеет колломорфное сложение, показатель преломления 1,655-1,680.

На рентгенограммах минерала даны сильные линии: 3,77 (10); 3,54 (7); 2,94 (10); 2,35 (5); 2,25 (5). Кривая нагревания (обр. 329) приведена на фиг. 2. Химический состав минерала (обр. 329, Аякаши) следующий (в %): Al_2O_3 - 20,80; Fe_2O_3 - 13,44; CuO - 4,81; ZnO - 0,22; CaO - 1,26; MgO - 0,40; K_2O - 0,28;

Таблица 1.

Химический состав бирюзы (в %)

Компоненты	Аякаши-I			Аякаши-II	Турбай-I
	614 [11]	820 [17]	616 [32]	1019 [4]	1053-A[10]
Al ₂ O ₃	33,28	29,66	34,80	34,85	33,54
Fe ₂ O ₃	5,25	9,58	5,09	5,33	5,88
CuO	6,50	5,20	4,28	3,40	7,14
ZnO	0,86	0,68	1,19	1,49	0,33
CaO	0,10	0,35	0,14	0,35	0,10
MgO	0,18	0,18	0,18	0,16	0,10
K ₂ O	0,04	-	0,05	-	0,08
Na ₂ O	0,26	-	0,25	-	0,19
P ₂ O ₅	30,80	25,83	28,40	30,16	32,10
H ₂ O ⁺	19,30	18,40	18,60	19,40	19,60
SiO ₂	2,62	9,43	6,28	3,99	0,28
TiO ₂	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02
SO ₃	-	-	-	-	-
Сумма	99,21	99,34	99,28	99,15	99,36

Na₂O-0,50; P₂O₅-22,08; H₂O⁺-19,13; SiO₂-16,06; TiO₂-0,02; сумма - 99,00 (ЦЛ МГ УзССР). Выявлена также примесь хрома, серебра, галлия, циркония, свинца, молибдена, никеля, т.е. элементов, идентичных бирюзе.

Вудхаузит - довольно распространенный минерал, особенно на Джаман-Каскыре. Он выделяется в виде скрытокристаллических плотных агрегатов бледного зеленовато-серого, буровато-серого, светло-бурого цвета.

На рентгенограммах даны сильные линии: 2,92-2,99 (10); 1,86-1,91 (8-10); 1,73-1,75 (8); 1,42-1,44 (6-9).

Химический состав минерала (обр. 3893, Бирюзакан) следующий (в %): CuO-0,33; CaO-9,43; Al₂O₃-33,15; Fe₂O₃-0,56; SiO₂-4,66; P₂O₅-16,80; SO₃-8,70; H₂O⁺-25,40; сумма - 99,03 (аналитик С.А. Стрельцова). Выявлена также незначительная примесь натрия, цинка, стронция.

Вудхаузит находится в теснейших сростаниях с бирюзой, алюмохалькосидеритом, сванбергитом, галлуазитом.

Сванбергит выявлен нами на Аякаши, но имеет, вероятно, более широкое распространение в ассоциации с вудхаузитом. Он обнаружен

Джаман-Каскыр			Северный Дербез		Бирюзакан	
3172 [5]	1150 [6]	1114 [22]	4501 [2]	4501 [10]	3772 [5]	3772 [7]
34,67	35,36	34,64	31,17	30,30	33,65	32,50
3,50	3,36	3,86	1,87	4,00	1,22	1,15
5,04	4,48	5,58	8,53	6,78	6,01	6,98
2,00	1,45	0,99	-	-	0,25	-
0,00	0,14	0,35	-	-	0,56	0,00
-	0,18	0,16	-	-	0,00	0,00
-	0,08	-	-	-	-	-
-	0,33	-	-	-	-	-
33,75	30,80	30,83	33,50	33,50	32,75	35,00
18,92	20,00	19,90	19,76	19,40	21,60	19,08
1,76	3,18	2,68	4,92	5,74	3,40	5,12
-	0,06	0,06	-	-	-	-
0,00	-	-	0,00	0,00	-	0,00
99,64	99,42	99,05	99,75	99,72	99,35	99,83

в виде скрытокристаллического плотного агрегата с матовым блеском, бурого цвета. Под микроскопом минерал светло-бурый микрозернистый с низким двупреломлением.

На рентгенограммах даны сильные линии: 5,75 (5); 3,53 (5); 2,97 (10); 2,44 (6); 2,21 (7); 1,75 (6); 1,29 (6). Кривая нагревания (обр. 1128) приведена на фиг. 2.

Химический состав минерала следующий (в %): K₂O-0,07; Na₂O-0,46; CuO-0,85; ZnO-0,14; SrO-8,50; CaO-0,77; MgO-0,74; Al₂O₃-23,40; Fe₂O₃-9,60; SiO₂-25,40; TiO₂-0,04; P₂O₅-9,46; SO₃-7,24; H₂O⁺-13,00; сумма - 99,69 (ЦЛ МГ УзССР). Сванбергит содержит ничтожные примеси бария, циркония, хрома, молибдена, никеля, марганца.

Формы выделения минерала жилки мощностью 1-2 см, длиной 2-3 см; желваки размером в диаметре 0,5-1,5 см.

Планерит - очень редкий минерал в природе - обнаружен нами на Бирюзакане в виде скрытокристаллических масс с мелкооравистым изломом голубовато-зеленого цвета. Он имеет восковой блеск. Под микроскопом выявляется сферолитовая структура минерала с низким двупреломлением.

Таблица 1 (окончание)

Компоненты	Бирюзакан		Унгурликан		
	3676 [7]	3772 [15]	3321 [1]	3321 [5]	3321 [9]
Al ₂ O ₃	29,75	34,00	33,65	33,65	33,12
Fe ₂ O ₃	8,12	4,17	2,62	3,26	4,12
CuO	8,02	9,35	7,57	8,24	7,46
ZnO	-	-	0,24	0,41	0,21
CaO	0,53	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	-	-	0,00	0,00	0,00
K ₂ O	-	-	-	-	-
Na ₂ O	-	-	-	-	-
P ₂ O ₅	33,75	29,59	35,00	32,75	33,50
H ₂ O ⁺	19,83	19,70	19,28	19,48	19,36
SiO ₂	0,00	3,27	1,00	1,06	2,08
TiO ₂	-	-	-	-	-
SO ₃	-	-	-	-	0,00
	100,00	100,07	99,36	99,41	99,95

Примечание. Обр. 614 [11] - Аякаши-I, траншея-врез III. Жилка бледно-голубой рыхлой бирюзы в осветленных сланцах. Анализ выполнен в ЦЛ МГ УзССР. Обр. 820 [17] - Аякаши-I, канава 191. Жилка темной зеленовато-серой плотной бирюзы в кварцевой линзе. Анализ выполнен в ЦЛ МГ УзССР. Обр. 616 [32] - Аякаши-I, траншея-врез III. Гнездо желто-зеленой рыхлой бирюзы в кварцевой линзе. Анализ выполнен в ЦЛ МГ УзССР. Обр. 1019 [4] - Аякаши-II, траншея 9. Гнездо ярко-голубой плотной бирюзы в кварцевой линзе. Анализ выполнен в ЦЛ МГ УзССР. Обр. 1053-A [10] - Турбай-I, траншея 5. Желвак бледной зеленовато-голубой рыхлой бирюзы в кварцевой линзе. Анализ выполнен в ЦЛ МГ УзССР. Обр. 3172 [5] - Джаман-Каскыр, траншея-врез. Гнездо зеленовато-голубой бирюзы в кварцевой линзе. Аналитик Н.А. Акентьева. Обр. 1150 [6] - Джаман-Каскыр, отвал. Желвак зеленовато-голубой плотной бирюзы в сером кварце. Анализ выполнен в ЦЛ МГ УзССР. Обр. 1114 [22] - Джаман-Каскыр, траншея 5. Жилка травяно-зеленой плотной бирюзы в осветленном алевролите. Анализ выполнен в ЦЛ МГ УзССР. Обр. 4501 [2] - Северный Дербез. Жилка плотной бирюзы в осветленном сланце. Аналитик С.А. Стрельцова. Обр. 4501 [10] - Северный Дербез. Гнездо табачно-зеленой плотной бирюзы в осветленном сланце. Аналитик С.А. Стрельцова. Обр. 3772 [5] - Бирюзакан, канава 119. Желвак зеленовато-голубой рыхлой бирюзы в кварцевой жилке. Аналитик Н.А. Акентьева. Обр. 3772 [7] - Бирюзакан, канава 119. Жилка бледно-голубой рыхлой бирюзы в осветленном серицитовом кварците. Аналитик С.А. Стрельцова. Обр. 3676 [17] - Бирюзакан, карьер 3. Гнездо зеленовато-голубой колломорфной бирюзы в шестоватом кварце. Аналитик Н.А. Акентьева. Обр. 3772 [15] - Бирюзакан, канава 119. Жил-

Окончание примечания к табл. 1.

ка буровато-зеленой бирюзы в осветленном серицитовом кварците. Аналитик Н.А. Акентьева. Обр. 3321 [1] - Унгушликан, шт. 2, рассечка 2. Желвак синевато-голубой плотной бирюзы в осветленном серицитом кварците. Аналитик Н.А. Акентьева. Обр. 3321 [5] - Унгушликан, шт. 2, рассечка 2. Желвак бледно-голубой рыхлой бирюзы в осветленном серицитовом кварците. Аналитик Н.А. Акентьева. Обр. 3321 [9] - Унгушликан, шт. 2, рассечка 2. Желвак светлой зеленовато-голубой рыхлой бирюзы в осветленном серицитовом кварците. Аналитик С.А. Стрельцова.

Химический состав следующий (в%): K_2O - 0,12; Na_2O - 0,06; CuO - 1,48; ZnO - 0,06; CaO - 0,42; MgO - 0,10; Al_2O_3 - 39,00; Fe_2O_3 - 0,96; SiO_2 - 1,16; TiO_2 - 0,01; P_2O_5 - 33,30; H_2O^+ - 22,65; сумма - 99,32 (ЦЛ МГ УзССР). Содержит также примеси стронция, марганца, хрома, бария, ванадия, серебра.

Главные линии на рентгенограмме: 6,9 (6); 3,79 (10); 2,94 (10) 2,55 (6); 1,90 (6). Кривая нагревания (обр. 7/8) приведена на фиг. 2.

Планерит выделился в виде коротких жилок мощностью 0,3-0,5 см в слабоокисленных пиритизированных серицитовых кварцитах.

Вавеллит образует колломорфные почковидные (Бирюзакан) и радиально-лучистые (Джаман-Каскыр) агрегаты со стекляннным блеском. Имеет травяно-зеленый, серовато-зеленый цвет.

Под микроскопом - бесцветный, бледно-зеленый криптозернистый с низким двупреломлением.

Химический состав минерала (обр. 4715 Бирюзакан) следующий (в %): SiO_2 - 2,06; Fe_2O_3 - 3,40; Al_2O_3 - 35,70; CaO - 1,40; MgO - 0,67; P_2O_5 - 34,00; CuO - 3,67; H_2O^+ - 18,50; сумма - 99,40 (аналитик С.А. Стрельцова). Вавеллит содержит также примеси натрия, стронция, бария, цинка, свинца, ванадия, хрома, молибдена, кобальта, никеля.

На рентгенограмме зафиксированы основные линии: 5,64 (9); 3,42 (9); 3,33 (9); 2,60 (10); 2,09 (8). Кривая нагревания (обр. 4715) приведена на фиг. 2.

Вавеллит выделяется в виде корочек мощностью 0,1-0,3 см и желваков размером в диаметре 0,5-1,0 см.

Алунит - распространенный минерал. Он выделяется в виде скрытокристаллических масс с массивной текстурой молочно-белого цвета, реже бледно-голубого.

Под микроскопом - микрозернистый, с низким двупреломлением.

В минерале выявлены примеси меди, магния, кальция, стронция, титана, фосфора - 0, n%; бария, цинка, свинца, ванадия - 0,0 n%; галлия, хрома, молибдена, марганца, никеля - 0,00 n%.

На рентгенограммах даны следующие основные линии: 3,02 (10); 2,29 (7); 1,91 (8); 1,49 (8). Кривая нагревания (обр. 3133, Аякаши) приведена на фиг. 2.

Алунит выделяется в виде гнезд и желваков размером в диаметре до 1-2 см, жилок мощностью до 0,5-1,0 см.

Ярозит и натроярозит широко распространены, выделяются в виде плотных скрытокристаллических или землистых агрегатов. Цвет от золотисто-желтого до охристо-бурого.

Под микроскопом выявляется микрозернистая, реже коллоидная структура минерала. Характерна квадратная форма зерен. Плеохроизм от зеленовато-желтого до бледно-желтого цвета. Двупреломление очень высокое. Минералы содержат незначительные примеси (в %): алюминия, меди - 0, п; кальция магния, хрома, цинка, фосфора - 0,0 п; марганца, ванадия, никеля, молибдена - 0,00 п.

Ярозит выделяется в виде псевдоморфоз по пириту, вкрапленность просечек, гнездышек размером до 0,5-1,0 см; натроярозит - жилки и желваки размером до 2-3 см.

Карфосидерит обнаружен на Бирюзакане в виде плотных скрытокристаллических масс от светло-бурого до темно-бурого цвета с тусклым блеском, микрозернист.

Химический состав минерала следующий (в %): SiO_2 -24,96; Al_2O_3 -4,25; Fe_2O_3 -26,60; CaO -0,00; MgO -0,00; CuO -0,33; SO_3 -13,02; P_2O_5 -2,24; H_2O^+ -27,90; сумма - 99,30 (аналитик С.А. Стрельцова).

На рентгенограмме зафиксированы основные линии 5,26 (8); 3,12 (10); 2,31 (8); 1,98 (7); 1,83 (7) Кривая нагревания минерала (обр. 3457) приведена на фиг. 2.

Карфосидерит выделяется в виде жилок мощностью до 1-2 см; гнезд неправильной формы размером в диаметре до 2-3 см.

Галлуазит и его разновидности относятся к числу широко распространенных минералов: Минерал выделяется в виде плотных фарфоровидных и рыхлых землистых масс молочно-белого, бледно-зеленого, светло-бурого цветов. Показатель преломления - 1,517. Удельный вес - 2,41-2,50 [6].

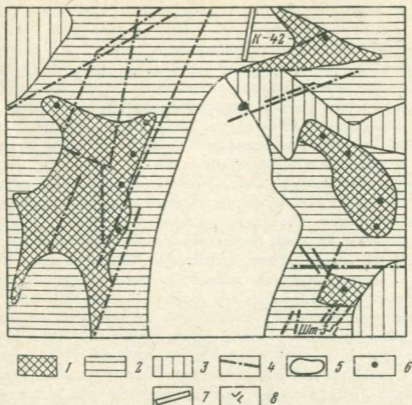
Электронно-микроскопические снимки показали характерное строение минерала в виде полых трубочек.

Химический состав минерала следующий (в %): SiO_2 -32,66; Al_2O_3 -35,10; Fe_2O_3 -1,60; CaO -1,60; SrO -0,17; MgO -1,20; Na_2O -0,90; P_2O_5 -5,06; CO_2 -2,80; H_2O^+ -18,10; сумма - 99,79 [6]. Выявлены также примеси меди, серебра, цинка, мышьяка, молибдена и др.

На рентгенограммах показаны основные линии: 7,4 (9); 4,5 - 4,6 (10); 3,67-3,74 (8); 1,48-1,52 (7-9); Кривая нагревания минерала (обр. 318) приведена на фиг. 2.

Галлуазит выделяется в виде жилок мощностью до 1-2 см; гнезд неправильной формы размером в диаметре до 1-2 см; линз размером до 0,5 м.

Хризоколла является широко распространенным минералом, особенно на Бирюзакане и Унгурикане. Она встречается обычно в тесной ассоциации с галлуазитом. Минерал выделяется в виде плотных корочек с натечной поверхностью бледно-зеленого и голубовато-зе-



Фиг. 3. Схема минеральной зональности линейной коры выветривания месторождения Унгурикан (масштаб 1:1000)

1-3 - зоны: гётита с бирюзой; 2 - гётита; 3 - ярозита; 4 - линии разломов; 5 - границы зон; 6 - бирюза; 7 - канава; 8 - устье штольни

леного цвета. Показатель преломления колеблется от 1,584 до 1,612.

Под микроскопом минерал обнаруживает тонковолокнистую, реже радиально-лучистую структуру с облачным погасанием. Имеет отчетливый плеохроизм от светлого синевато-зеленого (по Nc) до почти бесцветного (по No).

Хризоколла содержит примесь железа, магния, кальция, натрия, фосфора, хрома, бария, стронция, марганца, ванадия, свинца, цинка, висмута и др. Кривая нагревания минерала (обр. 3301) приведена на фиг. 2.

Хризоколла выделяется в виде жилок мощностью до 1 см, гнездышек размером до 2 см.

Нонтронит (?) - довольно распространенный минерал, особенно на Джаман-Каскыре. Он встречается в виде плотных, реже рыхлых скрытокристаллических масс желтовато-зеленого и темно-оливкового цвета.

Микрочешуйчатый, иногда концентрически зональный, бледно-желтый, с низкими цветами интерференции.

В минерале выявлены незначительные примеси кальция, магния, фосфора, бария, марганца, ванадия, титана, хрома, меди, цинка, молибдена и др. Кривая нагревания (обр. 4665) приведена на фиг. 2.

Нонтронит (?) выделяется в виде гнезд размером до 2-3 см и округлых включений размером 0,1-0,3 см в черных кремнях (в ассоциациях с "вкрапленной" бирюзой).

В распределении гипергенной минерализации на Унгурикане (фиг. 3) прослежена горизонтальная зональность (от зон разломов): зоны гётита с бирюзовой минерализацией (линзовидной формы размером до 30×80 м); зоны гётита (линейно вытянутые в меридиональном направлении размером до 70×250 м); зоны ярозита (оконтурируют гётитовую); зоны гидрогётита.

Для месторождений бирюзы намечена также вертикальная минеральная зональность (сверху вниз); зона окисления (гидрогётита); зона выщелачивания, состоящая из подзоны ярозита (сульфаты железа и щелочей), подзоны полиминеральной смеси бирюзы, алюмохалькосидерита, сванбергита, вудхаузита, ферригаллуазита (фосфаты и сульфаты меди, алюминия, железа, кальция, стронция, натрия), подзоны бирюзы (в ассоциации с купрогаллуазитом); зона пирита. В характере вертикальной минеральной зональности на различных участках обнаруживаются общие черты (табл. 2). Однако выявляются и некоторые различия, связанные с особенностями формирования коры выветривания: на одних отчетливо выражена зона гидрогётита мощностью 5-7 м (Аякаши), хорошо развита зона ярозита (Бирюзакан), гётита (Унгурикан), на других имеются лишь признаки зоны гётита (Аякаши, Джаман-Каскыр) и гидрогётита (Кураминский хребет).

Минеральные зоны характеризуются постепенными переходами и неодинаковой мощностью на различных участках. Зона окисления для нахождения бирюзы бесперспективна. В подзоне полиминерального образования бирюза высокого качества встречается в незначительном количестве, имеет обычно зеленые и бурые тона окраски. В нижней подзоне бирюза мономинеральная, плотная; в смеси с купрогаллуазитом - бледно-голубая мелоподобная.

Бирюзоносные зоны маркируются в районе Букантау пиритизированными высокоуглеродистыми сланцами, в Кураминском хребте - пиритизированными серицитовыми кварцитами с кварц-сульфидным оруденением. Пиритизированные породы содержат повышенное количество меди, свинца, ванадия, молибдена и висмута. В коре выветривания частично накапливаются серебро, висмут, молибден, хром. Тесная геохимическая связь элементов (свинца, цинка, меди, хрома, молибдена, ванадия, кобальта, никеля) с органическим углеродом и между собой свидетельствует о их генетической общности. Источниками для образования бирюзовой минерализации явились элементы, высвободившиеся в результате окисления углеродистого вещества (на 80-90%), пирита, халькопирита и других сульфидов при глубоком химическом выветривании исходных пиритизированных пород.

На фоне очень большой неравномерности распределения элементов в зоне гипергенеза отчетливо выделяются по отношению к бирюзовым выделениям геохимические ореолы, связанные с выносом элементов из одних участков (отрицательные аномалии) бирюзонос-

Таблица 2

Минералы пород коры выветривания по ее профилю для месторождений бирюзы

Положение в коре выветривания	Кызылкумский район (гора Букантау)		Кураминский район
	Аякаши	Джаман-Каскыр	Унгурликан, Бирюзакан
Верхняя зона (окисленная)	Гидрогётит	Отсутствуют	Гётит
Промежуточные зоны	Ярозит Бирюза, алюмохалькосидерит, алунит	Бирюза, алюмохалькосидерит, вудхаузит, сванбергит	Ярозит Бирюза, алюмохалькосидерит, алунит, гётит
	Бирюза, галлуазит	Бирюза, галлуазит Бирюза вкрапленная, нонтронит	Бирюза, медистый галлуазит
Низы (дресва)	Минералы свежих пород, гидромусковит монтмориллонит, кальцит	То же, что в Аякаши	Минералы свежих пород, гидромусковит, кальцит, редко бирюза, галлуазит, планерит

ных зон и концентрированием их в других (положительные аномалии) вокруг бирюзоносных зон. Формирование ореолов связано с гипергенным изменением пород, способствующим перераспределению элементов. Главная роль в распределении элементов принадлежит дизъюнктивной и пликативной тектонике: все аномалии связаны с местами максимальной трещиноватости и перемятости пород. В районе Букантау аномалии вытянуты в широтном направлении, совпадающим с напластованием пород.

Для каждого региона и даже отдельно взятого участка характерен свой набор элементов-индикаторов, образующих геохимические ореолы в бирюзоносных зонах. С точки зрения поисковой важности наиболее интересными на Аякаши являются геохимические ореолы меди (10-50 г/т), свинца (10-20 г/т), ванадия (10-100 г/т), молибдена (0-30 г/т), хрома (30-70 г/т), на Джаман-Каскыре -

меди, ванадия и молибдена, на Бирюзакане - меди (10-40 г/т), свинца (0-10 г/т), ванадия (10-100 г/т), стронция (0-100 г/т), на Унгуриликане - меди (10-300 г/т), молибдена (0-30 г/т), свинца (0-50 г/т). Устанавливается четкая горизонтальная зональность в распределении элементов-индикаторов бирюзовой минерализации. Параметры геохимических ореолов в сотни раз превышают размеры выделений бирюзы, в связи с чем над слепыми телами фиксируются ореолы элементов-индикаторов.

Вертикальная геохимическая зональность, являющаяся основным геохимическим критерием для прогноза бирюзоносности на глубину, заключается в увеличении с глубиной содержания меди, свинца, ванадия на Аякаши, меди и свинца на Унгуриликане, положительные аномалии которых отчетливо фиксируют бирюзоносные зоны по мере приближения к пиритизированным породам. Установленная геохимическая зональность соответствует намеченной минеральной зональности месторождений бирюзы.

Таким образом, результаты исследований свидетельствуют о том, что бирюза - продукт, возникающий при выветривании сульфидосодержащих пород с медью и фосфором [10, 2, 6, 3, 5, 11]. В процессе химического выветривания медь, алюминий, фосфор и другие элементы перегруппировываются и распределяются в зависимости от кислотности - щелочности минералообразующей среды. Порядок выделения минералов зависит от концентрации в растворах в основном таких катионов, как медь, железо, цинк, алюминий, из анионов $[\text{PO}_4]^{3-}$ и $[\text{SO}_4]^{2-}$, но обычно заканчивается образованием сложных сульфатов. Бирюзовая минерализация формируется в кислой среде и в окислительной обстановке. Бирюза концентрируется в участках с повышенной щелочностью и более восстановительными условиями среды, возникающими в самых нижних частях гидрослюдистых и монтмориллонит-гидрослюдистых зон профиля коры выветривания.

Бирюза тесно ассоциирует с алюмохалькосидеритом, сванбергитом, вудхаузитом, ярозитом, гётитом, галлуазитом, опалом, подчеркивающими гипергенную природу минерала. Алюмофосфаты - продукты гипергенеза, поскольку при гидротермальных процессах образуются безалюминиевые фосфаты [11]. В горных выработках Кальмакыра бирюза выпадает из холодноводных современных растворов [10]. Характерные минералу натечные колломорфные структуры свидетельствуют о его выделении из коллоидных растворов.

Бирюза фиксируется в районах аридного климата [5]. Гумидные условия приводили, вероятно, к перетолжению минералов. Корочки и примазки бирюзы, широко развитые в верхних горизонтах месторождений [9] и иногда в почвенном слое, не имеют практической ценности, но являются указателем на возможное развитие качественных разностей минерала на глубине. Современные процессы приводили не только к выщелачиванию бирюзы, но и к минерализации верхних частей месторождений гипсом, левигитом, ярозитом, гётитом, гидрогётитом, кальцитом, а в Кураминском районе также малахитом, азуритом, халькантитом, гидроаргиллитом.

Бирюза связана с корами выветривания нижнемелового (апт-альбского, по В.И. Троицкому) возраста, развитыми на пиритизированных породах углеродисто-силициновой формации (осадки застойных зон подводно-дельтового фациального пояса), главным образом рифейского возраста Центральных Кызылкумов, пиритизированных вторичных кварцитах (серицитовая фация) Кураминского хребта. В Кальмакырском месторождении медно-порфировых руд бирюза локализована в зоне вторичного сульфидного обогащения [5].

Широкое развитие кор выветривания (подобного генетического типа) с каолиновым профилем расширяет перспективы обнаружения концентраций драгоценного минерала в их нижних частях (в зоне гидрослюды). Фосфаты, сульфаты, галлуазит – индикаторы нахождения бирюзы. Нонтронит – поисковый признак на “вкрапленную” бирюзу. Зона перехода коры выветривания к пиритизированным породам, как наиболее перспективная на качественную бирюзу, имеет сложные границы, так как бирюзоносная кора выветривания линейного типа.

Региональное распространение линейных кор выветривания нижнемелового возраста свидетельствует о том, что в Центральных Кызылкумах возможно обнаружение новых месторождений бирюзы, однако наиболее значение по выявлению ювелирной разности по-прежнему имеет Кураминский хребет.

Месторождения бирюзы следует рассматривать как шляпы возможных сингенетично-эпигенетичных редкометалльных (молибден, ванадий, серебро, висмут, селен и др.) концентраций в Центральных Кызылкумах (особенно осадках застойных зон) и эндогенной медно-золоторудной (возможно, с серебром и висмутом) минерализации в Кураминском районе, что представляет определенный практический и научный интерес.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ахмеджанов М.А., Базарбаев Э.Р. Новые данные о возрасте кокпатавской свиты Букантау (Центральные Кызылкумы). – Узб. геол. журн., 1967, № 6.
2. Бадалов С.Т., Исламов О.И. О геолого-геохимических особенностях месторождений бирюзы Средней Азии. – Докл. АН УзССР, 1970, № 1.
3. Борискин В.П. Цинксодержащая бирюза района Букантау (Центральные Кызылкумы). – Докл. АН УзССР, 1974, № 5.
4. Борискин В.П., Кузьмина С.В. Бирюза района Букантау (Центральные Кызылкумы). Ташкент: Фан, 1975.
5. Киевленко Е.Я., Сенкевич Н.Н., Гаврилов А.П. Геология месторождений драгоценных камней. М.: Недра, 1974.
6. Клявин В.Х. Некоторые особенности геохимии коры выветривания месторождений бирюзы гор Букантау. – Зап. Узб. отд-ния ВМО, вып. 25, Ташкент: Фан, 1972.
7. Мазаненко Н.А., Кузьмина С.В., Филиппов Г.А. Литология коксайской ритмосвиты Букантау и ее бирюзоносность. – В кн.: Вопросы литологии и палеомагнетизма. Ташкент, 1975.

8. Менчинская Т.И. Новые данные о генезисе бирюзы Средней Азии. - Сов. геология, 1971, № 8.
9. Менчинская Т.И. Методические указания по поискам и перспективной оценке месторождений цветных камней. Вып. 2. Бирюза. М., 1974.
10. Моисеева М.И., Баскаков М.П., Сухова Н.Г., Клявин В.Х. Бирюза. - В кн.: Минералы Узбекистана. Ташкент: Фан, 1975, т. 2.
11. Петров В.П. Основы учения о древних корях выветривания. М.: Недра, 1967.
12. Понов В.И., Макарова С.Г., Филиппов А.А. Руководство по определению осадочных фациальных комплексов и методика фациально-палеогеографического картирования. Л.: Гостехиздат, 1963.
13. Смолин Ю.К. Бирюза Центрального Кызылкума. - В кн.: Геология, петрология и минералогия эндогенного оруденения Средней Азии. М.: Недра, 1972.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие.	3
----------------------	---

ОБЩИЕ ВОПРОСЫ

Е.Я. Киевленко. Цветные камни – сырьевые ресурсы и некоторые пути геологического изучения.	5
В.П. Петров. Петрографические проблемы в формировании месторождений драгоценных и поделочных камней.	10
М.Б. Григорович. Декоративные камни и их применение в архитектуре и искусстве.	19
С.Я. Рустамов, В.Г. Чичканов, В.Д. Осадчий, М.Ч. Нагиев, М.Ю. Джумшудов. Цветные камни Азербайджана.	23
А.Н. Платонов, М.Н. Таран, А.Н. Тарашан. О новых видах и исследовании цвета камнесамоцветного сырья.	30
Г.Б. Мильгром, В.М. Мусафонов. Некоторые особенности геолого-экономической оценки месторождений цветных камней.	40

ДРАГОЦЕННЫЕ И ПОДЕЛОЧНЫЕ КАМНИ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

А.М. Леников. Иризирующие плагиоклазы Джугджурских анортозитов.	44
Г.П. Барсанов, М.Е. Яковлева, Л.И. Погапова. О пестром обсидиане Джрабер-Фонтанского месторождения (Армянская ССР).	60
Е.Е. Лазько. Самоцветы кимберлитовых пород Якутии: парагенезис, свойства и перспективы использования.	75
Г.Д. Аеров, К.Б. Зарянов, А.А. Кормушин. Цветные камни в ультраосновных породах Западного Прибалхашья.	106

КАМНИ ПЕГМАТИТОВОГО ПРОЦЕССА

И.В. Бельков. Амазонит.	110
В.М. Смертенко, Г.А. Корендясев, В.И. Канторович, Е.С. Ворожён. Геологическое строение месторождения самоцветов Мокруша на Среднем Урале.	117
В.М. Смертенко, В.И. Канторович, Н.И. Пальмова. Пегматиты с драгоценными камнями Мурзинско-Адуйского района Урала.	135

КАМНИ КОНТАКТОВЫХ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

Г.П. Пацкевич. Инаглинское месторождение ювелирного хромдиопсила.	146
О.Е. Чижик, З.В. Лекух. О генезисе изумрудов слюдитового типа.	158
И.И. Мороз, В.К. Лобанов. Геохимическая зональность эндогенных ореолов изумрудоносных слюдитов Урала.	175
Т.А. Колесникова. Благородная шпинель, клиногумит и манассеит месторождения Кухилал (Памир).	181
М.А. Лицарев, А.Н. Платонов, М.Н. Таран, Э.В. Польшин. Фиолетовая шпинель Юго-Западного Памира.	199
В.А. Андрейченков, А.М. Шарыбкин. Структурно-тектонические особенности локализации лазурита в юго-западном Прибайкалье и поисково-оценочные признаки месторождений.	211
Л.С. Пуголова, Е.В. Власова. Казахстанский гидрогроссулярит - декоративная разновидность "трансвайльского жада".	219
М.Б. Арынштейн, В.Н. Сазонов. Поделочные и декоративно-облицовочные листвениты Урала.	225
С.П. Стоялов. Геологопромышленная классификация месторождений поделочного родонита.	232

КАМНИ ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО ПРОЦЕССА

В.В. Наседкин. Проявления агата и поделочного обсидиана Магаданской области.	240
А.Х. Хакимов, Г.П. Пацкевич. Особенности формирования Кедонского месторождения аметиста.	247

КАМНИ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ И ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Т.И. Менчинская, В.А. Драмшев, Э.Ш. Кудаев. Бирюзонность Центральных Кызылкумов.	254
В.П. Борискин, С.В. Кузьмина. Особенности генезиса бирюзы Средней Азии.	265

УДК 549.091.1

Цветные камни – сырьевые ресурсы и некоторые пути геологического изучения. Киевленко Е.Я. – В кн.: Драгоценные и цветные камни. М.: Наука, 1980.

Отмечается, что цветные и поделочные камни являются важнейшим полезным ископаемым и объектом большой международной торговли. Несмотря на инфляцию, стоимость камня резко растет, одновременно растет и добыча разных видов камня. Показано, что в СССР ведутся большие работы по поискам и добыче камня и выявлено большое число новых месторождений.

УДК 553.8

Петрографические проблемы в формировании месторождений драгоценных и поделочных камней. Петров В.П. – В кн.: Драгоценные и цветные камни. М.: Наука, 1980.

Драгоценный камень является продуктом кристаллизации в идеальных условиях, поэтому выявление этих условий позволит петрографу, геологу и минералогу точнее судить о процессах минералообразования. Драгоценный корунд может рассматриваться как показатель больших глубин магмообразования. Пегматитовый процесс способствует образованию драгоценных камней только в условиях умеренных и малых глубин. Десилификация гранитного расплава ведет к образованию таких минералов, как изумруд, жадеит, хризоберилл и другие, в которых совмещаются геохимические признаки кислых и основных магм. Изучение драгоценных и цветных камней является одним из важных путей выявления условий минералообразования.

Ил. 1. Библ. 16.

УДК 553.8

Декоративные камни и их применение в архитектуре и искусстве. Григорович М.Б. – В кн.: Драгоценные и цветные камни. М.: Наука, 1980.

Поделочные камни по своим экономическим показателям весьма близки к некоторым облицовочным материалам и в ряде крупных архитектурных произведений используются как важнейший элемент украшения сооружений. В качестве примера указано использование родонита на станции "Маяковская" Московского метро. Использование декоративного камня для сооружения ваз, столешниц, каминов можно рассматривать как одну из форм архитектурного использования камня.

Использование декоративного камня расширяется и имеет очень большие перспективы.

Библ. 8.

УДК 549.091.1

Цветные камни Азербайджана. Рустамов С.Я., Чичканов В.Г., Осадчий В.Д., Нагиев М.Ч., Джумшудов М.Ю. – В кн.: Драгоценные и цветные камни. М.: Наука, 1980.

В Азербайджане издавна добывалось большое количество цветного и поделочного камня, а также существовала промышленность обработки этих материалов. Интерес представляют агат, гелиотроп, мрамор-

ный оникс, иризирующий обсидиан и трансваальский жад. Ведутся дальнейшие поиски этого вида нерудного сырья.

Библ. 3.

УДК 549.091.15

О новых видах и исследовании цвета камнесамоцветного сырья. Платонов А.Н., Таран М.Н., Тарашан А.Н. – В кн.: Драгоценные и цветные камни. М.: Наука, 1980.

Использование современных точных физических методов определения цвета вполне применимо как к драгоценным, так и к цветным камням. Эти методы позволяют гораздо лучше оценить камень, чем при его микроскопической оценке. Точная цветовая характеристика является весьма важным признаком минерала и хорошо характеризует сырье разных месторождений. Это позволяет надеяться, что с помощью физических методов удастся лучше чем раньше, определять месторождения того или иного обработанного камня.

Табл. 2. Ил. 3. Библ. 14.

УДК 549.091.15

Некоторые особенности геолого-экономической оценки месторождений цветных камней. Мильгром Г.Б., Мусафонов В.М. – В кн.: Драгоценные и цветные камни. М.: Наука, 1980.

Своеобразие драгоценного камня не позволяет подходить к нему с теми же мерками, что и к другому полезному ископаемому. Разведка месторождения часто является в то же время и его добычей, совмещенной с дальнейшими поисками. При выявлении экономического эффекта для того же камня, который используется в ювелирных изделиях, должно быть учтено значение данного камня в общей стоимости изделия.

Библ. 3.

УДК 553.89; 549.651.2

Иризирующие плагиоклазы Джугджурских анортозитов. Ленников А.М. – В кн.: Драгоценные и цветные камни. М.: Наука, 1980.

Описываются месторождения высокоценных иризирующих лабрадитов ярко-зеленого и ярко-синего цвета в верховьях р. Учур и в ряде мест Джугджурского анортозитового массива. Указывается на необходимость дальнейшего изучения иризирующих разностей лабрадорита этого массива.

Табл. 2. Ил. 3. Библ. 30.

УДК 553.89

О пестром обсидиане Джрабер-Фонтанского месторождения (Армянская ССР). Барсанов Г.П., Яковлева М.Е., Потапова Л.И. – В кн.: Драгоценные и цветные камни. М.: Наука, 1980.

Иризирующий обсидиан встречается в верхних горизонтах обсидианового потока. Иризация связана с трубчато расположенными пустотами, пузырьками, возникшими при вспучивании обсидиана и вытянутыми во флюидальные полосы. Авторы указывают на большую перспективность использования этого красивого хамня.

Табл. 2. Ил. 6. Библ. 8.

УДК 553.81; 549.621.14

Самоцветы кимберлитовых пород Якутии: парагенезис, свойства и перспективы использования. Лазыко Е.Е. - В кн.: Драгоценные и цветные камни. М.: Наука, 1980.

Кимберлитовые трубки, помимо алмаза, могут быть поставщиками в ювелирную промышленность граната и хризолита. Отмечено, что, кроме пиропового густо-красного граната, в некоторых трубках присутствуют малиновые и розовые разновидности. Поскольку гранат и хризолит являются попутными ископаемыми, их извлечение может дать большой экономический эффект.

Табл. 3. Ил. 8. Библ. 37.

УДК 553.89

Цветные камни в ультраосновных породах Западного Прибалхашья. Аеров Г.Д., Зарянов К.Б., Кормушин А.А. - В кн.: Драгоценные и цветные камни. М.: Наука, 1980.

Ультрабазиты являются источником большого числа цветных и драгоценных камней. Здесь встречаются минералы, связанные с взаимодействием на ультрабазит гранитных эманаций, а также благородный змеевик и различные минералы, связанные с бирбиритами, - хризопраз, опал и т.д. Необходимы дальнейшие поиски этих материалов.

Библ. 1.

УДК 553.89; 549.651.11

Амазонит. Бельков И.В. - В кн.: Драгоценные и цветные камни. М.: Наука, 1980.

Открытие крупных месторождений густо-зеленого амазонита на Кольском полуострове делает этот район одним из центров добычи цветного камня. Ресурсы поделочного амазонита в районе довольно велики. Особенно интересны амазонские пегматитовые жилы, содержащие крупные кристаллы этого самоцвета. Имеются перспективы для новых открытий.

Ил. 3. Библ. 12.

УДК 553.82, 84, 87

Геологическое строение месторождения самоцветов Мокруша на Среднем Урале. Смертенко В.М., Корендяев Г.А., Канторович В.И., Ворожев Е.С. - В кн.: Драгоценные и цветные камни. М.: Наука, 1980.

Вновь вскрыто и изучено знаменитое месторождение Мокруша, составившее славу уральской самоцветной промышленности. В процессе разведок выявлен ряд занорышей. Впервые в истории разработки этого месторождения тщательно задокументированы. Это даст возможность более целеустремленно вести дальнейшие работы.

Табл. 3. Ил. 4. Библ. 3.

УДК 553; 82. 84. 87

Пегматиты с драгоценными камнями Мурзинско-Адуйского района Урала. Смертенко В.М., Канторович В.И., Пальмова Н.И. - В кн.: Драгоценные и цветные камни. М.: Наука, 1980.

Разведочные работы показали, что знаменитые своими самоцветами месторождения Мурзинско-Адуйского района, считавшиеся выработанными, имеют большие перспективы. Показано, что пегматитовые жилы имеют зональное строение, в котором закономерно располагаются занорыши, содержащие драгоценные камни.

Табл. 1. Ил. 1. Библ. 8.

УДК 553.81; 549.642.21

Инаглинское месторождение ювелирного хромдиопсида. Пацкевич Г.П. - В кн.: Драгоценные и цветные камни. М.: Наука, 1980.

Хромдиопсид - исключительно красивый ярко-зеленый камень, впервые открытый в Советском Союзе на Алдане, в Инаглинском месторождении. Хромдиопсид входит в состав метасоматических диопсид-ортоклаз-вермикулитовых пегматитовых жил, возникающих в средней кольцевой части карбонатитового интрузива. Указывается на большую перспективность поисков новых тел диопсидсодержащих жил.

Табл. 2. Ил. 5. Библ. 7.

УДК 553.832

О генезисе изумрудов слюдитового типа. Чижик О.Е., Лекух З.В. - В кн.: Драгоценные и цветные камни. М.: Наука, 1980.

Изумруды приурочены к жильным метасоматическим флогопит-биотитовым слюдитам, которые представляют собой грейзеновую фацию. Слюдиты образуются как за счет ультрабазита, так и за счет амфиболита, образующего небольшие иела. Совместно со слюдитами в месторождении имеются тальковые зоны. Внутри толщи слюдитов встречаются плагиоклазитовые тела, которые, по данным авторов, являются более поздними, чем слюдиты.

Табл. 3. Ил. 6. Библ. 7.

УДК 553.832

Геохимическая зональность эндогенных ореолов изумрудоносных слюдитов Урала. Мороз И.И., Лобанов В.К. - В кн.: Драгоценные и цветные камни. М.: Наука, 1980.

Прослежено изменение содержания микроэлементов в пределах поля развития изумрудоносных слюдитов. Показано, что бор, цезий, рубидий, стронций и некоторые другие элементы концентрируются в зонах развития рудных жил. Свинец, цинк и другие, наоборот, образуют ореолы выноса. Наиболее информативны, однако, комплексные показатели содержания микроэлементов.

Ил. 3. Библ. 6.

УДК 553.89; 549.731.11

Благородная шпинель, клиногумит и манасит месторождения Кухилал (Памир). Колесникова Т.А. - В кн.: Драгоценные и цветные камни. М.: Наука, 1980.

Показана стратиграфическая приуроченность благородной шпинели и возможность извлечения ювелирных разновидностей только в том случае, если шпинель заключена в мягкой оболочке и не раздроблена. Указывается, что описываемое месторождение было известно еще во времена

Бируни. В качестве минералогической новости показано, что при выветривании шпинели образуется впервые описываемый минерал – манасеит.

Табл. 2. Ил. 13. Библ. 23.

УДК 553.89; 549.731,11

Фиолетовая шпинель Юго-Западного Памира. Лицарев М.А., Платонов А.Н., Таран М.Н., Польшин Э.В. – В кн.: Драгоценные и цветные камни. М.: Наука, 1980.

Авторами выявлены на Памире новые месторождения шпинели, необычного для района цвета. Даны результаты точного определения цветности памирских шпинелей и показана возможность и целесообразность широкого использования фиолетовой шпинели в ювелирной промышленности.

Табл. 2. Ил. 4. Библ. 30.

УДК 553, 89; 549.621, 55

Структурно-тектонические особенности локализации лазурита в юго-западном Прибайкалье и поисково-оценочные признаки месторождений. Андрейченко В.А., Шарыбкин А.М. – В кн.: Драгоценные и цветные камни. М.: Наука, 1980.

На основе детальных полевых исследований показано, что на месторождении наблюдается отчетливый тектонический контроль распределения драгоценного лазурита. Наиболее благоприятными местами для локализации лазурита являются замковые части складок, так как здесь наиболее сильно проявляются дробление и метасоматические процессы, включая и лазуритизацию. Эта закономерность прослежена на большинстве месторождений и особенно отчетливо выявлена на участке Старом Мало-Быстринского месторождения.

Табл. 2. Ил. 4. Библ. 6.

УДК 553,89; 549.621.91

Казахстанский гидрогроссулярит – декоративная разновидность "трансваальского жада". Путолова Л.С., Власова Е.В. – В кн.: Драгоценные и цветные камни. М.: Наука, 1980.

Выявленные в Казахстане контактные породы родингитового типа, почти нацело сложенные несколько гидратированным гранатом, имеют очень эффектный светло-зеленый цвет и очень напоминают лучшие сорта настоящего жадеита. Имеются все основания рассчитывать на то, что этот камень станет одним из любимых наших самоцветов.

Ил. 1. Библ. 5.

УДК 553.896.422.6

Поделочные и декоративно-облицовочные листвениты Урала. Аринштейн М.Б., Сазонов В.Н. – В кн.: Драгоценные и цветные камни. М.: Наука, 1980.

Листвениты образуются в результате воздействия на материнскую породу (ультрабазит, габбро и т.д.) низкотемпературных растворов и замещения ее ассоциацией карбоната с мусковитом, реже с парагонитом. Хром, содержащийся в ультрабазитах, входит частично в состав слюды, образуя фуксит, чем и обуславливается эффектная зеленая ок-

раска камня. Различают два типа лиственитов - гидротермально-метасоматические и гидротермально-биметасоматические. Лиственит издавна использовался для поделок. Сейчас потребность в этом камне резко возросла. Авторы указывают на целесообразность использования некоторых лиственитов как облицовочного материала.

Табл. 2. Библ. 8.

УДК 553.89; 549.642.51

Геологическая классификация месторождений поделочного родонита. Стоялов С.П. - В кн.: Драгоценные и цветные камни. М.: Наука, 1980.

Родонит - известный поделочный камень, издавна широко использовавшийся в русском камнерезном искусстве. В связи с истощением знаменитого Шабровского месторождения родонита с этим камнем создалось очень тяжелое положение. Автор указывает на существование еще других месторождений этого камня, оценивает их перспективы, которые, однако, могут быть подтверждены только при дальнейших поисково-разведочных работах.

Ил. 2. Библ. 15.

УДК 553.87; 549.514.52

Проявления агата и поделочного обсидиана Магаданской области. Наседкин В.В. - В кн.: Драгоценные и цветные камни. М.: Наука, 1980.

Отмечается, что Магаданская область может быть источником большого количества поделочных материалов, важнейшими из которых являются агат и халцедон, связанные с древними эффузивами, а также эффектные разновидности поделочного обсидиана.

Ил. 4. Библ. 2.

УДК 553.872

Особенности формирования Кедонского месторождения аметиста. Хакимов А.Х., Пацкевич Г.П. - В кн.: Драгоценные и цветные камни. М.: Наука, 1980.

Аметист в месторождении приурочен к зонам дробления среди липаритов и кристаллизуется в пустотах выщелачивания в качестве позднего минерала. Окраска аметистов густая, хорошо смотрящаяся при искусственном освещении. Часто аметист в виде скипетровидных кристаллов нарастает на более ранний бесцветный кварц. Генетически образование аметиста связывается с гидротермами, отходящими от развитых в районе субвулканических гранитоидов.

Табл. 2. Ил. 6. Библ. 3.

УДК 553.89

Бирюзоносность Центральных Кызылкумов. Менчинская Т.И., Драмшев В.А., Кудяев Э.Ш. - В кн.: Драгоценные и цветные камни. М.: Наука, 1980.

Детальное изучение среднеазиатской бирюзы приводит авторов к выводу о гидротермальном ее генезисе. Указывается связь бирюзы с кварцевыми жилками, где в случае дробления кварца она выполняет роль цемента. Дана прогнозная оценка бирюзоносности Центральных

Кызылкумов и показана их большая перспективность на этот вид ценнейшего поделочного камня.

Ил. 5. Библ. 7.

УДК 553.89; 549.755.346

Особенности генезиса бирюзы Средней Азии. Борискин В.П., Кузьмина С.В. - В кн.: Драгоценные и цветные камни. М.: Наука, 1980.

Авторы проанализировали региональные условия распространения бирюзы и высказались в пользу ее гипергенного происхождения. По имеющимся данным, бирюза приурочена к линейным корам выветривания. Бирюзу следует рассматривать как шляпы выветривания сингенетично эпигенетичных редкометалльных концентраций и эндогенной медно-золоторудной минерализации, что может служить поисковым признаком на этот весьма дефицитный самоцвет.

Табл. 2. Ил. 3. Библ. 13.

ДРАГОЦЕННЫЕ И ЦВЕТНЫЕ КАМНИ

*Утверждено к печати
Институтом геологии рудных месторождений,
петрографии, минералогии и геохимии*

Редактор издательства *О.А. Харнас*

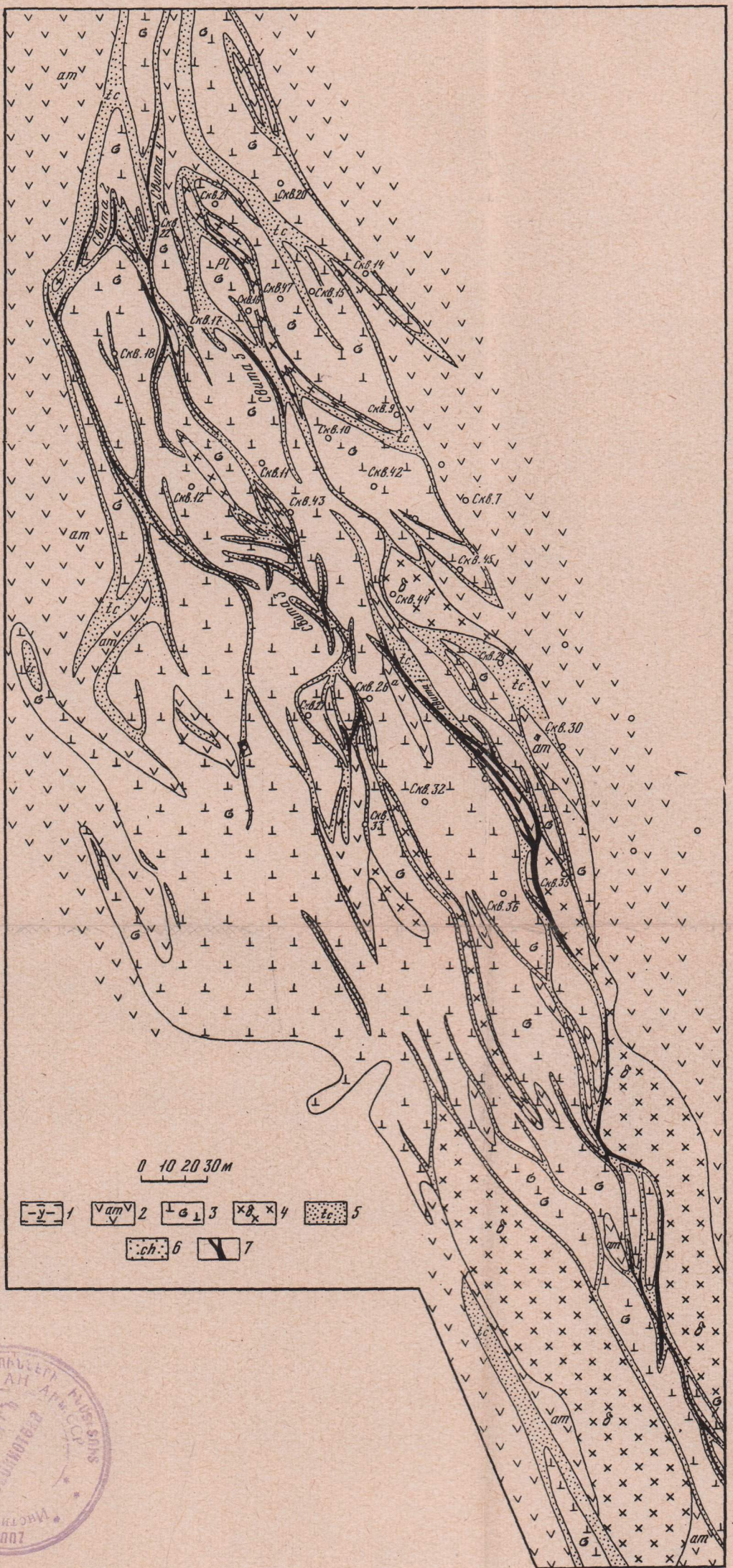
Художественный редактор *С.А. Литвак*

Технический редактор *Н.М. Петракова*

ИБ № 16054

Подписано к печати 24. 03. 80. Т – 03981
Формат 60 x 90 1/16. Бумага офс. № 1. Печать офсетная
Усл.печ.л. 18,3+0,5 вкл. Уч.-изд.л. 20,2
Тираж 8400 экз. Тип. зак. 1255
Цена 1 р. 30 к_е

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7,
Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90;
Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука",
199034, Ленинград, В-34; 9-я линия, 12

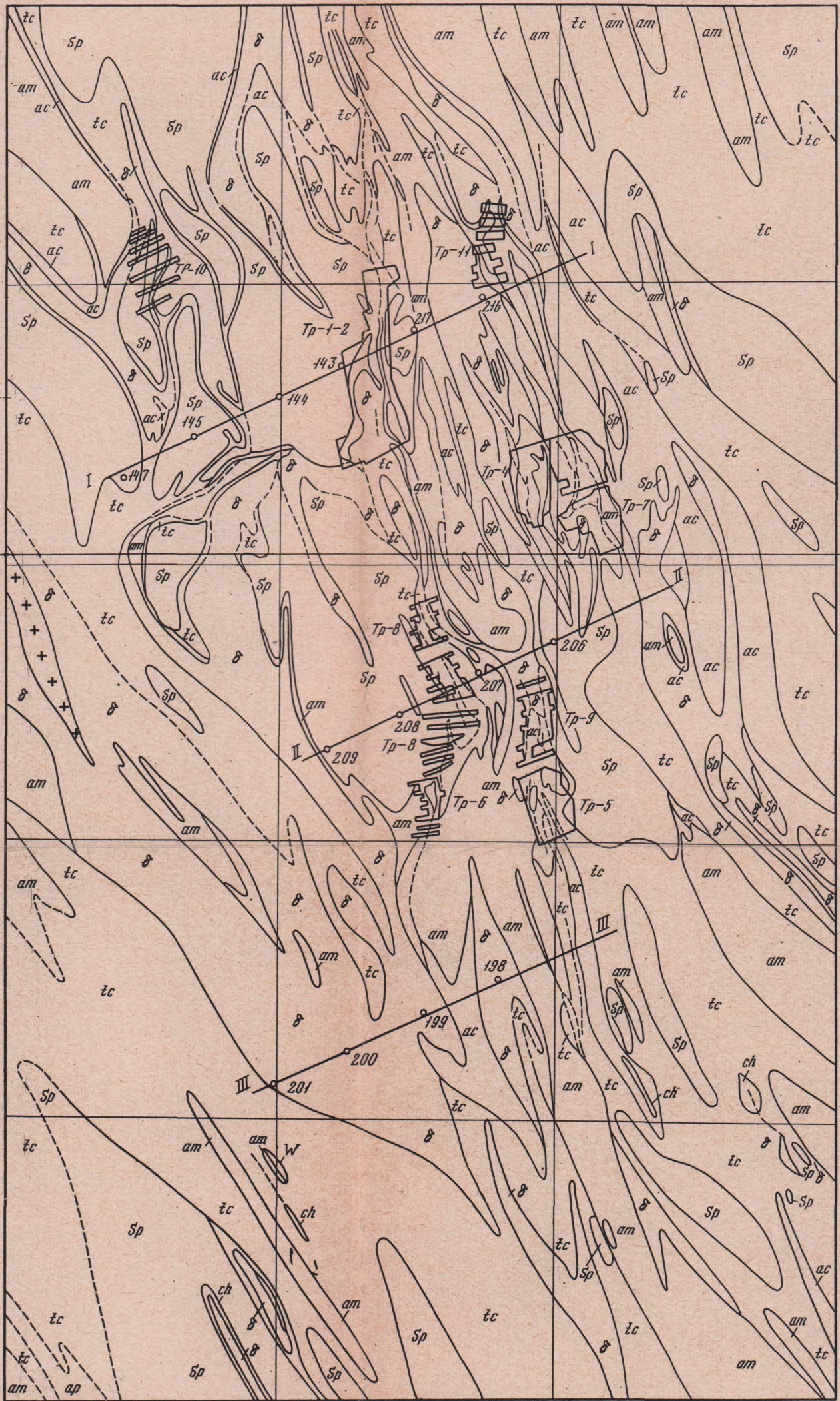


К ст. Чижикова О.Е.

Фиг. 2. Геологическая карта месторождения

1 - углисто-кремнистые сланцы; 2 - амфиболиты; 3 - дуниты и перидотиты (нерасчлененные); 4 - диорит, диоритовый порфирит, микродиорит; 5 - тальковые сланцы; 6 - хлоритовые сланцы; 7 - слюдитовые жилы



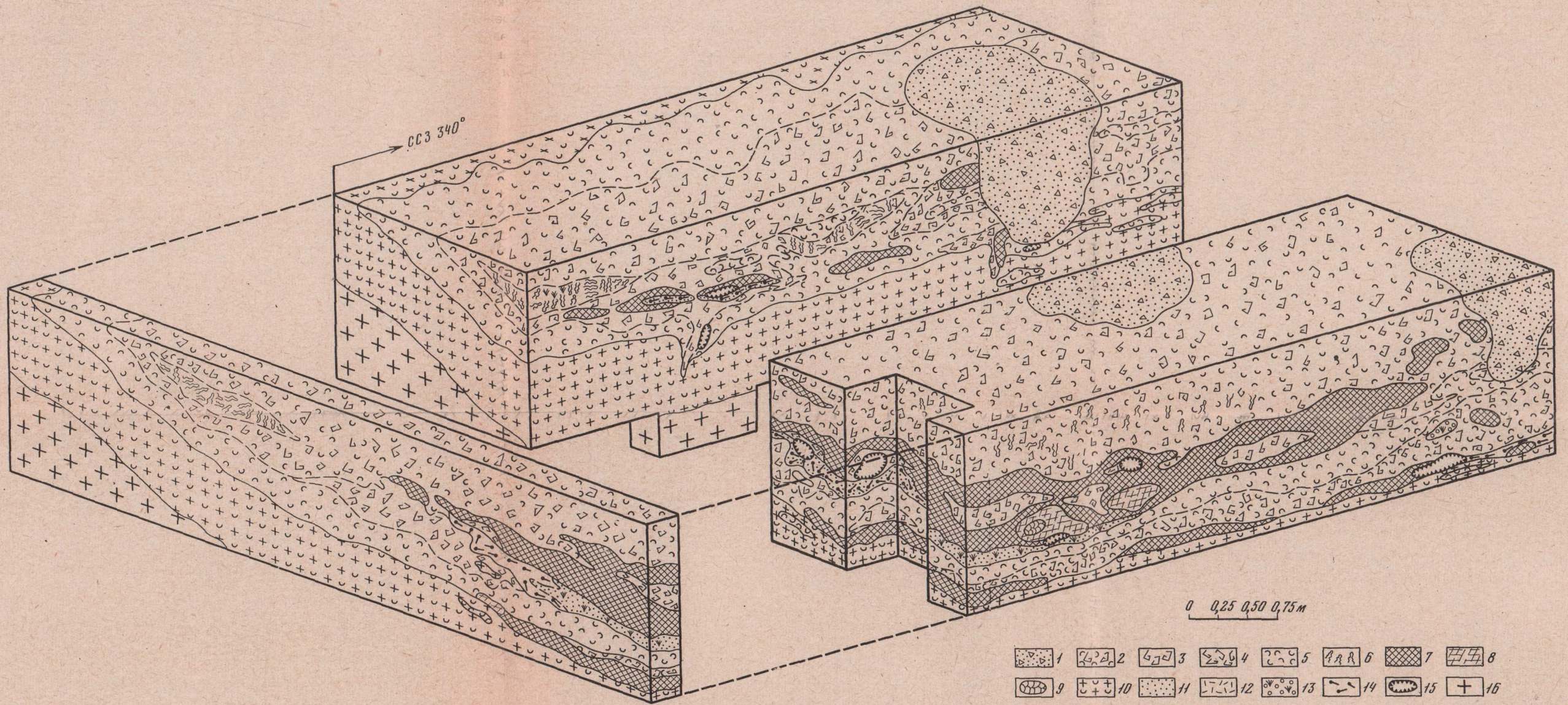


0 10 20 30 м A am 1 Sp √ 2 δ × 3 + + 4 tc 5 ac 6 x 7 8 9 0/47 10

К ст. Смертенко В.М. и др.

Фиг. 1. Геологический план месторождения 2 II группы (по материалам ГРП-1, 1973 г.)

1 - амфиболиты; 2 - серпентиниты; 3 - диориты; 4 - аплиты; 5 - тальковые сланцы; 6 - хлоритовые сланцы; 7 - слодиты; 8 - разведочные выработки; 9 - буровые скважины; 10 - номера скважин



К ст. Мороз И.И. и др.

Фиг. 2. Блок-диаграмма участка западного фланга пегматитовой жилы месторождения Мокруша

1 - заваленные старательские выработки;
2-6 - графический пегматит: 2 - смешанной

структуры (от мелко- до крупнографической),
3 - грубографической структуры, 4 - средне- и крупнографической структуры, 5 - тонко- и мелкографической структуры, 6 - со струйчатым расположением ихтиоглиптов; 7 - бло-

ково-пегматоидный пегматит; 8 - обособления блокового микроклина; 9 - обособления блокового кварца; 10 - гранит-пегматит; 11 - альбитовые замещающие комплексы; 12 - кле- веландит; 13 - кварц-мусковитовый комплекс;

14 - мелкочешуйчатый мусковит; 15 - друзовые полости; 16 - средне- и крупнозернистые порфиroidные биотитовые граниты с ксенолитами гнейсов

1 р. 30 к.