

**ДРАГОЦЕННЫЕ И ЦВЕТНЫЕ
КАМНИ
КАК ПОЛЕЗНОЕ ИСКОПАЕМОЕ**

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ОТДЕЛЕНИЕ ГЕОЛОГИИ, ГЕОФИЗИКИ И ГЕОХИМИИ

НАУЧНЫЙ СОВЕТ ПО РУДООБРАЗОВАНИЮ

СЕКЦИЯ НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

1980 9
1/6

ДРАГОЦЕННЫЕ И ЦВЕТНЫЕ КАМНИ КАК ПОЛЕЗНОЕ ИСКОПАЕМОЕ

Ответственный редактор

академик

В. И. СМИРНОВ

18631



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА». МОСКВА 1973



РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Академик В. И. СМИРНОВ
ответственный редактор

В. П. ПЕТРОВ
зам. ответственного редактора

Е. Я. КИЕВЛЕНКО, М. Б. ГРИГОРОВИЧ,
В. П. ЕРЕМЕЕВ, В. И. ФИНЬКО

ПРЕДИСЛОВИЕ

Литература, посвященная драгоценному камню на русском языке, довольно богата. Достаточно вспомнить книгу М. М. Пылаева, опубликованную в 1896 г. и содержащую описание истории открытия и разработки многих месторождений, а также качественную характеристику камня. Многие русские геологи и минералоги, среди которых можно упомянуть работы В. М. Севергина (1815 г.), Г. Лебедева (1891 г.), А. Л. Нечаева (1922 г.) и П. А. Земятченского (1902 г.), уделяли большое внимание описанию различных драгоценных камней и их месторождений. Наконец, драгоценным и цветным камням посвящена замечательная монография А. Е. Ферсмана, до сих пор являющаяся основной сводкой по геологии и минералогии драгоценного камня, где широко показана история камня и его народнохозяйственное значение. К сожалению, осталась незаконченной вторая монография А. Е. Ферсмана, посвященная камню, — очерки по истории камня. Но и в таком незаконченном виде — это исключительно важный труд, на много лет определивший развитие промышленности камня.

Наличие капитальных руководств и справочников делает особо трудной задачу авторов статей настоящего сборника. Конечно, создать что-либо подобное замечательным произведениям А. Е. Ферсмана вряд ли возможно, однако почти за пятьдесят лет, прошедших со времени публикации первой монографии А. Е. Ферсмана, в состоянии промышленности драгоценного камня многое коренным образом изменилось: открыт ряд новых месторождений, разведаны многие, ранее не изученные точки, совершенно изменилась методика исследования и обработки камня, изменились и требования к камню.

Показать эти изменения, описать новые материалы, полученные в процессе разведки новых месторождений, и исследования новых видов сырья и пытаются авторы настоящего издания.

Предлагаемый вниманию читателя сборник состоит из двух основных частей. В первой главным образом на основе литературных материалов описываются те изменения, которые произошли с драгоценным камнем как полезным ископаемым, кроме того, показано его народнохозяйственное значение. Здесь же при-

ведены обзоры по геологии, генезису и экономическому значению некоторых важнейших зарубежных месторождений драгоценного камня и помещены сведения по тем советским месторождениям, взгляд на генезис которых коренным образом изменился или же были получены новые геологические материалы.

Вторая часть сборника содержит оригинальные данные по советским месторождениям, которые детально геологически изучены в последние годы и приобрели существенное экономическое значение. Прежде всего — это лазурит и нефрит Саян и Прибайкалья, бирюза Средней Азии, агаты Сибири и Закавказья, аметист Урала, а также амазонит, месторождения которого сейчас найдены на Кольском полуострове, в Сибири и Казахстане.

Могут представить интерес новые виды камня, описываемые в сборнике, — хромдиопсид, опалы и вулканическое стекло, значение которых как поделочного материала пока недооценивалось.

В целом сборник дает относительно полное представление современной изученности сырьевой базы различных групп драгоценного и поделочного камня в Советском Союзе и намечает пути ее развития. Все образцы, представленные в настоящем сборнике на фототаблицах, принадлежат Минералогическому музею им. А. Е. Ферсмана АН СССР.

ПРОБЛЕМЫ ИЗУЧЕНИЯ МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВЫХ РЕСУРСОВ ЦВЕТНОГО КАМНЯ СССР

Под термином «цветные камни» или «камнесамоцветное сырье» следует понимать большую группу разнообразных минералов и горных пород, применяемых в ювелирном деле и декоративно-художественных промыслах.

Отечественное ювелирно-камнерезное производство имеет давние традиции, сложившиеся еще в XVIII в. В настоящее время возрождается интерес к цветному камню. Осуществляются мероприятия по реконструкции ювелирной промышленности, увеличению выпуска сувениров, расширению экспорта камнесамоцветного сырья и ювелирных изделий. В этой связи перед геологической службой страны поставлена задача по определению природных ресурсов цветного камня и созданию необходимой минерально-сырьевой базы, отвечающей современным требованиям к качеству камнесамоцветного сырья и экономическим условиям отработки месторождений.

В существующей геологической и популярной литературе в основном описаны отдельные виды и месторождения цветных камней, но почти не затронуты важные для геолога-разведчика специфические особенности камнесамоцветного сырья как полезного ископаемого и методика геологоразведочных работ.

Цветные камни как полезное ископаемое

Камнесамоцветное сырье отличается от других полезных ископаемых рядом характерных особенностей.

Прежде всего необходимо отметить чрезвычайно широкую номенклатуру видов и разновидностей цветных камней самого различного химического состава и геологического происхождения. В камнерезном производстве, например, применяется около ста наименований горных пород. Ювелиры различают многочисленные разновидности халцедона (бастионный и уругвайский агат, переливт, сердолик, сапфирин, сардер, карнеол, гелиотроп, плазма, хризопраз и др.), берилла (изумруд, аквамарин, гелиодор, воробьевит и др.), турмалина (рубеллит, индиголит и т. д.) и других минералов.

Требования к свойствам и качеству цветных камней существенно изменяются по областям ювелирно-камнерезного производства.

При этом ценность камнесамоцветного сырья определяется не только его декоративно-художественными свойствами, но и в значительной мере редкостью, национальными и историческими традициями, модой и тому подобными факторами.

Конъюнктура потребления различных видов камнесамоцветного сырья крайне непостоянна в связи с тенденцией ювелирной промышленности к систематическому обновлению ассортимента изделий и во многом зависит от достигнутого технического и художественного уровня производства. Цветные камни являются предметом широкой международной торговли, так как ювелирное производство большинства стран не обеспечено собственными сырьевыми ресурсами.

Камнесамоцветное сырье удобнее всего классифицировать по областям его применения. Развивая известную классификацию А. Е. Ферсмана, целесообразно выделять три группы цветных камней:

1) ювелирные (ограночные), 2) поделочные (камнерезные) и 3) декоративно-облицовочные камни.

Ювелирное (ограночное) камнесамоцветное сырье используется в ювелирных изделиях, сочетающих ограненный или кабошонированный камень с благородными металлами или их имитацией (перстни, броши, кулоны, серьги, браслеты, запонки, булавки и т. п.). К этой группе относятся редкие главным образом прозрачные, иногда полупрозрачные или непрозрачные камни, имеющие высокую твердость, красивую окраску и своеобразные оптические свойства (сильный блеск, иризацию, дихроизм и т. п.). Как правило, основная ценность таких ювелирных изделий заключается в самом камне и в меньшей мере в стоимости его оправы или художественном качестве изделия.

Среди ювелирного сырья можно различать по степени совершенства основных физических свойств, определяющих красоту и долговечность камня, редкости и рыночной стоимости драгоценные, полудрагоценные и рядовые ограночные камни.

Драгоценные камни имеют наибольшую стоимость, а их уникальные экземпляры иногда представляют общенациональное достояние. Это — алмаз, изумруд, рубин, сапфир, александрит, благородные шпинель, опал, жадеит и им равноценные камни.

Значительно шире список полудрагоценных камней, который включает демантоид, аквамарин, аметист, рубеллит, хризолит, топаз, циркон, хромдиопсид, уваровит, пироп, альмандин и некоторые другие минералы, а из непрозрачных камней — бирюзу.

Рядовые ограночные камни применяются главным образом в стандартных ювелирных изделиях, рассчитанных на массовый выпуск. К ним относится большое число минералов различной стоимости и распространения: дымчатый кварц и горный хрусталь, янтарь, малахит, густо окрашенный лазурит, агат, опал, мелкорисунчатая яшма и т. п.

Поделочное (камнерезное) камнесамоцветное сырье служит материалом для декоративных камнерезных изделий (шкатулки, вазы, пепельницы, скульптурные фигурки и т. п.). Это в основном непрозрачные и полупрозрачные минералы и горные породы яркой расцветки с красивым текстурным рисунком, способные хорошо воспринимать полировку. Ценность камнерезных изделий во многом определяется их художественными достоинствами, подчеркивающими природную красоту камня.

В эту группу входят сравнительно редкие и дорогие цветные камни первого порядка — малахит, лазурит, нефрит, жадеит, агат и амазонит, более распространенные камни второго порядка — яшма, родонит, авантюрин, письменный гранит, флюорит, мраморный оникс, офиокальцит, обсидиан и другие, а также дешевые преимущественно мягкие камни третьего порядка — ангидрит, гипс (селенит), гагат и цветной мрамор.

К камнесамоцветному сырью с полным основанием можно отнести группу *декоративно-облицовочных цветных камней*, отделив ее от обычных видов облицовочно-строительных материалов. Полированные плитки и пластины из высокодекоративного цветного камня применяются для украшения уникальных архитектурных сооружений, главным образом для отделки внутренних помещений и интерьеров. Чаще всего используются пестрые с крупным рисунком или одноцветные горные породы средней твердости — цветные мраморы, офиокальцит и т. п., реже из-за сложности обработки, малой блочности и сравнительно высокой стоимости — более твердые яшмы, роговики, родонит, лазуриновая порода.

Требования к качеству декоративно-облицовочных и поделочных камней в общем совпадают, но для декоративно-облицовочных камней, кроме того, большое значение придается монолитности (блочности) камня и в необходимых случаях его устойчивости к процессам выветривания.

Многие цветные камни в зависимости от их качества могут применяться в различных областях ювелирного и камнерезного производства или являться ценным техническим сырьем, как, например, алмаз, агат, халцедон, талько-хлорит и т. д. В связи с этим можно говорить о комплексных месторождениях ювелирно-поделочного, поделочно-облицовочного, ювелирно-технического и других подобных видов минерального сырья.

Геолого-генетические и промышленные типы месторождений цветных камней

Геологические условия формирования месторождений цветных камней чрезвычайно разнообразны. Ювелирные драгоценные и полудрагоценные камни в основном представлены минералами эндогенного и иногда экзогенного происхождения. К минералам магматических пород относятся алмаз, пироп, хромдиопсид

и хризолит, а к контактово-метасоматическим образованиям — рубин, сапфир, благородная шпинель, демантоид и ряд других разновидностей граната. Большая группа ограночных минералов связана с гранитными пегматитами (берилл, топаз, турмалин, морион и др.), десилицированными пегматитами (изумруд, александрит, фенакит, сапфир и рубин), а также с грейзенами (топаз, берилл) и гидротермальными жилами (горный хрусталь, аметист, цитрин и др.). Благородный опал, хризопраз и бирюза образуются в древних породах химического выветривания.

Поделочные и декоративно-облицовочные камни представляют собой сложные минеральные агрегаты и горные породы метасоматического (лазурит, нефрит), метаморфического (яшма, кварциты, мраморы) и магматического (обсидиан, хибинит, амазонитовый гранит, лабрадорит) происхождения. Некоторые поделочные камни встречаются в пегматитах (солнечный и лунный камень, амазонит, письменный гранит) или имеют гидротермальный генезис (агат, розовый кварц, флюорит). Скопления малахита связаны с зоной окисления медных и медно-железных сульфидных руд.

В рамках настоящей статьи невозможно даже в самой краткой форме охарактеризовать промышленные типы месторождений по многочисленным видам цветных камней. Однако полезно отметить несколько общих типов месторождений, которые являются основными источниками камнесамоцветного сырья.

Коренные месторождения драгоценных и полудрагоценных камней большей частью представлены мелкими продуктивными телами, сложными по форме и внутреннему строению. В отличие от них многие поделочные и декоративно-облицовочные камни обычно образуют более или менее крупные залежи, хотя качество минерального сырья часто изменяется в пределах залежи.

По данным мировой геологической практики важным типом месторождений драгоценных и многих полудрагоценных камней являются россыпи. В россыпных месторождениях элювиально-делювиального и делювиально-аллювиального происхождения происходит концентрация и естественное обогащение полезного минерала, крайне неравномерно распределенного в коренном месторождении. Кроме того, имеют значение относительно более легкие условия эксплуатации россыпей и меньшие потери сырья при горных работах, которые можно проводить без применения взрывчатых веществ. Известны промышленные россыпные месторождения нефрита, жадеита, агата и других устойчивых и ценных ювелирно-поделочных камней.

Наряду с месторождениями собственно цветных камней важную роль играют комплексные месторождения различных рудных и нерудных полезных ископаемых с цветными камнями в качестве попутного компонента. В этом случае существенно улучшаются экономические показатели добычи цветного камня, так как

все или почти все расходы на горнодобычные работы ложатся на себестоимость основного полезного ископаемого. Среди них следует отметить некоторые месторождения редких металлов — пегматиты и грейзены с изумрудом, аква Марином, топазом и цветным турмалином; пьезокварца — кварцевые жилы с горным хрусталем и аметистом; камерные пегматиты с морионом, топазом и бериллом, а также месторождения цветных и черных металлов с малахитом и поделочным джеспилитом. Ряд ювелирных и поделочных камней может отбираться при эксплуатации одноименных месторождений технического и строительного минерального сырья: ювелирный алмаз со своими спутниками — пиропом и хризолитом, ювелирно-поделочный агат и цветной халцедон, декоративные — флюорит, талько-хлорит, обсидиан, лабрадорит и т. п.

Особенности разведки и оценки месторождений цветных камней

Процесс оценки месторождений цветных камней во многом своеобразен и обычно не укладывается в рамки стандартной стадии геологоразведочных работ. Содержание и целевое назначение работ в основном определяются группой камнесамоцветного сырья и различны для месторождений ювелирно-ограночных и поделочно-декоративных камней.

Главным для оценки месторождений всех видов камнесамоцветного сырья является выяснение качества, т. е. сортности и декоративно-художественных свойств цветного камня. Это обусловлено тем, что ценность ограночных камней сильно колеблется в зависимости от их сортности, резко возрастающая с увеличением размера и степени совершенства, а красота поделочного камня определяет возможность его практического применения. Таким образом, опробование становится основной операцией начиная с самых ранних стадий поисковых и разведочных работ.

Месторождения драгоценных и полудрагоценных камней в основном оцениваются в ходе поисково-разведочных работ, когда с помощью открытых и подземных горных выработок выясняется морфология продуктивных тел, наличие кондиционного сырья и участков с максимальной концентрацией полезного ископаемого. Постановка детальных разведочных работ, как правило, нецелесообразна из-за невозможности подсчитать сколько-нибудь достоверно запасы высокосортных камней, встречающихся в небольших количествах, но заключающих в себе основную товарную стоимость минерального сырья на месторождении. На основании геологического прогноза с учетом данных поисково-разведочных работ и выявленных критериев минерализации организуется пробная добыча, которая должна окончательно определить промышленную ценность месторождения. Несколько проще разведка россыпей, которая в некоторых случаях может завершаться под-

счетом запасов одним из геолого-статистических методов по категории С₂. Возможные запасы драгоценных и полудрагоценных камней, являющихся попутными компонентами на промышленных месторождениях других полезных ископаемых, выясняются по данным эксплуатации при достаточном геологическом обосновании.

Следует отметить, что большие объемы эксплуатационных работ способствуют правильному определению среднего выхода и качества ювелирно-ограночного сырья.

Месторождения поделочно-камнерезного сырья, за исключением малахита, нефрита и немногих других камней, характеризуются сравнительно большими запасами при ограниченном объеме потребления этого сырья. В силу этого основная задача геологоразведочных работ сводится к отбору проб и изучению декоративных и специальных технических свойств цветного камня (вязкость, полируемость и т. п.), а также к определению общих масштабов месторождения, участков с лучшим качеством сырья и горно-технических условий добычи камня. Детальная разведка месторождений представляется излишней, и подсчет балансовых запасов оправдан только в случае возможности широкого применения данного цветного камня в качестве облицовочного материала или для отдельных участков первоочередной отработки.

Геолого-экономическая оценка месторождений камнесамоцветного сырья по обычной методике, очевидно, невозможна и должна базироваться на сравнении с известными промышленными месторождениями, а также учитывать возможность экспорта сырья. Последнее обстоятельство имеет существенное значение в связи с высоким уровнем цен мирового рынка на ряд видов камнесамоцветного сырья. Во всех случаях стоимость добываемого камнесамоцветного сырья должна компенсировать затраты на геологоразведочные и добычные работы.

Сырьевые ресурсы цветного камня СССР

Как известно, русская камнерезная промышленность зародилась еще в первой половине XVIII в., когда были созданы знаменитые Петергофская, Екатеринбургская и Колыванская фабрики.

Поиски месторождений цветного камня поощрялись в XVIII—XIX вв. и велись Шангиным, Пермикиным, Стрижковым, Колокольниковым и др.; тогда же были осуществлены широкие минералогические обследования территории России. В результате этих работ открыты месторождения изумрудов Урала, яшм Урала и Алтая, лазурита Забайкалья, нефрита Восточного Саяна, родонита и малахита Среднего Урала, составившие широкую известность русскому цветному камню и заложившие основу современной минерально-сырьевой базы цветного камня СССР.

Дальнейшие исследования подтвердили наличие богатых сырьевых ресурсов цветного камня, которыми располагает наша страна. К числу наиболее важных открытий последнего времени относится выявление некоторых месторождений алмазов Якутии, характеризующихся высоким выходом ограночного камня. Однако до 1966 г., когда в системе Министерства геологии СССР был создан специализированный трест «Цветные камни», поиски и разведка месторождений камнесамоцветного сырья велись не систематически, в отрыве от запросов ювелирной промышленности и требований внешнего рынка. Обобщение имеющихся геологических материалов, а также ревизионных и поисково-разведочных работ, проведенных за последние годы трестом и республиканскими геологическими организациями, позволяет охарактеризовать современное состояние минерально-сырьевой базы цветного камня СССР. По богатству и разнообразию видов поделочных и декоративно-облицовочных цветных камней наша страна занимает первое место в мире.

На Урале, в Закавказье, Средней Азии, на Алтае, Северо-Западе и в других районах СССР известны многочисленные месторождения высококачественного пестроокрашенного мрамора и мраморных брекчий; на Урале и в Башкирии — офиокальцита, зеленого лиственита, змеевика и серпентинита; в Архангельской области и на западном склоне Урала — поделочного гипса и ангидрита; в Закавказье — декоративного обсидиана; в Казахстане — амазонитового гранита и т. д. Уникальными являются яшмы Южного Урала и Алтая, особенно пестроцветные и рисунчатые яшмы горы Полковник, Оренбургской области. В Свердловской области сохраняет промышленные перспективы Мало-Седельниковское месторождение высококачественного родонита. В Закавказье и на Северном Тимане находятся крупные месторождения ювелирно-поделочного агата, в Кызылкумах известны месторождения кахолонга, а в Бурятии и Приамурье — богатые россыпи сердоликов и других разновидностей цветного халцедона. На побережье Белого моря расположено месторождение аметистовых щеток «Мыс Корабль».

Разведанные и предварительно оцененные запасы авантюрина, амазонитового гранита, агальматолита, гипса, гагата, змеевика, рисунчатых кремней, лиственита, цветных декоративных мраморов, обсидиана, офиокальцита, поделочного флюорита и тому подобных поделочных камней практически неисчерпаемы. Подготовленные запасы более редких поделочных камней — яшмы, агата, сердолика, амазонита, а также мраморного оникса, исходя из современного уровня их потребления, не превышающего 150—200 т в год, обеспечат потребности ювелирно-камнерезной промышленности на многие десятки лет.

Дефицитными в настоящее время являются высокосортные ювелирно-поделочные камни, пользующиеся повышенным спро-

сом на мировом рынке, — лазурит, жадеит, нефрит и особенно малахит. Месторождения лазурита в Прибайкалье и на Юго-Западном Памире, жадеита в Центральном Казахстане и нефрита в Восточном Саяне изучены недостаточно, а малахит встречается только на железорудных месторождениях Нижнетагильской группы и отбирается попутно при производстве вскрышных работ на Высокогорском месторождении. В связи с тем, что зона окисления медно-железных руд этого месторождения почти отработана, запасы малахита в недрах крайне ограничены.

Наибольшую ценность для ювелирной промышленности и экспорта представляют драгоценные и полудрагоценные камни. Имеются хорошие перспективы для увеличения в ближайшие годы добычи изумруда на месторождениях знаменитых «Изумрудных копей» на Среднем Урале. Ювелирная промышленность может быть полностью обеспечена ограночным горным хрусталем — попутным продуктом обогащения пьезокварца. Волынские пегматиты являются более или менее регулярным источником получения крупных кристаллов топаза разнообразных цветов и оттенков. В последние годы было установлено практическое значение среднеазиатских месторождений бирюзы. Наряду с этим в СССР в настоящее время не известны месторождения рубина, сапфира, благородного опала. Открытые более двух веков назад месторождения аметиста, аквамарина, гелиодора, топаза, полихромного турмалина, демантоида и других минералов Мурзинско-Адуйского самоцветного пояса Урала (Ватиха, копи «Мокруша», Мора и др.) так же, как пегматитовые поля Борщовочного кряжа и грейзены Шерловой горы в Забайкалье, отработаны старателями до глубины 20—30 м и более от поверхности. Выяснение их промышленных перспектив потребует затраты значительных средств и времени.

Геологические перспективы выявления в СССР практически ценных месторождений дефицитных ограночных и ювелирно-поделочных камней следует считать хорошими. Достаточно указать, что в результате целенаправленных ревизионных и поисково-разведочных работ последних лет были открыты и получили положительную оценку новые участки нефритовых месторождений Восточного Саяна, хризопраза, опала и кровавика в Казахстане, бирюзы в Кызылкумах, хризолита на Таймыре, хромдиопсида в Якутии и жадеита на Приполярном Урале. Привлекает к себе внимание Кочкарский гранитный массив на Южном Урале, в окрестностях которого были известны россыпи топаза, аквамарина, зеленого турмалина, дистена и рубина, а также некоторые районы Северо-Запада, Средней Азии и Казахстана с проявлениями гранатов, шпинели, благородного корунда и других цветных камней.

До сих пор не определены возможности получения качественных ограночных камней при обработке месторождений редких

металлов и некоторых других полезных ископаемых. Имеющийся опыт подобных оценок не всегда удачен. Так, крупные запасы хризолита и пирона в алмазопосных кимберлитах трубки Удачной (Якутия) подсчитаны без учета требований промышленности к качеству ювелирного сырья и в значительной мере обесценены мелкостью и трещиноватостью кристаллов.

Текущие задачи геологоразведочных работ. Исходя из состояния имеющейся минерально-сырьевой базы и конкретной потребности ювелирно-камнерезной промышленности, а также внешнего рынка, в камнесамоцветном сырье геологоразведочные работы должны быть направлены в первую очередь на выявление и оценку месторождений дефицитных драгоценных, полудрагоценных и ювелирно-поделочных камней: изумруда, благородного корунда и шпинели, аметиста, аквамарина, александрита, бирюзы, демантоида, гранатов, цветного турмалина, малахита, лазурита, жадеита, нефрита и других. При этом необходимо обратить особое внимание на выявление россыпных месторождений, а также на оценку ресурсов ограночного камня в эксплуатирующихся месторождениях других полезных ископаемых. В ближайшие годы должна быть завершена ревизия основных проявлений этих видов цветных камней и организованы широкие поисковые и поисково-разведочные работы в перспективных районах СССР, определены промышленные перспективы главных месторождений Изумрудных копей и Мурзинско-Адуйского самоцветного пояса Среднего Урала, расширены масштабы месторождений бирюзы в Средней Азии, нефрита и лазурита в Восточной Сибири.

Разведка месторождений обычного поделочного камня целесообразна только при возможности его использования как декоративно-облицовочного сырья или в случае выдающихся декоративно-художественных его свойств. Поиски и отбор проб новых видов поделочного и декоративно-облицовочного сырья следует производить в процессе геолого-съемочных работ.

Эффективное проведение поисков и оценки месторождений цветного камня возможно только при учете специфических особенностей камнесамоцветного сырья, частично показанных в настоящей статье, и конкретных поисково-оценочных критериев, разработка которых является основной задачей тематических исследований.

ДРАГОЦЕННЫЙ И ПОДЕЛОЧНЫЙ КАМЕНЬ КАК ПОЛЕЗНОЕ ИСКОПАЕМОЕ

Рассматривая драгоценные и поделочные камни как полезное ископаемое, прежде всего следует обратить внимание на исключительное своеобразие их в качестве товара.

Каждый кусок добытого драгоценного или цветного камня индивидуален и имеет собственную цену, слагающуюся из многих признаков данного образца и в первую очередь из сочетания цвета, формы, окраски и ее распределения (узор, рисунок и т. д.), что фактически невозможно предугадать и определить какими-либо техническими условиями. В зависимости от этих особенностей цена лучшего камня может превышать цену рядового камня тех же размеров в несколько сот раз.

При добыче драгоценных и поделочных камней стоимость добываемых рядовых камней, как правило, только окупает стоимость горных работ, давая минимальную прибыль. Основную прибыль горное предприятие получает при реализации особо ценных камней, причем прибыль зависит от того, как будут представлены выгодные особенности камня. В отборе таких особо ценных камней и индивидуальной торговле ими добывающие фирмы крайне заинтересованы.

Большую роль в создании цены на камень играет мода, возникающая в отдельные периоды на тот или иной камень, вследствие чего цена на этот камень резко повышается. Кроме того, за рубежом на стоимости камня сказываются и суеверия, связанные с ним, ведущие свое начало от старинных поверий.

В последние годы на цену натурального камня стал сильно влиять синтетический камень. Так, когда широкое распространение получил синтетический рубин, цены на естественный камень резко снизились, причем получилась и несколько парадоксальная картина: камни, имеющие небольшие дефекты, отличающие их от искусственных образцов, ценятся гораздо дороже природных камней, лишенных дефектов, которые практически не удается отличить от синтетических.

Своеобразие драгоценного камня как товара и высокая ценность отдельных образцов приводят к тому, что история отдельных дорогостоящих камней очень часто связана с убийствами, обманом, кражами и продажей по самой разной цене. В качестве примера можно вспомнить историю некоторых знаменитых

камней. Так, алмаз «Санси» весом 53,5 карата, ограненный сейчас двойной бриллиантовой розой, впервые описывается как алмаз Карла Смелого, который отдал его в 1475 г. голландскому дворянину Людвигу Беркену для огранки. «Санси» был в шлеме Карла Смелого, когда тот был убит в битве при Нанси. Алмаз попал в руки солдата, который продал его пастору за один гульден; пастор в свою очередь продал камень бродячему торговцу за полтора гульдена. В 1489 г. алмаз «Санси» принадлежал португальскому королю Антону, продавшему его французскому дворянину за 100 000 ливров. У последнего алмаз был куплен бароном Николаем Санси, в роду которого и хранился около 100 лет. В 1588 г. один из наследников барона послал камень королю Генриху III со своим верным слугой, но в пути слугу убили разбойники, и алмаз исчез. Барон, уверенный в своем посланце, предположил, что слуга проглотил драгоценный камень. Труп слуги разыскали, и, действительно, в желудке нашли алмаз. Этим алмазом владели: Генрих IV, Мария Медичи, в 1688 г. он принадлежал английскому королю Якову II, затем Людовику XIV и Людовику XVI. Наконец, в 1830 г. алмаз был куплен в Париже Демидовым.

Подобные истории можно рассказать о многих дорогостоящих драгоценных камнях. Гангстеризм и убийства сопровождают добычу камня за рубежом и в наше время.

1863 В 1965 г. на заседании Международной Ассоциации глин в г. Иерусалиме мне пришлось встретиться с молодым голландским геологом, который сообщил, что прибыл из Колумбии, где вел широкие геологические исследования. Меня интересовало, не были ли он на изумрудных копях Муззо, хотелось знать, что они собой представляют, так как в литературе о них очень мало сведений. Голландец искренне удивился и рассказал, что туда нельзя даже пытаться попасть. Копи захвачены полугангстерской компанией, которая ведет добычу достаточно скрытно, не показывая ни точных ее объемов, ни масштабов месторождения. Компания очень боится геологов, которые могли бы оценить размеры разработок и запасы месторождения. Несколько геологов, желавших проникнуть на месторождение, были убиты по дороге.

Тем не менее в 1970 г. копи Муззо удалось посетить проф. А. А. Беусу в качестве представителя ООН. Месторождение оказалось весьма необычным: по словам А. А. Беуса, изумруд здесь приурочен к кальцитовым жилам в сланцах.

Весьма важным разделом оценки камня является его обработка, зачастую превращающая камни, практически не имеющие цены, в ценный поделочный минерал. В качестве такого примера можно привести указание А. Е. Ферсмана на использование в конце прошлого и начале нынешнего века коктебельских халцедонов. Черноморские пляжи сложены мелкой галькой и песком, полученными при размыве местных порфиритов, при этом мелкие

миндалинки агата, выполняющего пустоты в порфиритах, вымываются, окатываются и освобождаются от вмещающих порфиринов и корки хлорита. Сбор на пляжах ярких полупрозрачных халцедонов и агатов — любимое занятие отдыхающих. Чех Яромир Тиханек организовал в то время в Коктебеле небольшую мастерскую, где гранили и сверлили эти агатовые гальки; видимо, обрабатывался и материал, приносимый заказчиком¹. В последние годы шли разговоры о возобновлении этого интересного производства сувениров.

За рубежом, особенно в США, до сих пор значительное количество драгоценного камня добывается коллекционерами-любителями и профессионалами — «охотниками за камнями»; зачастую те же охотники проводят обработку найденного камня. «Охотники за камнем» имеют свои клубы, организуют в ряде случаев поиски. Журнал «Gem and Gemology», издающийся в США, освещает работу таких любителей и охотников и предоставляет им свои страницы для обмена опытом. Количество камня, добытого таким образом, и его стоимость, видимо, играют значительную роль в общей стоимости камня.

Определение понятия и классификация драгоценных и поделочных камней

Объем понятия «драгоценные камни» весьма неопределенный. В списках минералов и пород, относимых к драгоценным и поделочным камням, например в списках А. Е. Ферсмана (1920) или Клауса и Славсона (1940) (табл. 1), фигурируют минералы, которые не являются ценными или редкими, таковы, например, некоторые агаты, датолит и пр. Правильнее было бы относить к группе драгоценных и поделочных камней наиболее эффектные образцы минералов или горных пород, которые могут быть так или иначе отделаны и использованы в ювелирных изделиях и поделках. Примером использования в ювелирном деле дешевых минералов может служить такой обычный минерал, как томсонит, используемый иногда после полировки в качестве вставок в броши и кольца. Равным образом используются прозрачные разновидности кианита, везувiana и им подобных, весьма распространенных минералов.

Общими требованиями к драгоценному и поделочному камню являются, во-первых, высокая твердость (не менее 6—7 по шкале Мооса) для того, чтобы на камне сохранялась приданная ему полировка (низкая твердость может быть только у дешевых поделочных камней), а затем прозрачность или красивая яркая окраска с изящным узором.

¹ Ферсман А. Е., т. II, стр. 42.

Во всех случаях вся группа поделочных и драгоценных камней разбивается на две большие подгруппы — прозрачных камней, используемых главным образом в мелких вставках (собственно драгоценные камни), и камней непрозрачных, идущих как для мелких, так и для более крупных изделий (поделочные камни). Эта группа камней вплотную смыкается с облицовочным и цветным камнем, используемым в строительстве. Достаточно напомнить Малахитовую гостиную в Эрмитаже, малахитовые и орлецовые вазы, замечательные малахитовые и лазуритовые колонны алтаря Исаакиевского собора, а также облицованные орлом колонны станции метро Маяковская.

Дальнейшее деление камней идет по их ценности. В обеих группах следует выделять камни высокой цены (1-й класс) и менее ценные камни, хотя во всех случаях прозрачные камни много дороже непрозрачных камней такого же класса (табл. 1).

Т а б л и ц а 1

Список драгоценных камней,
расположенных в порядке снижения их ценности
(по Ферсману, 1920; по Клаусу и Славсону, 1940)

Ограночный материал (драгоценные камни-самоцветы)

I порядка: алмаз, сапфир, рубин, хризоберилл, александрит, изумруд, благородная шпинель, эвклаз.

II порядка: топаз, аквамарин, берилл, красный турмалин, демантоид, фенакит, аметист (кровавый), альмандин, уваровит, гиацит, благородный опал, бенитоит.

III порядка: гранат, кордиерит, кианит, эпидот, диоптаз, бирюза, варисцит.

Горный хрусталь, дымчатый кварц, аметист (светлый), халцедон, агат, сердолик, плазма, гелиотроп, хризопраз, празем, полупопал, оливин, касситерит, хлорастролит.

Солнечный камень, лунный камень, лабрадор, элеолит, содалит, обсидиан, молдавит, титанит, энстатит, анатаз, андалузит, апатит, аксинит, кианит, датолит, пренит, содалит, томсонит, виллемит.

Янтарь, гагат, перламутр, коралл, гематит, пирит

Поделочный материал (цветные камни)

I порядка: нефрит, жадеит, лазурит, амазонит, лабрадор, орлец, малахит, авантюрин, горный хрусталь, дымчатый кварц, агат и его разновидности, яшма, везувиян, розовый кварц, письменный гранит, хризоколла.

II порядка: лепидолит, фукситовый сланец, серпентин, агальматолит, стеатит, селенит, обсидиан, морская пенка, мраморный оникс, флюорит, каменная соль, графит, янтарь.

III порядка (частью облицовочный материал): гипс (алебастр), мрамор, порфиры, брекчии, сливные кварциты и пр.

Чем дороже камень, тем сильнее проявляются в его стоимости и распространенности отмеченные выше особенности драгоценного камня. Для этих камней не могут быть составлены технические условия¹ и не могут быть подсчитаны сколько-нибудь достоверные запасы — возможны только очень приближенные прогнозы. Поисковые и отчасти разведочные работы непосредственно переходят в добычные, поскольку каждое «месторождение» весьма невелико по размеру (иногда это отдельное гнездо или полость-занорыш с кристаллами) и должно быть выработано сейчас же после его открытия. Расходы на «поиски» месторождения обычно превышают стоимость «добычи» во многие десятки раз. Иначе обстоит дело с цветными, иногда даже очень ценными камнями, такими, как нефрит, орлец, лазурит и другие, ценность которых колеблется меньше (всего в 5—10 раз, редко более), но во всех случаях они являются полезным материалом. Здесь возможно установление определенных генетических закономерностей распределения ценного минерала и как следствие возможен подсчет запасов и составление технических условий, регулирующих товарную ценность камня. Ошибка, которая может произойти в случае неправильной оценки камней (ценность которых относительно устойчива) из-за неверного понимания технических условий, не может быть очень большой и не скажется существенно на прибыли рудника.

Конечно, существуют все переходы между обоими выделенными типами камня, и в каждом отдельном случае необходим индивидуальный подход.

При учете месторождений и стоимости камня в месторождениях геолог и экономист должны иметь в виду, что емкость международного рынка цветного и драгоценного камня весьма невелика, кроме того, повышенное поступление камня на рынок ведет к резкому снижению его стоимости. Эту особенность учитывают постоянные поставщики камня на мировой рынок. Так, правительство Афганистана, являющееся мировым монополистом по поставке на мировой рынок высококачественного лазурита, ограничивает его продажу потребностями рынка, а не возможностями месторождения. Пренебрежение к этому критерию привело к ряду катастроф для менее опытных производителей сырья. Примером чего может служить история с варисцитом. Этот исключительно красивый камень, напоминающий бирюзу, был найден в штате Юта (США) в больших количествах и по относительно дешевой цене поступил на мировой рынок в 40-х годах. Очень скоро месторождение было выработано, и сейчас этот материал на рынке отсутствует.

¹ Конечно, такие условия могут быть «составлены», но они не принесут пользы, так как нельзя предусмотреть все особенности высокоценных образцов, дающих наибольшую прибыль.

Добыча и стоимость драгоценных камней

Из всего комплекса минералов, относимых к группе драгоценных камней, крупное народнохозяйственное значение, пожалуй, имеет только алмаз, ценность которого по существу определяется не только модой и его красивым внешним видом, но и исключительно большой твердостью, что позволяет использовать его как технический камень — абразив и антиабразив. Это ведет к тому, что алмаз считается одним из важнейших стратегических минералов, ценность которого не снижается даже при самых неожиданных изменениях конъюнктуры рынка. В противоположность этому стоимость других камней подвергается очень большим колебаниям в зависимости от находок новых месторождений, моды и других факторов. Как нормально функционирующая крупная промышленность естественного драгоценного камня, так и статистика добычи разных его видов в настоящее время отсутствуют. Разрабатывают драгоценный камень за рубежом обычно мелкие фирмы; находки и поступление камня на рынок являются более или менее случайными.

Известное постоянство в добыче драгоценного и особенно поделочного камня имеет место в США, где в наибольших количествах добываются ювелирный агат, нефрит и бирюза.

Некоторые данные официальной статистики США приведены в табл. 2. Конечно, это весьма приблизительная таблица; по-видимому, общая стоимость драгоценного и поделочного камня, добываемого в США, составляет около 1 млн. долл., таким образом, цифры табл. 2 занижены больше чем вдвое (даже в официальной статистике 1961 г. указывается, что цифра 130 т агата — заявленная цифра), а автор сводки считает, что, кроме того, было добыто еще 200 т агата на сумму порядка 150 тыс. долл. Тем не менее общий порядок цифр добычи передается таблицей и она может быть принята как ориентировочная. Для США показателна устойчивая добыча некоторых видов камня (агата, жадента, бирюзы, окаменелого дерева, обсидиана и т. д.).

Характерно также резкое различие стоимости одного и того же камня из разных месторождений, что хорошо видно на стоимости бирюзы, добытой в 1961 г. (табл. 2). Средняя стоимость аризонской бирюзы по этим данным — 4,1 долл. за фунт¹, а бирюзы из Невады и Колорадо, соответственно, 11,1 и 50 долл., т. е. в 10 раз дороже. Примерно то же относится и к опалу: средняя стоимость фунта опала, добытого в США в 1963 г., составляла 1,4 долл., а огненного опала Невады — 15 долл.

В Шри Ланка из аллювиальных месторождений постоянно ведется добыча рубина, сапфира, хризоберилла, граната, пирропа, топаза, турмалина.

¹ Все данные, взятые из английской и американской литературы, относятся к ювелирному фунту (373 г). В тонне 2680 таких фунтов.

Т а б л и ц а 2

Учетная добыча драгоценного и цветного камня в США
(данные Minerals Yearbook)

Камень	1957 г.		1959 г.		1961 г.		1963 г.	
	Количе- ство	Стои- мость, тыс. долл.	Количе- ство	Стои- мость, тыс. долл.	Количе- ство	Стои- мость, тыс. долл.	Количе- ство	Стои- мость, тыс. долл.
Агат (т)	200	125	35	30	180	130	106	92
Жадент (нефрит)	—	50	11 000	35	24 000	73	45 000	90
Окаменелоз дере- во (т)	—	37	350	100	80	69	115	78
Бирюза	—	—	16 000	63	5300	40	14 750	82
Аризона	—	30	—	—	(2900)	(12)	—	—
Невада	1300	13	—	—	(1800)	(20)	—	—
Флорида	7500	17	—	—	—	—	—	—
Колорадо	—	—	—	—	(100)	(5)	—	—
Огненный опал, Невада	—	52	—	1,5	—	3	7400	8,3
Кварц (кристал- лический) (т)	—	—	16	10	35	20	81 000	30
Различные камни	—	—	125 000	90	25 000	15	20 300	63
Турмалин	—	—	80	7,2	4000ж	—	220	12
Сапфир	—	—	—	2,5	—	—	18	0,1
Розовый кварц	—	—	140 000	6	—	—	—	—
Аметист	—	—	2000	2	1000	1	470	0,5
Берилл (не прозр.)	—	—	750	1,3	1000	6	1400	1,5
Гранат	—	—	500	2,1	—	—	4800	4,3
Яшма	—	—	23 000	7	75 000	25	36 600	20
Обсидиан	—	—	10 000	6	90 000	25	85 000	29
Оливин	—	—	680	1,6	10 000	15	1500	4
Родонит	—	—	9000	2,2	30 000	10	42 800	11
Полевोшпат. мин.	—	—	—	—	15 000	3	7900	4
Флюорит	—	—	—	—	2 000	1,5	2200	0,8
Везувиан	—	—	—	—	3 000	2,5	2300	4,7
Лепидолит	—	—	—	—	2 000	1	—	—
Оникс	—	—	—	—	50 000	10	68 500	19
Топаз	—	—	—	—	1000	2	470	0,4

Примечание. Количество, если не указано специально (т — тонны, ж — караты), дано в английских ювелирных фунтах; прочерк обозначает отсутствие сведений. Резкие колебания количества добытого камня, показанные в таблице, видимо, связаны не столько с колебанием добычи, сколько с недостатком информации.

Т а б л и ц а 3

Сведения о добыче драгоценных и поделочных камней в различных странах
(по данным Minerals Yearbook)

Местонахождение	Вид камня	1959 г.		1961 г.		1963 г.	
		Количе- ство *	Стои- мость, тыс. долл.	Количе- ство	Стои- мость, тыс. долл.	Количе- ство	Стои- мость, тыс. долл.
Афганистан	Ляпис-лазурь	2 т	—	—	—	3600	—
Бирма	Жадент	47 700 ф	72,8	—	—	—	—
	Рубин	15 200 к	416	—	—	—	—
	Сапфир	438 500 к	214	—	—	—	—
	Шпинель	73 900 к	119	—	—	—	—
	Изумруды	249 000 к	—	—	—	306 000 + +52 000 к	120 378
Родезия	Аметисты	3800 ф	0,4	—	—	—	—
Юго-Западная Африка	Розовый кварц	4,26 т	—	—	—	300 ф	—
	Турмалин	41,3 ф	—	73 ф	—	—	—
	Халцедон	670 ф	—	3000 ф	—	1940 ф	—
	Топаз	20 300 ф	—	—	—	—	—
	Аметист (эксп.)	3 т	1,2	6658 ф	—	134 000 ф	—
Южная Африка	Тигровый глаз	20—40 т	—	3 т	—	129 т	—
Австралия	Сапфир	—	1,8	—	—	—	18
Чили	Ляпис-лазурь (экспорт) **	—	—	18 т	6,4	22 000 ф	—
Кения	Сапфир	—	—	1000 к	0,8	—	—

* В графе количество приведены единицы измерения: т — тонны, ф — фунты, к — караты; в тонне 2680 английских ювелирных фунтов (373 г).

** В 1964 г. в Чили добыто 36400 ф лазурита, а в первую половину 1966 г. экспортировано 12 000 ф на сумму 15 489 долл.; в Колумбии из копей Муззо в 1963 г. добыто 50560 карат хорошего изумруда и 140556 плохого.

Более или менее устойчивой является продукция опала в Австралии, где добыча его в конце 40-х — начале 50-х годов ежегодно измерялась суммой, превышающей 100 тыс. фунтов стерлингов, а затем довольно быстро росла. Американская статистика указывает вывоз опала из Австралии в 1954 г. на сумму 204 тыс. долл., в 1956 г. и 1958 г., соответственно, на 389 и 787 тыс. долл., а в 1960 г. — на 2,3 млн. долл.

В Южной Африке существует относительно устойчивая добыча тигрового глаза. Экспорт этого камня составляет 200—300 т в год (в 1963 г. экспортировано 150 т на сумму 49 тыс. долл.).

В Иране продолжается добыча бирюзы на старинных Нишапурских копях; указывалось, что в 1956 г. добыча составляла 15 тыс.

Т а б л и ц а 4

Соотношение стоимости отдельных драгоценных камней
перед войной 1914 г., по Боллу (Ball, 1922)

Камень	% стоим- мости	Камень	% стоим- мости
Алмаз	94,3	Горный хрусталь	0,2
Сапфир	1,5	Аквамарин	0,2
Янтарь	1,0	Турмалин	0,1
Изумруд	0,7	Аметист	0,1
Рубин	0,5	Халцедон	0,1
Жадеит (и нефрит)	0,5	Гранат	0,1
Бирюза	0,3	Другие виды камня	0,1
Опал	0,3		

фунтов. В 1957 г. добыча была меньше, но стоимость бирюзы выше. В том же году США вывезли из Ирана бирюзы на сумму 2400 долл.

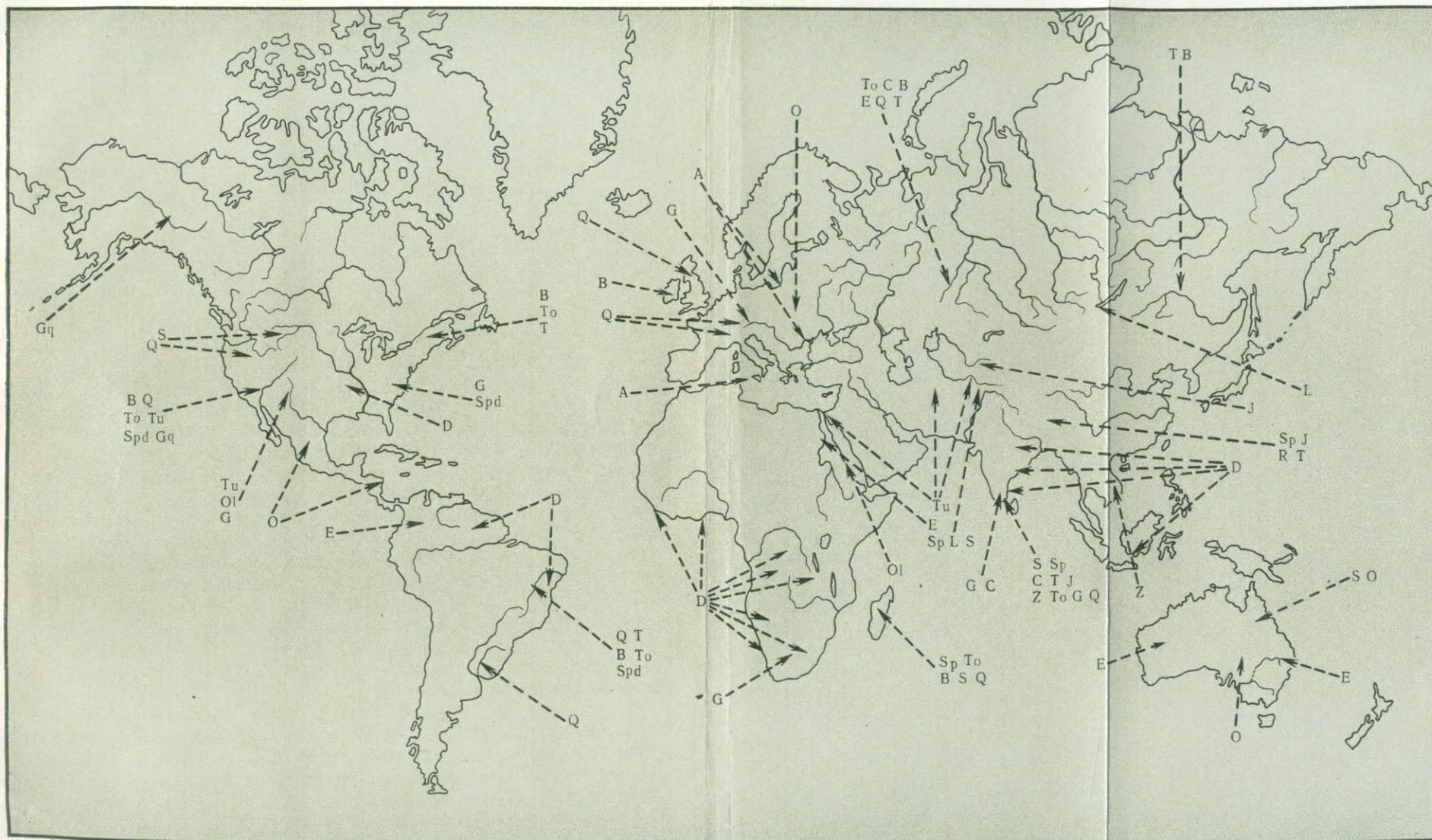
В Колумбии в последние годы добывалось довольно большое количество изумруда, общая стоимость продукции этого минерала здесь измерялась в 70 тыс. карат (1950—1951 гг.). Для 1959 г. указывается добыча 93 тыс. карат ювелирного материала и 68 тыс. карат поделочного непрозрачного. Однако, как отмечалось выше, цифры эти, вероятно, сильно занижены.

Бразилия в течение многих лет поставляла на рынок цитрин, аметист, аквамарин, турмалин, небольшие количества хризоберилла, драгоценного андалузита и эвклаза. В 1959 г. из Бразилии было вывезено в США 357 тыс. фунтов агата, 33 тыс. фунтов аметиста, около 1 тыс. фунтов аквамарина, 2 тыс. фунтов цитрина, 400 фунтов топаза, 600 фунтов турмалина и 10 фунтов кошачьего глаза.

Более подробно добыча отдельных драгоценных и поделочных камней по имеющимся данным приведена в табл. 3. Конечно, все это крайне схематично, цифры, видимо, сильно занижены и заведомо неполны; по многим странам, где ведется большая добыча камня (Малагасийская республика, Шри Ланка, Таиланд, Китай и др.), последняя не учитывается и не указывается.

Для рынка драгоценного камня характерно значительное и все более увеличивающееся поступление в продажу синтетического материала. Уже в 1957 г. в США выпущено синтетического камня на сумму более 1 млн. долл., а в последние годы (1965—1967) указывается цифра в несколько миллионов долларов.

Все приведенные выше данные свидетельствуют о том, что оценить значение каждого камня в общей добыче можно только



Фиг. 1. Важнейшие месторождения драгоценных камней

- | | | |
|--------------------------|-------------------|------------------|
| D — алмаз; | L — ляпис-лазурь; | To — турмалин; |
| B — берилл; | J — нефрит; | T — топаз; |
| Tu — бирюза; | O — опал; | C — хризоберилл; |
| G — гранат; | OI — оливин; | Z — циркон; |
| Gq — золотоносный кварц; | R — рубин; | Sp — шпинель; |
| E — изумруд; | S — сапфир; | A — янтарь, |
| Q — кварц; | Spd — сподумен; | |

Т а б л и ц а 5

Распределение (в %) продукции драгоценного камня
по континентам перед войной 1914 г., по Боллу (Ball, 1922)

Континент	С учетом стоимости алмаза	Без учета стоимости алмаза
Африка	92,5	4,5
Южная Америка	2,8	14,4
Азия	2,6	45,4
Европа	1,4	24,0
Австралия	0,4	7,7
Северная Америка	0,3	4,2

весьма приблизительно, что и было сделано Боллом (Ball, 1922) для рынка камня перед войной 1914 г. (табл. 4).

Со времени подсчетов Болла прошло свыше пятидесяти лет, и сейчас можно только сказать, что имеет место относительное, еще более резкое увеличение стоимости алмаза, а также кварца, поскольку последний стал использоваться в больших количествах как пьезооптический минерал. Имеющиеся данные свидетельствуют о ежегодном вывозе кварца из Бразилии на сумму 1—2 млн. долл., а из Малагасийской республики на 100—150 тыс. долл.

Географическое распределение добычи драгоценного камня довольно неравномерно. На карте (фиг. 1, см. форзац) показаны важнейшие месторождения драгоценных камней, расположенные в наиболее освоенных районах. Стоимость добываемого в разных местах камня весьма различна. В связи с высокой стоимостью алмаза наибольшее значение имеют алмазопроизводящие области, в частности Южная и Центральная Африка. Главную массу драгоценного камня (без учета алмаза) дают Южная Азия и Европа (табл. 5). Таблицы 4 и 5 составлены на годы до первой империалистической войны 1914 г., однако имеющиеся сейчас данные позволяют считать, что общее соотношение вряд ли сильно изменилось, может быть, только увеличилась роль продукции Северной Америки.

Генетические типы драгоценных камней

Крайне интересный статистический материал по стоимости драгоценного камня различных генетических типов приведен в упоминаемой выше работе Болла (Ball, 1922). Даваемая им диаграмма приведена на фиг. 2 и не требует объяснений. Для со-

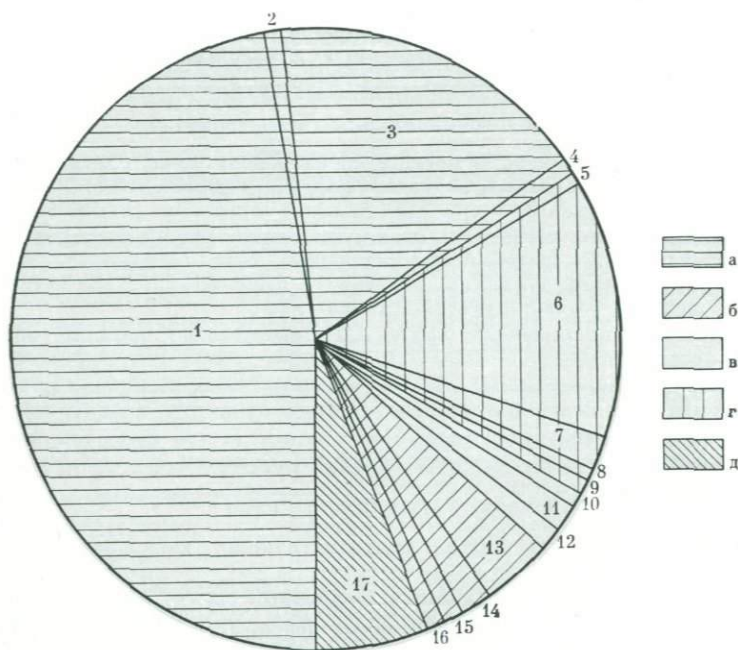
Т а б л и ц а 6

Стоимость драгоценных камней, получаемых из месторождений различного генетического типа, по Боллу (Ball, 1922)

Вид драгоценного камня	Стоимость	
	тыс. долл.	%
Гранит	12,5	0,3
сапфир, циркон		
Пегматиты	662,0	14,5
изумруд (520,0)*, берилл (46), турмалин (35), гор. хрусталь, кварц (22,0), сподумен (9,5), топаз (8,8), аметист (7,0), лунный камень (4,0), цимофан (2,0), остальные (7,7)		
Кислые лавы	0,5	0,001
обсидиан		
Щелочные сиениты	1,0	0,002
меланит, элеолит, гаюин, содалит, циркон		
Авгитовые андезиты	10,00	0,2
сапфир (Монтана)		
Щелочные основные интрузивные породы	70,0	1,4
сапфир		
Основные интрузивы	4,5	0,1
пироп (3,0), прочие (1,5)		
Основные лавы	24,5	0,5
сапфир (12,5), оливин (9,0), рубин (3,0)		
Контактно-метаморфические известняки	56,5	1,3
липис-лазурь (37,5), рубин (13,5), шпинель (2,0), прочие (3,5)		
Силикатные контакты	175,5	3,8
жадеит (150,0), изумруд (20,0), прочие (5,5)		
Регионально-метаморфические образования	50,0	1,1
нефрит (30,0),		
альмандин (10,0), тигровый глаз (5,0), везувиян (2,0), демантоид (2,0), прочие (1,0)		
Гидротермы кислых пород	196,0	4,3
опал (192,0), варисцит (3,0), топаз, спессартит (1,0)		
Гидротермы промежуточных лав—опал	14,0	0,3
Гидротермы основных лав	25,20	0,5
агат (12,0), аметист (10,0), опал (2,5), томсонит, датолит и пр. (0,7)		
Отложения холодных вод	5,5	0,1
агат (3,0), яшма (1,0), гипс, кальцит и проч. (1,5)		
Продукты выветривания	300,5	6,6
бирюза (29,0), хризопраз (5,0), малахит (3,0), хризосола (1,0), прочие (1,5)		
Окаменелости	825	18,2
янтарь (800,0), гагат (20,0), костяная бирюза (5,0)		
Россыши	2096,5	46,8
сапфир (1 104,0), рубин (348,5), жадеит (144,0), горный хрусталь (88,0), турмалин (54,0), берилл (54,0), агат (53,0), гялофан (44,0), аметист (40,0), нефрит (36,0), пироп (24,0), шпинель (18,0), альмандин (15,0), ляпис-лазурь (12,5), топаз (11,0), изумруд (10,0), остальные (40,5)		
В с е г о учтенных драгоценных камней разных генетических типов	4583,5	1000 тыс. долл.

* Цифры в скобках — стоимость камня в тыс. долл.

ставления этой диаграммы автору пришлось проанализировать весьма большой литературный материал по генетической принадлежности месторождений драгоценного камня, при этом оказалось, что многие минералы (например, сапфир) встречаются в образованиях разного генезиса. Роль месторождений того или иного типа учитывалась по стоимости добытого здесь камня. Полученные Боллом данные с цифрами общей стоимости всей продукции (до войны 1914 г.) даны в табл. 6. Вероятно, сейчас имеют место некоторые изменения, в частности, увеличение роли



Фиг. 2. Стоимость (в %) драгоценных камней разных генетических типов (мировая добыча, по Боллу)

- | | | |
|-----------------------------|----------------------------------|------------------------------------|
| а — осадочные образования, | 3 — окаменелое дерево, | 12 — гнейс, |
| б — гидротермы, | 4 — окаменелости, | 13 — отложения кислых гидротерм, |
| в — метаморфические породы, | 5 — граниты, | 14 — отложения щелочных гидротерм, |
| г — магматические породы, | 6 — пегматиты, | 15 — кварцевые жилы, |
| д — минералы выветривания; | 7 — щелочные породы, | 16 — осадок из холодных вод, |
| 1 — россыпи, | 8 — основные породы, | 17 — минералы выветривания |
| 2 — продукты пустынь, | 9 — прочие магматические породы, | |
| | 10 — мрамор, | |
| | 11 — роговик, | |

дешевого камня. Есть в табл. 6 и прямые ошибки, которые затрудняют пользование ею для схематической классификации. Так, яшму явно следует считать метаморфической породой, нефрит и демантоид приурочены к контактным породам и т. д. Эта таблица была нами несколько упрощена; новые данные сведены в табл. 7, за основу которой было взято такое важнейшее свойство драгоценного камня, как его прозрачность. Прозрачные камни, или собственно драгоценные, отделены в табл. 7 от непрозрачных, или, по А. Е. Ферсману, цветных и поделочных камней.

Т а б л и ц а 7

Генетические типы драгоценных и поделочных камней

Драгоценные камни (прозрачные)

Породообразующие минералы магматических пород: алмаз, оливин, солнечный и лунный камень, лабрадор, нефелин, содалит, эпидот, энстатит, апатит

Драгоценные камни пегматитов (преимущественно минералы занорышей): александрит, хризоберилл, аквамарин, берилл, изумруд, эвклаз, топаз, фенакит, турмалин, гнацинт (?), бенитоит, сподумен (кунцит и гидденит), горный хрусталь, касситерит

Поствулканические минералы эффузивных пород: опал, датолит, пренит, томсонит

Породообразующие минералы контактных пород: сапфир, рубин, шпинель, демантоид, альмандин, уваровит, шпро, кордиерит, кианит, везувиан

Гидротермальные минералы: горный хрусталь и другие минералы кварца, диоптаз, аксинит, датолит, виллемит, флюорит

Цветные камни (непрозрачные)

Минералы выветривания: бирюза, малахит, варисцит, хризоколла, морская пенка

Минералы осадочных пород: селенит, мраморный оникс, каменная соль

Поствулканические минералы эффузивных пород: агат, халцедон, сердолик

Магматические породы: обсидиан, порфирит, лабрадорит, серпентинит

Метаморфические породы: орлец, яшма, хризопраз, агальматолит, стеатит, кварцит, мрамор

Осадочные породы: алебастр, брекчия

Такое деление имеет известный генетический смысл, поскольку прозрачные камни образуются в случае совершенной кристаллизации; только хорошие кристаллы будут достаточно прозрачны и однородны, что возможно в некоторых специфических типах природных образований.

Среди породообразующих минералов магматических пород иногда образуются прозрачные камни. В первую очередь сюда относится породообразующий минерал кимберлитов — алмаз, который ценен во всех своих проявлениях как в чистых, так и в достаточно загрязненных образцах. Затем сюда же следует от-

нести крупные выделения оливина, используемые иногда как драгоценный камень под названием хризолита или перидота.

Полевой шпат дает драгоценные разновидности, такие, как солнечный и лунный камни. Обычно это неупорядоченные или слабо упорядоченные разности калиевого полевого шпата. Хорошо известны в ювелирной практике вставки из прризирующего лабрадора и из прозрачных разностей нефелина, содалита и эпидота. На о-ве Мадагаскар добываются прозрачные разности энстатита и апатита, которые также иногда шлифуются как драгоценный камень несмотря на их относительно малую твердость.

Следующей генетической группой драгоценных камней являются камни, встречающиеся в занорышах пегматитовых жил; это наиболее крупная группа как по ценности, так и по количеству добываемого камня. Сюда относятся хризоберилл, александрит, различные разновидности берилла (аквамарин, изумруд и т. д.), эвклаз, топаз, фенакит, турмалин и кварц. Кроме того, последние два минерала, являясь драгоценными, используются еще как пьезооптический материал.

Далее по ценности идет генетическая группа драгоценных камней, образованных в результате поствулканической деятельности в районах развития эффузивов. Прозрачный камень кристаллизуется тут в пустотах лав и в пустотах туфовых пород. Здесь указываются такие минералы, как опал, халцедон, иногда используются датолит, пренит, томсонит.

Очень интересная группа драгоценных камней — минералы, кристаллизующиеся в контактных породах. Сюда относятся, по-видимому, разноцветные корунды (рубин, сапфир), шпинель, различные виды гранатов, везувиан, кордиерит, ставролит, иногда кианит и пр.

Следующая по стоимости группа относится уже к разделу непрозрачных минералов, причем наиболее ценными здесь являются минералы выветривания. Сюда, во-первых, надо отнести малахит и бирюзу, различные хризоколы и частично опалы. Это большая недооценивавшаяся ранее группа цветных камней.

Затем следует большая группа поделочных минералов, генетически связанная с осадочными породами. Здесь надо вспомнить селенит, различные виды гипса и алебаstra и пр. Сюда же входят некоторые кальцитовые, арагонитовые и кварцевые натечники. В число поделочных камней, связанных с метаморфическими породами, войдут яшма, орлец и ряд других подобных пород, в частности мрамор, который, пожалуй, является не драгоценным камнем, а скорее облицовочным материалом.

Огромную практическую ценность как источник любого типа драгоценных камней представляют россыпи. Драгоценный камень здесь не образуется, но в силу своей твердости, высокого удельного веса и хорошей химической устойчивости драгоценные камни в россыпях концентрируются в довольно больших количествах.

Слева направо:

яшма, Орск, Южный Урал, обр. 418;
агат, Еравнинские озера, Сибирь;
лабрадор, п-ов Лабрадор, Канада;
халцедон (натечный), Средняя Азия



Слева направо:

топаз, Урал, Мурзинка; берилл, Китай;
аметист, Ватиха, Средний Урал



В процессе образования россыпи, по-видимому, происходит своеобразное обогащение камня: трещиноватые кристаллы раздробляются, сохраняются же преимущественно качественные камни. Кроме того, во многих случаях совершенно отчетливо видно, что богатые россыпи могут образоваться только за счет размыва сильно выветрелых коренных месторождений (коры выветривания). Это ведет к тому, что в россыпях камни, как правило, значительно лучше, чем камни из коренных месторождений. Вряд ли, однако, в приведенной генетической классификации следует указывать россыпные месторождения как самостоятельный генетический тип драгоценного камня. Тем не менее россыпи нужно выделять как тип месторождений, имеющий определенную горнотехническую характеристику.

Перспективы использования драгоценных и поделочных камней в СССР

Работы последних лет показали ценность многих советских месторождений цветного камня. Выяснилось, что считавшиеся ранее выработанными месторождения бирюзы в Средней Азии, лазурита в Прибайкалье и нефрита в Саянах могут иметь большое промышленное значение. Весьма интересно, что когда лазуритовые выработки Прибайкалья достаточно углубились, то в лазурите появилось большое количество зерен пирита, отсутствовавшего в лазурите более высоких горизонтов. Это имеет большое значение для оценки месторождений лазурита, так как пиритсодержащие разности дороже (например, интересный по окраске лазурит «Звездное небо»), а также представляет теоретический интерес. Очень важно открытие жадеитовых месторождений в Казахстане и в Саянах. К сожалению, цвет жадеита относительно легкодоступных казахстанских месторождений серый или грязно-зеленый, и этот камень должен быть отнесен к наиболее дешевым сортам. Жадеит Саян пока не изучен как поделочный материал. Очень интересны находки розовой шпинели в мраморах Слюдянки и Памира, однако приуроченность к плотным мраморам мешает их выгодной эксплуатации. Привлекает внимание указание на существование лазуритовых мраморов в Средней Азии, а также на находки агатовых месторождений в россыпях по берегам дальневосточных рек и озер. В связи с нахождением якутских алмазов можно ожидать открытия промышленных пироповых месторождений и месторождений оливина.

Присутствие хромдиопсида в якутских щелочных-ультраосновных интрузиях позволяет надеяться на получение драгоценных разностей этого исключительно красивого камня. Напомним, что пока он добывается только в Финляндии скорее как поделочный, а не ограночный материал. В Якутии хромдиопсид интересен именно как ограночный материал.

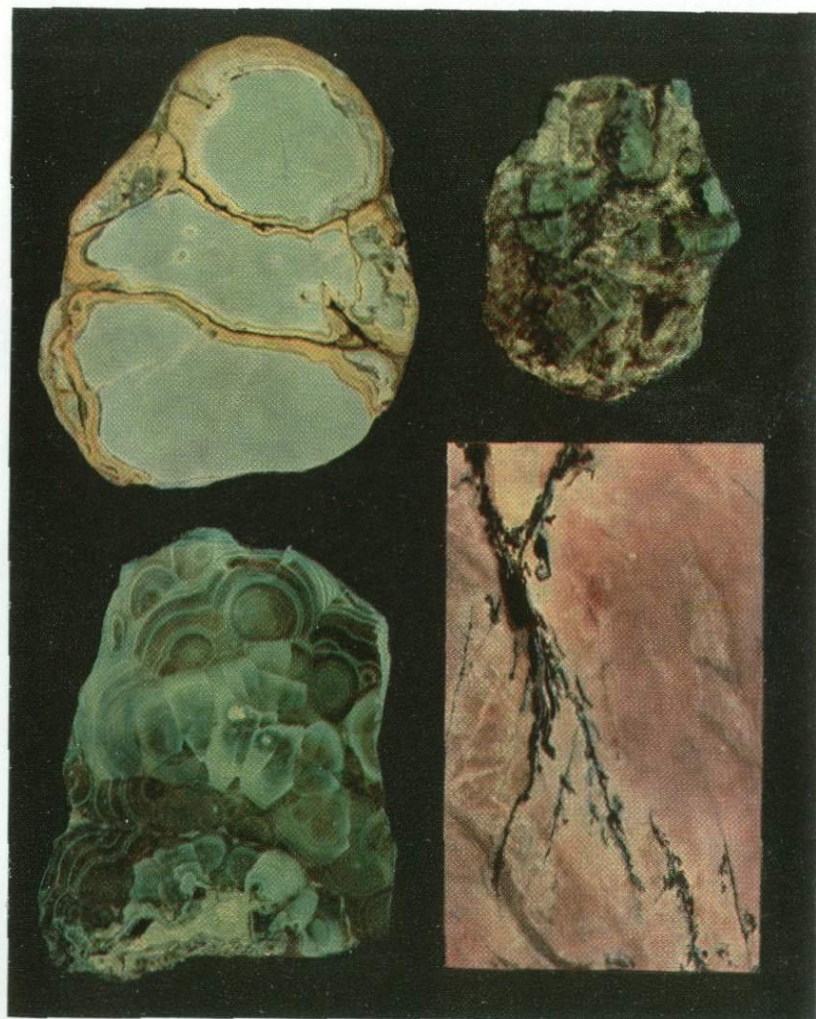
Слева направо:

варисцит, Юта, США;

изумруд, Иаумрудные копи, Урал;

малахит, Меднорудянк, близ Нижнего Тагила, обр. № 24582;

родонит (орлеп), Средний Урал, окрестности дер. Шабры, обр. 2443



Остаются весьма перспективными и старые русские поделочные материалы — орлец, новые интересные месторождения которого сейчас найдены на Урале, в Средней Азии и в Казахстане, а также цветная яшма, месторождения которой достаточно велики.

Большую перспективу имеет дальневосточный брусит, своеобразный мягкий камень красивых цветов.

Очень интересный поделочный камень — окаменелое дерево. В нашей стране широко поставлена добыча янтаря, а гагат (поделочный уголь) пока не нашел применения, хотя перспективные его месторождения известны в Иркутском бассейне и в Грузии, в окрестностях г. Кутаиси.

Хуже обстоит дело с прозрачным ограночным камнем. Пока не удалось организовать добычу пегматитового сырья. Старые уральские месторождения в значительной мере выработаны. Перспективные месторождения Украины и Казахстана, но условия разработки их таковы, что вряд ли можно рассчитывать на значительную добычу качественного сырья.

В заключение следует остановиться на некоторых видах поделочных и цветных камней, поиски и использование которых в Союзе весьма вероятны. Пока мы не располагаем сколько-нибудь интересными месторождениями опала. Поиски этого вида сырья весьма перспективны в древних корах выветривания, особенно в различных пеликанитах и подобных им образованиях, а также в областях современной гидротермальной деятельности.

Крайне интересны были бы поиски различных полевошпатовых камней типа лунного камня. Находка беломорита — слабо ирризирующего полевого шпата — среди древних толщ Карелии позволяет надеяться на новые находки подобного типа. Особенно привлекательны в этом отношении молодые глубинные граниты Средней Азии и востока Сибири, в неупорядоченных полевых шпатах которых наиболее вероятны находки ирризирующих разновидностей.

В Израиле широко используются в различных поделках местные медистые песчаники, фигурирующие под названием «элатского камня». Песчаники эти отбираются из наиболее богатых медной зеленью и синью участков медных руд, добываемых близ Тимна из так называемых «Копей царя Соломона». Медистые песчаники здесь входят в толщу нижнепалеозойских (возможно, рифейских) отложений и широко эксплуатируются как медная руда. Отобранные образцы песчаника, обладающие красивым сине-зелено-черным узором, шлифуются и используются в качестве вставок колец, брошей, браслетов, а также в достаточно крупных поделках — подставках, подсвечниках и пр. Подобный материал могли бы дать нашим ювелирам месторождения Приуралья и медные рудники Джезказганского района.

Исключительно модны в последние годы различные черные камни и в первую очередь некоторые разновидности гематита. В на-

шей практике такие камни не используются и не ищутся. Намечается использование полосчатых железистых кварцитов Украины и Сибири. Это, безусловно, очень перспективный камень, и дальнейшее изучение его декоративных возможностей весьма целесообразно.

Следует отметить, что в советской практике малое значение уделяется россыпям как источнику драгоценного камня, хотя некоторые районы Южного Урала, Казахстана и Сибири могут быть перспективны в этом отношении. Поделочный камень из россыпей, как правило, дороже и лучше, чем камень из коренных месторождений.

В настоящей статье автор стремился показать, во-первых, большое значение драгоценного и поделочного камня как полезного ископаемого и его высокую суммарную стоимость, во-вторых, подчеркнуть специфику этого сырья и необходимость учета особенностей камня в процессе добычи, обработки и торговли и, в-третьих, показать возможности промышленной добычи на территории нашей страны как старых, традиционных видов поделочного сырья, так и возможностей широкого поиска новых его разновидностей.

Л и т е р а т у р а

- Бетехтин А. Г. Промышленные марганцевые руды СССР. Л., Изд-во АН СССР, 1946.
- Богданович К. Н. Поездка на бирюзовые копи Мааден, возле Нишапуры в Персии.— Горн. ж., 1888, 4.
- Бутузов В. П. Искусственные драгоценные кристаллы.— Природа, 1955, № 7.
- Василенко П. Я. Геолого-розмук. работа на бурштині (янтари) переведні партію УРГРУ в районі с. Старо-Петрівці-Вишгород на Київщині року 1929.— Изв. Укр. геол.-разв. треста, 1933, вып. 9.
- Коровинов В. Солнечный камень.— Сов. Россия, 1957, 26.1.
- Лебедев А. М., Сумин И. Г. О красной шпинели из Слюдянки.— Труды Мин. музея, 1952, вып. 4.
- Лялицкая Е. Д. Молотовские камнерезы. М., 1955.
- Мамуровский Л. А., Григорьева А. И. Мировой рынок драгоценного камня.— Бюлл. техн. информ. по камнеобработке и ювел. дел., 1956, № 3.
- Пылаев М. И. Драгоценные камни, их свойства, месторождения и употребление. СПб., 1896.
- Петров В. И. Гагат. М., 1933.
- Скрабин К. Н. Янтарный музей Кенигсбергского университета.— Природа, 1914, № 1.
- Соседко А. Ф. Современное состояние Нишапурских бирюзовых копей.— Природа, 1932, № 5.
- Рехвиашвили И. Б. Добыча и обработка гагата в Грузии.— Материалы по этнографии Груз. ин-та истории АН Груз. ССР, 1957, 9.
- Тутковский А. М. Янтарь в Волынской губ. Труды Об-ва естествоиспыт. Волыни, 1911, 6, стр. 50.
- Ферсман А. Е. Драгоценные и цветные камни России. Изд-во Акад. наук, 1920.
- Хандрос Л. М. Янтарь в СССР.— Природа, 1937, № 8.
- Хандрос Л. М. Янтарь в Прибалтике.— Природа, 1946, № 5.
- Якубова В. В. Опыт изучения включений в минералах пегматитов Урала.— Труды Мин. музея, 1952, вып. 4.
- Ball S. H. The Geologic and Geographic Occurrence of Precious Stones.— Econ. Geol., 1922, 17.
- Ball S. H. Precious Stones in: Industrial Minerals and Rocks, 2nd ed., 1949, 714—747, AIME, N. Y.

БИРЮЗА В СОВЕТСКОМ СОЮЗЕ

Бирюза — один из красивейших сравнительно недорогих камней-самоцветов (драгоценный камень III класса, по А. Е. Ферсману, 1925 г.), используемых как украшения с глубокой древности. Собственно драгоценным камнем является плотная бирюза яркой голубой и синева-голубой окраски без включений и примесей. Более распространенные ее разновидности голубовато-зеленого и зеленого цвета используются для производства недорогих украшений и поделок.

В ювелирных изделиях бирюза прекрасно сочетается с золотом, серебром, другими драгоценными камнями, легко принимает зеркальную полировку. Бирюза гранится в редких случаях, обычно шлифуется в виде кабошонов. На Востоке широко развита гравировка бирюзы и инкрустация ее золотом, серебром. Крошка и тонкие пластинки бирюзы применяются для инкрустаций по дереву и другим материалам.

В зарубежной ювелирной промышленности умело используется вся «бирюзовая руда», в том числе так называемая брекчиевидная бирюза и «бирюзовая матка», представляющие собой тонкие включения и прожилки минерала в массе вмещающих пород, из которых нельзя выделить крупные кусочки бирюзы для получения «сцементированных» камней, имитирующих плотную бирюзу.

Плотные ювелирные разновидности бирюзы характеризуются твердостью 5—6, удельным весом 2,8—2,9. Химическими анализами ювелирной бирюзы из отечественных и зарубежных месторождений установлено, что более или менее постоянными в ее составе остаются содержания алюминия, фосфора и воды. Содержание меди колеблется от 8,32 до 3,52%. В отдельных разновидностях бирюзы существенную примесь составляют окись железа, кремнезема, реже окись цинка и кальция (Гвахария, Назаров, 1962).

Окраска бирюзы небесно-голубая, голубовато-зеленая до яблочно- и серовато-зеленой. Голубой, «бирюзовый» цвет обычен у образцов, состав которых близок к теоретическому; зеленые, желтоватые и бурые разновидности бирюзы характеризуются повышенным содержанием окиси железа. Бирюза обесцвечивается, становится бледно-голубой или даже коричнево-зеленой при выветривании и

под воздействием духов, масел и других химических и органических веществ, т. е. является крайне неустойчивым минеральным соединением (Ферсман, 1961). Ювелирные качества бирюзы — яркость окраски, полируемость, твердость — находятся в прямой зависимости от ее химической чистоты.

Обзор месторождений бирюзы

Месторождения бирюзы, имеющие промышленное значение, известны на Синайском полуострове, в северо-восточной части Ирана, в юго-западных штатах США и в Китае. Более мелкие месторождения и проявления имеются в Австралии, Чили, Перу, Эфиопии, Саксонии, Судане, Тибете.

Всемирно известные Нишапурские копи в Иране разрабатывались начиная с ранних веков нашей эры и продолжают поставлять бирюзу высокого качества до наших дней. Нишапурская бирюза служит эталоном высокосортной ювелирной бирюзы, она отличается большой плотностью и яркой синевато-голубой окраской.

Бирюза Синайского полуострова разрабатывалась также с глубокой древности, но качество бирюзы здесь ниже, чем нишапурской.

Месторождения Соединенных Штатов Америки начали систематически разрабатываться сравнительно недавно. Они были открыты в местах развития древних разработок, свидетельствующих о добыче бирюзы древнеиндейскими племенами.

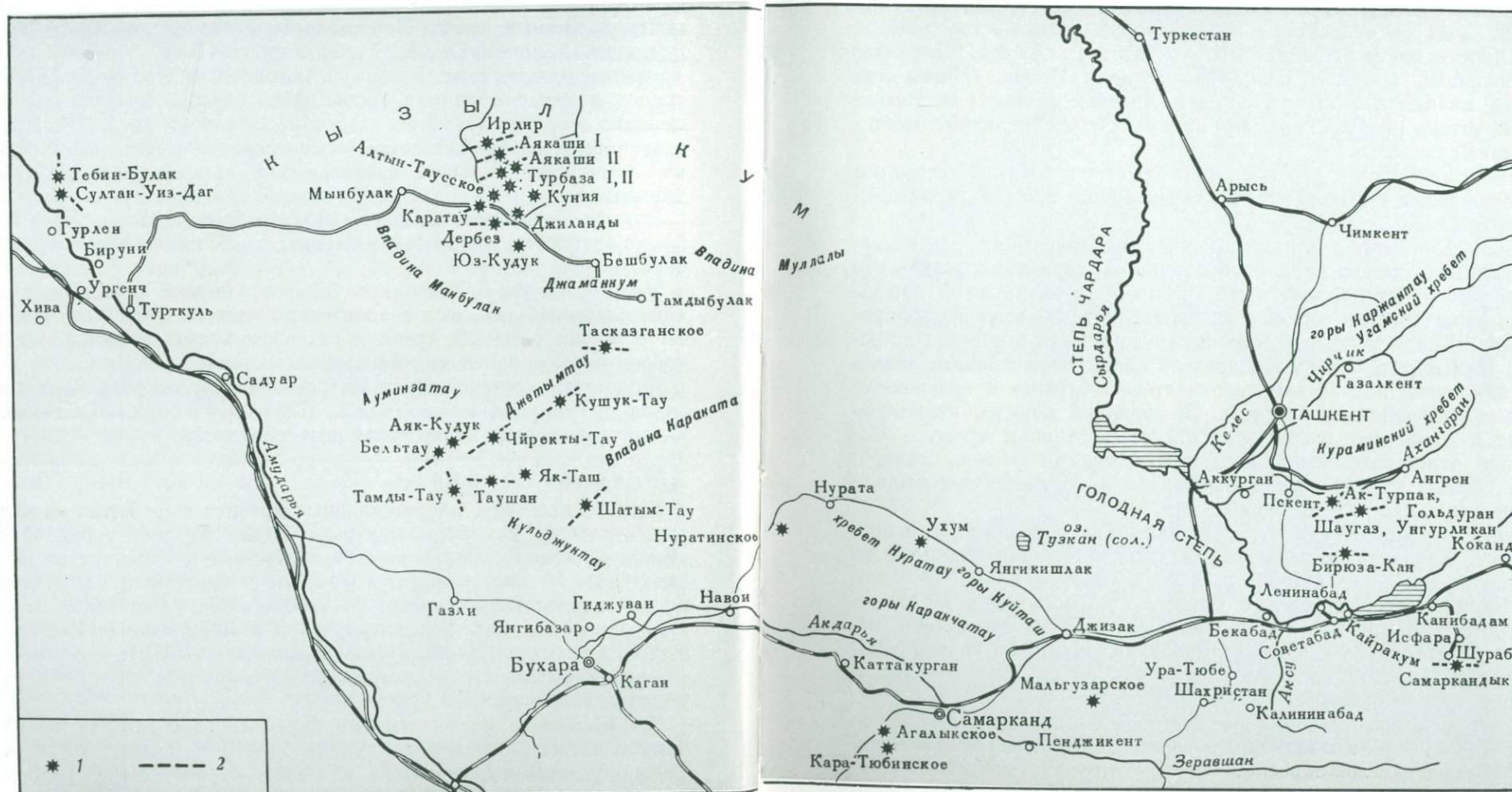
Бирюзовые месторождения Китая периодически разрабатываются на протяжении многих веков. Изделия из бирюзы китайских мастеров пользуются всемирной известностью.

Месторождения СССР

В СССР известны многочисленные древние выработки, из которых велась добыча бирюзы в республиках Средней Азии. В настоящее время на территории Таджикистана и Узбекистана известно более 30 месторождений и точек с бирюзовой минерализацией, перспективы которых выясняются. Основная масса проявлений бирюзы сконцентрирована в Центральном Кызылкумах (Бухарская область и Каракалпакская АССР); пять месторождений находятся в Самаркандской области и шесть — в пределах Таджикской ССР (фиг. 1).

Все известные месторождения бирюзы с поверхности на глубину 3—5 м, в отдельных случаях 10—15 м и даже 40 м (месторождение Унгурликап) в основном отработаны в глубокой древности.

По характеру вмещающих пород месторождения бирюзы в СССР разделены нами на четыре группы: 1) в кислых изверженных породах, 2) в осадочно-метаморфических образованиях,



Фиг. 1. Схема расположения месторождений и проявлений березы в Средней Азии
1 — месторождения и проявления березы; 2 — направление основных березоносных зон

- 3) в зоне контакта кислых интрузий с осадочными породами,
4) в зонах окисления меднорудных месторождений.

Перечисленные группы не охватывают всего разнообразия бирюзовых проявлений, но являются основными; эти же типы известны и среди бирюзовых месторождений за рубежом.

Месторождения бирюзы в кислых изверженных породах

Группа объединяет месторождения Кураминского хребта (УзбССР) — Бирюза-Кан, Унгурликан, Шаугаз, Ак-Турпак, Гольдуран. Сюда же относятся и многие зарубежные месторождения, в частности месторождения США — Холл, Ла Джара, Цериллос и Джарилла, а также Нишапурские копи Ирана. Общим для группы являются незначительные площадные размеры месторождений, штокверковый характер минерализации, наличие высоко-сортной бирюзы.

Ниже приводится краткое описание геологического строения месторождения Бирюза-Кан как характерного представителя данной группы.

Площадь развития бирюзовой минерализации сложена катаклазированными сильно каолинизированными, серицитизированными и окварцованными гранодиорит-порфирами и кварцевыми порфирами, рассеченными серией разноориентированных кварцевых прожилков. В виде тонко рассеянной вкрапленности в породах широко развит пирит, который в пределах зоны интенсивного выветривания почти нацело замещен желтовато-бурыми и красновато-бурыми гидроокислами железа. Вмещающие породы, кварцевые жилы и прожилки разбиты густой сетью тонких трещин. Последние чаще всего выполнены гидроокислами железа, минералами группы каолина, реже вавеллитом и бирюзой. Ориентировка трещин самая разнообразная (фиг. 2).

Бирюза приурочена непосредственно к кварцевым жилам и прожилкам. Характер минерализации прожилково-вкрапленный, во вмещающих породах широко развиты корочки и примазки бирюзы. Бирюза ассоциируется с кварцем, гидроокислами железа и вавеллитом. Кварц и обломки вмещающих пород составляют механические примеси в бирюзе. Вавеллит, ярозит и гидроокислы железа развиваются по бирюзе, ухудшая ее качество и местами почти нацело замещая ее.

В верхней выветрелой зоне месторождения в основном развития бирюза серовато-зеленой, буровато-зеленой, яблочно-зеленой и голубовато-зеленой окраски.

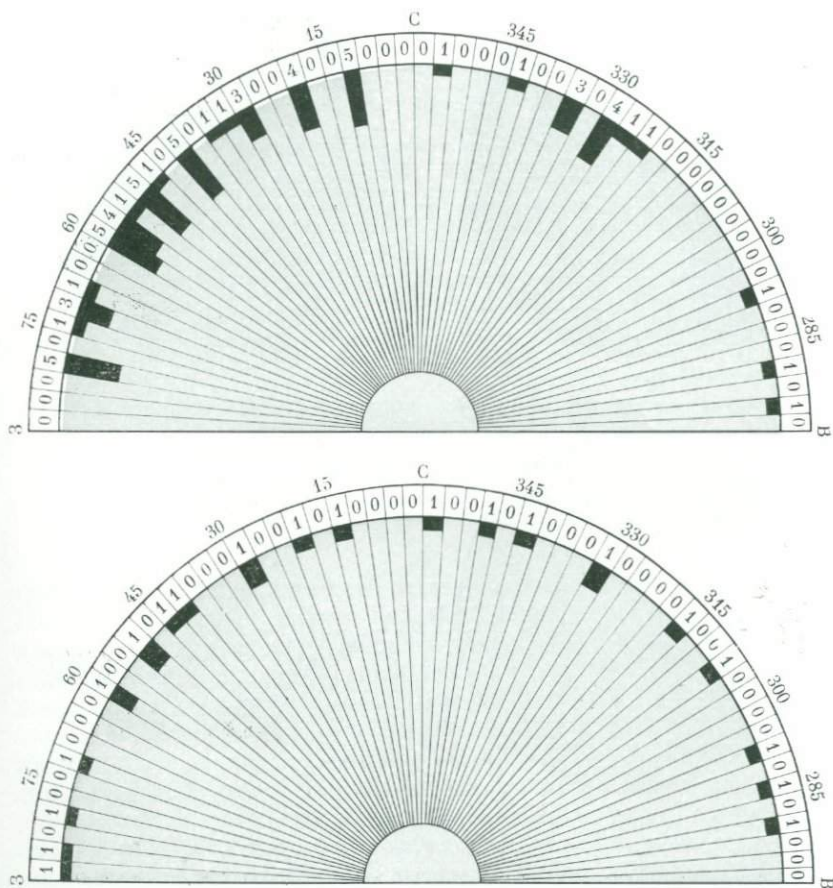
Чистые голубые разновидности бирюзы редки. С углублением (ниже 3—5 м) намечается улучшение качества бирюзы; здесь преобладает голубая окраска.

Пестроокрашенной, блеклой бирюзой характеризуются и зоны

окисления месторождений Унгурликан и Шаугаз, залегающих также в зонах дробления среди сильно окварцованных, серицитизированных, пиритизированных и каолинизированных кислых эффузивов.

Месторождения в осадочно-метаморфических породах

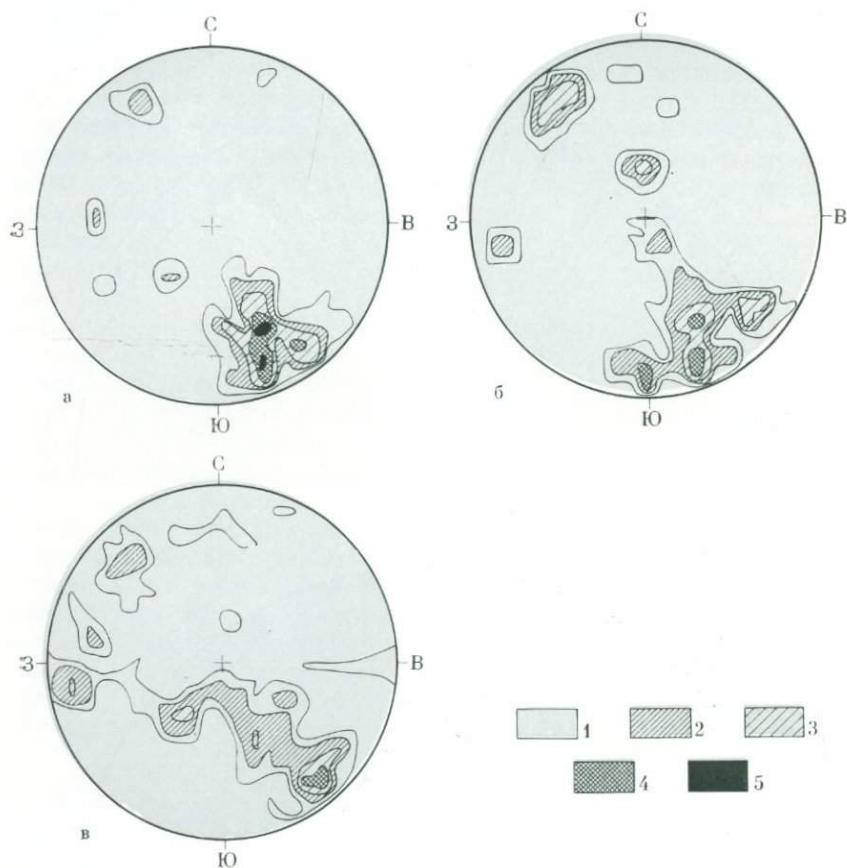
Месторождения этого типа широко развиты в пределах Центральных и Западных Кызылкумов. Сюда относятся Алтынтауская, Ауминзатауская, Букантауская, Кульджуктауская, Тасказ-



Фиг. 2. Розы-диаграммы трещин отдельности (вверху) и бирюзоносных кварцевых прожилков (внизу) месторождения Бирюза-Кан

ганская и Султан-Уиз-Дагская группы, часть месторождений Самаркандской области и Исфаринское в Таджикской ССР.

За рубежом сходное геологическое строение имеют месторождения Синайского полуострова, наиболее крупное из которых — Вади-Магхаре. Для данной группы характерно: а) широкое площадное развитие бирюзовой минерализации: площадь ряда месторождений (Тасказган, Султан-Уиз-Даг, Джаман-Каскыр) составляет несколько квадратных километров; б) приуроченность к крупным зонам тектонических нарушений; в) сравнительная уда-

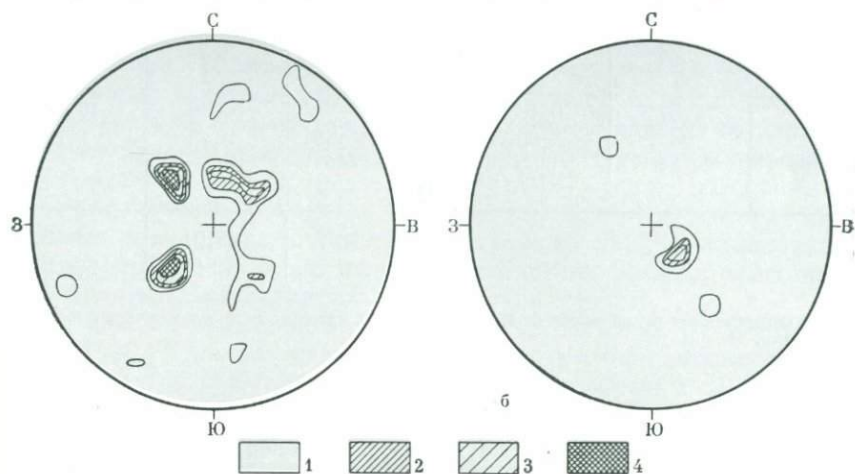


Фиг. 3. Диаграммы ориентировки трещины на месторождении Джаман-Каскыр (в %) а — зоны дробления и ожелезнения; б — кварцевые жилы и прожилки без видимой минерализации; в — кварцевые прожилки с бирюзой

1 — > 1,5%; 2 — > 3%; 3 — > 6%; 4 — > 10%; 5 — > 15%

ленность от массивов интрузивных пород и г) преобладающее развитие окремненных железистых разностей бирюзы, зеленых, голубовато- и желтовато-зеленых тонов в близповерхностных частях месторождений. Изредка здесь отмечаются тонкие прожилки ярко-голубой бирюзы в сланцах и дайках лампрофира и небольшие включения в плотном нетрещиноватом кварце.

Месторождения приурочены к зонам тектонических нарушений, представляющих собой серии сближенных параллельных мало-мощных трещин, образующих систему, характеризующуюся высо-



Фиг. 4. Диаграммы ориентировки бирюзовых прожилков (в %)

а — месторождение Джаман-Каскыр; б — месторождение Аякачи-1;
1 — < 1%; 2 — < 2%; 3 — < 3%; 4 — < 5%

кой степенью дробления и минерализации вмещающих пород. Последние представлены частым чередованием сланцевых и алевритовых прослоев. Среди сланцев резко преобладают углистые разности, углистое вещество которых нацело графитизировано. Местами выделяются маломощные прослои кремнистых сланцев. Непосредственно бирюзоносные зоны сложены в той или иной мере катаклазированным материалом серицито-кварцевых, в отдельных случаях двуслюдистых, углисто-кварцевых графитизированных и пиритизированных сланцев с подчиненными прослоями алевролитов и тонкозернистых песчаников. В пределах минерализованных участков широко развиты серии кварцевых, реже — полевошпатово-кварцевых жил и прожилков. Бирюза распространена здесь в виде корочек, прожилков, желваков и вкраплений. В основной массе она, как и в первой группе месторождений, приурочена к жильному кварцу и в меньшем количестве отмечается в метаморфических сланцах.

Химический состав бирюзы из месторождения Джаман-Каскыр (в вес. %)

Компо- ненты	Плотная го- лубовато- зеленая из жильного кварца (проба 201)	Зеленовато- бурая из мо- номинераль- ного прожил- ка (проба 203)	Компо- ненты	Плотная го- лубовато- зеленая из жильного кварца (проба 201)	Зеленовато- бурая из мо- номинераль- ного прожилка (проба 203)
CuO	4,61	2,55	Fe ₂ O ₃	1,16	4,31
FeO	0,90	0,09	P ₂ O ₅	31,15	22,22
MgO	—	—	As ₂ O ₅	—	—
CaO	2,44	10,40	SiO ₂	2,38	5,23
MnO	—	—	SO ₃	—	2,0
ZnO	1,57	0,16	H ₂ O ⁺	16,89	16,34
CrO	—	4,80	Органическое вещество	0,40	2,26
Al ₂ O ₃	36,51	28,09			
Сумма				98,01	98,45
Уд. вес *				2,814	2,808

* Определялся в лаборатории ИГЕМ АН СССР методом гидростатического взвешивания.

Намечаются три генерации бирюзы. Первая, наиболее ранняя генерация, приурочена к кварцевым и полевошпатово-кварцевым жилам и прожилкам, образуя в них различные по форме и размерам желваки, прожилки и скопления. Эти прожилки кварца с бирюзой в структурном отношении располагаются в том же плане, что и зонки нарушения и кварцевые прожилки без бирюзы (фиг. 3).

Вторая генерация бирюзы приурочена к трещинам отдельно-сти вмещающих сланцев и даек лампрофиров, секущих сланцы. Бирюза этой генерации, образуя мономинеральные прожилки, секущие кварцевые прожилки с бирюзой, по качеству уступает бирюзе первой генерации, более легко подвергаясь замещению вторичными минералами. Это в большинстве своем пологолежачие прожилки бирюзы мощностью 0,5—3-4 см, протяженностью до 1—5 м (фиг. 4).

В приповерхностной части месторождений широко развиты при-мазочки и корочки бирюзы, относящиеся, по-видимому, к наиболее поздним образованиям и представляющие только минерало-гический интерес.

Кроме того, в углисто-кварцевых графитизированных сланцах отмечается вкрапленная бирюза, в большинстве случаев обесцвеченная, с пониженной твердостью в результате замещения вторичными минералами. Отдельные образцы с вкрапленной бирюзой представляют красивый поделочный материал. На месторож-

денции Аякаши-1 в отдельных кварцевых жилах широко развиты желваковые, гороховидные и бобовые выделения бирюзы скорлуповатого сложения, легко отделяющиеся при ударе от породы. Внешние корочки желваков образованы либо мучнистыми фосфатами, либо желто-бурыми плотными гидроокислами железа. В первом случае в центре образования бирюза имеет голубоватую окраску различной густоты, во втором (в случае развития гидроокислов железа во внешней оболочке) — центральные части желваков сложены зеленоватой бирюзой типа рашлеита.

Бирюза на месторождениях описываемой группы ассоциируется с вавеллитом и другими фосфатами, халцедоном и гидроокислами железа. Широкое развитие здесь гидроокислов железа за счет разлагающегося пирита резко ухудшает качество бирюзы. Лимонит, реже ярозит местами почти нацело заменяют бирюзу, образуя буро-желтые железистые агрегаты. Наряду с ожелезнением местами широко развито окремнение, также ухудшающее качество бирюзы.

Ниже мы приводим химические анализы двух мономинеральных проб бирюзы из месторождения Джаман-Каскыр, выполненные в химической лаборатории ВИМС (см. таблицу).

По данным спектрального анализа (аналитик Э. Д. Макрояни, МГРИ) в 17 пробах, охватывающих плотные кондиционные разновидности бирюзы и выветрелые обесцвеченные образцы ее, отобранные на месторождениях первой и второй групп, в качестве наиболее характерных примесей отмечены: железо, магний, хром, титан, кальций, ванадий, цинк, цирконий, стронций. В очень непостоянных количествах (от десятых долей до нескольких процентов) в зависимости от степени выветрелости бирюзы содержатся кальций, железо и стронций. В пробах (см. табл.), взятых из прожилков бирюзы, приуроченных к дайке лампрофира (месторождение Джаман-Каскыр), оказалось резко повышенное содержание титана (0,4—0,6%) и хрома (0,1—0,3%). В остальных разновидностях бирюзы содержание хрома колеблется в пределах 0,01—0,09%, а титана — 0,04—0,06%.

Месторождения в зоне контакта интрузий с осадочными породами

Представители месторождений этой группы немногочисленны, совершенно не изучены, так как они отрабатывались только в древности. Сюда отнесены месторождения Бельтау, Аяккудук, Таушан-Кульджуктауской группы месторождений центральных Кызылкумов и Кара-Тюбинское месторождение Самаркандской области. Аналоги этих месторождений за рубежом нам не известны.

Основной особенностью месторождений является их приуроченность к зоне контакта гранитных интрузий и осадочно-метаморфических сланцев с линзами известняков. Месторождения как бы занимают промежуточное положение между двумя первыми группами и характеризуются иной сопутствующей минерализацией.

Бирюза развита в измененных гранитоидах, графитизированных известняках и сланцах зоны экзоконтакта, пространственно ассоциируется с убогим редкометальным и полиметаллическим оруденением. Как и в вышеописанных группах, здесь, кроме мономинеральных образований бирюзы в гранитах, известняках и сланцах, отмечается приуроченность бирюзы к кварцевым прожилкам (месторождение Таушан). Окраска бирюзы самая разнообразная, нередко голубые разности. Во вмещающих породах развит графит в виде вкраплений, примазок по трещинам кливажа и редких включений в бирюзе.

Проявления бирюзы в зонах окисления медно-порфириновых и полиметаллических месторождений

На меднорудных месторождениях СССР бирюза отмечается в виде незначительных скоплений в числе вторичных минералов. Проявления бирюзы, связанные с месторождениями медно-порфириновых руд, имеются в США (Аризона) и в Китае. Характерными особенностями этой группы являются небольшие масштабы бирюзовой минерализации и преобладание бирюзы низкого качества. Здесь широко развиты разности пониженной твердости, землистые и мелоподобные, бледно-голубой, местами почти белой окраски. Плотные разновидности более редки и варьируют по цвету от бледно-голубых до зеленовато-голубых.

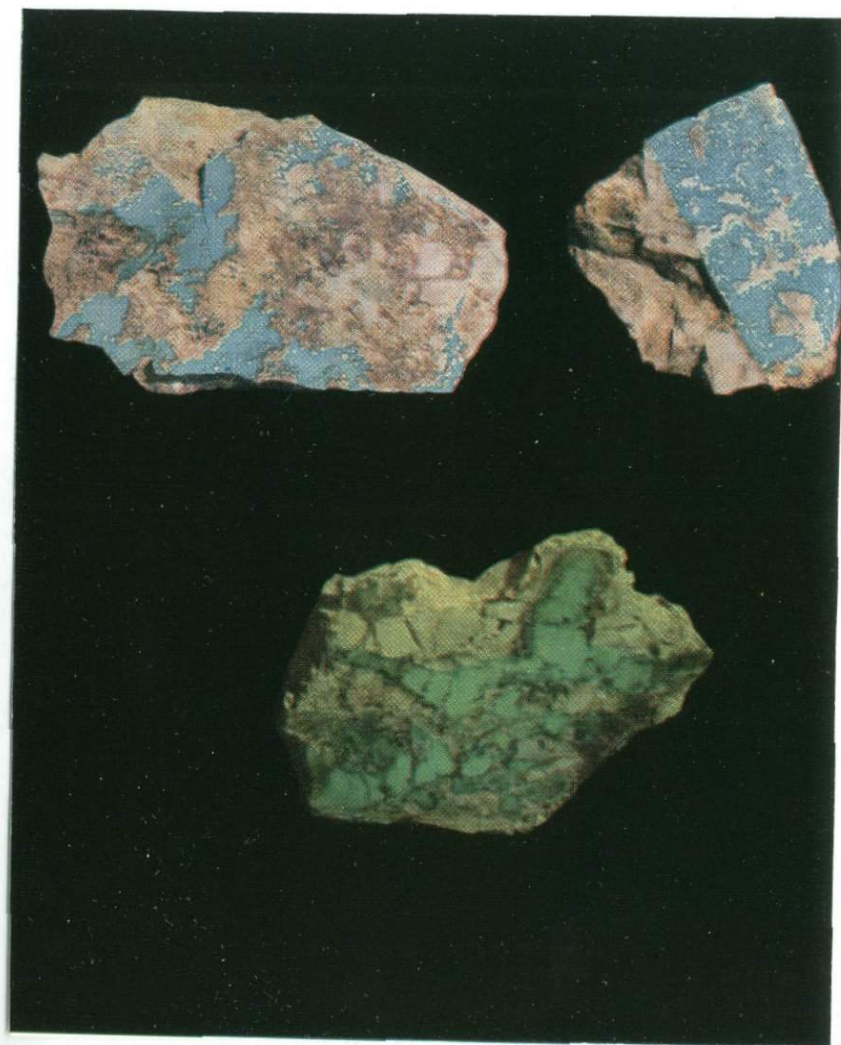
Бирюза встречается в зоне выщелачивания над рудными телами и непосредственно в халькозиновых рудах. Ассоциируется с купритом, самородной медью, халькозином, кальцитом, хризokolлой, малахитом и лимонитом.

На общем фоне слабой геологической изученности бирюзовых месторождений месторождения этой группы наименее изучены. Бирюза здесь может являться только объектом попутной добычи.

Морфологические особенности выделений бирюзы на месторождениях Средней Азии

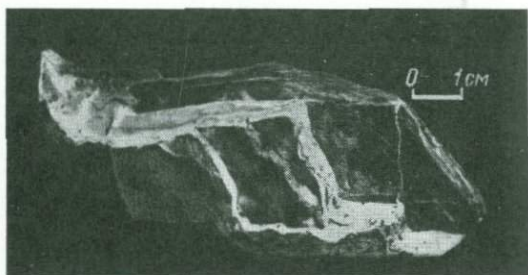
Бирюза образует корочки, примазки, прожилки, линзы, желвачки и различные по величине вкрапления и включения. Развитие тех или иных выделений обусловлено трещиноватостью вмещающих пород, формами пустот, заполняемых бирюзой, а также замещением ее вторичными минералами в процессе «старения», в результате чего ювелирные разности составляют не более 5—10% от всей массы встречаемой бирюзы.

РАЗНОВИДНОСТИ БИРЮЗЫ



Бирюза как метаколлоидный минерал чаще всего приобретает округлые очертания, что приводит к развитию желваков, горошин, бобовин и других подобных форм.

Прожилковая бирюза. Наиболее обычны и развиты на всех месторождениях прожилки бирюзы, для которых характерны сложная морфология и неоднородность строения. Прожилки образуются при выполнении трещин отрыва и отдельности, зон дробления и рассланцевания. В зависимости от этого меняются их морфология и структура. Трещины отрыва и отдельности обычно вы-



Фиг. 5. Прожилки голубой бирюзы по трещинам; отдельности в сланце (месторождение Бесаян)

полнены плотной достаточно однородной бирюзой (фиг. 5). К трещинам отрыва приурочена основная масса ювелирных разностей бирюзы.

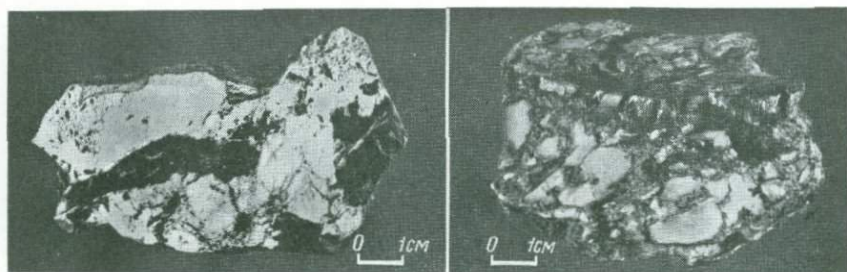
В зонах дробления и рассланцевания бирюза изобилует включениями вмещающих пород, наиболее подвержена процессам замещения и почти не содержит кондиционного материала. Часто прожилки прерывисты и состоят из сближенных или разделенных вмещающими породами обособлений (фиг. 6—7).

В трещинах отрыва только на небольшом протяжении прожилки прямолинейны. Обычно это ветвящиеся с небольшими раздувами и пережимами, с рваными и часто ступенчатыми ограничениями образования. В зонах дробления прожилки редки, более протяженны и большей мощности, но бирюза бледноокрашенная, пониженной твердости вплоть до рыхлой, мелоподобной.

Протяженность прожилков бирюзы в целом редко превышает 3 м, обычно длина их составляет первые десятки сантиметров. Последнее обусловлено тем, что бирюза в основной массе приурочена к жилам и прожилкам кварца, мощность которых в среднем составляет 10—20 см. Прожилки бирюзы выполняют поперечные трещины, образуя системы типа лестничных. Таким образом, их протяженность ограничена мощностью кварцевого прожилка (фиг. 8).

Мощность прожилков бирюзы колеблется от 1—2 мм до 2—3 см в редких случаях. Бирюза лучшей окраски и плотности образует маломощные (до 0,5 см) прожилки. С увеличением мощности прожилка качество бирюзы резко ухудшается.

Прожилки сложены различно окрашенной бирюзой и комплексом вторичных минералов, основными из которых являются гидроокислы железа, вавеллит, псевдовавеллит и минералы группы галлуазита. Вторичные минералы прежде всего развиваются в зальбандах прожилков, образуя плотную темно-бурюю и почти



Фиг. 6. Мелоподобная бирюза с включениями вмещающих сланцев (Айкаци-1)

Фиг. 7. Прожилковидное скопление бирюзы в сильно дробленном кварце (месторождение Джаман-Каскыр)

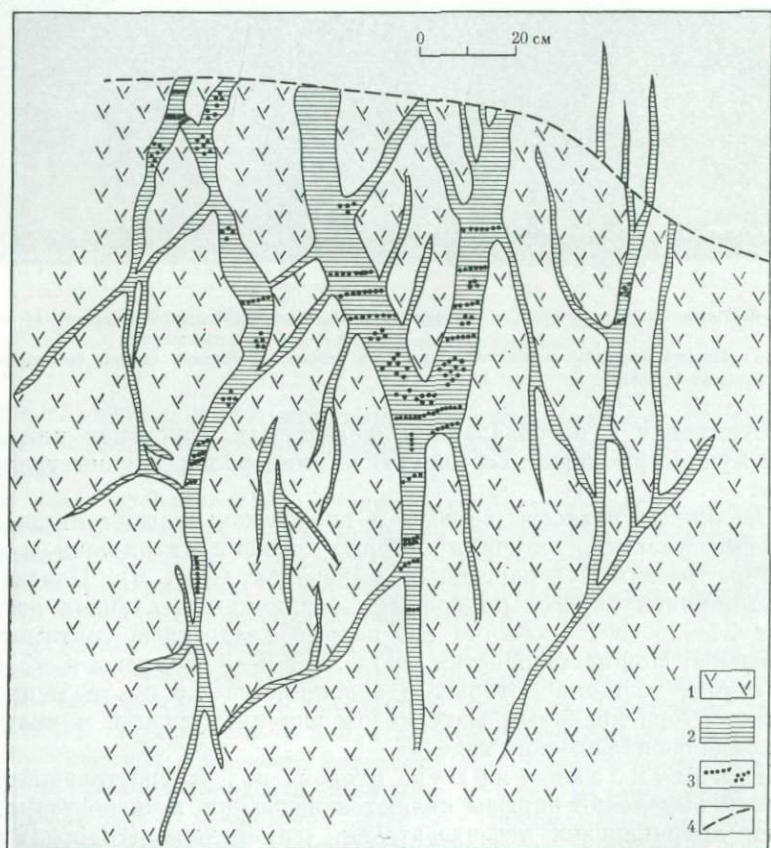
черную корку с преобладанием железистых минералов или белую мучнистую корку, состоящую из минералов группы галлуазита.

Ювелирные разности бирюзы в прожилках слагают лишь небольшие участки, величина которых зависит от степени и характера развития гипергенных минералов (фиг. 9). Пластины кондиционной бирюзы по площади в единичных случаях достигают 24—25 см², а обычно это первые квадратные сантиметры и меньше. Мощность пластин составляет 2—3 мм, реже 4—5 мм. Пластины, толщина которых в большинстве 1,5 мм и меньше, являются оригинальным материалом для инкрустаций и получения ряда специфических изделий.

Желвачковая бирюза. Второй по распространенности формой выделений бирюзы являются желвачки, или, по терминологии американских исследователей, «самородки» (Blair, 1967). Форма желвачков округлая, овальная, реже линзовидная. Размеры колеблются от нескольких миллиметров в диаметре до 2—3 см, а в единичных случаях до 4—5 см в наибольшем измерении. Самородки (желвачки), как и прожилки, имеют внешнюю оболочку вторичных минералов. Железистые минералы преимущественно развиваются по зеленой бирюзе типа рашлеита. Желвачки со светло-окрашенной оболочкой из глинистых минералов в цент-

ральной части сложены плотной бирюзой голубых тонов. На месторождении Ауминзатау (Кызылкумская группа) Ю. К. Смолиным были встречены желвачки бирюзы, в центре сложенные желто-зеленой бирюзой, а по краям оторочкой темно-голубой бирюзы.

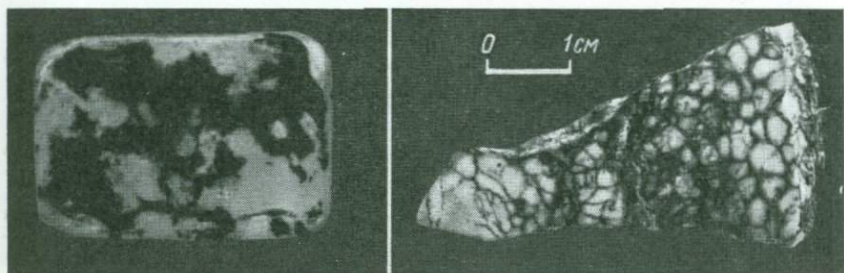
Наибольшее развитие желвачковая бирюза имеет в месторождениях, приуроченных к толщам метаморфических сланцев. Желвачки развиваются в ослабленных зонах сланцев, местами давая прожилковидные скопления, встречаются также в отдельных кварцевых жилах в виде обильных включений.



Фиг. 8. Взаимоотношение кварцевых и бирюзовых прожилков в эффузивах (месторождение Бирюзакан, участок стенки карьера)

1 — каолинизированные, серицитизированные и окварцованные эффузивы; 2 — кварцевые прожилки; 3 — прожилки и примазки бирюзы; 4 — постминерализационная тектоническая зона

Мелкожелвачковая бирюза является прекрасным материалом для осыпных изделий. Более крупные «самородки» пригодны для изготовления бус, подвесок и брошей. Как и в прожилках, поверхность желвачков часто неровная, и после обработки они приобретают причудливые формы. Ювелирной бирюзы среди желвачков еще меньше, чем среди прожилков. Это, возможно, объясняется тем, что желвачковая бирюза в большей степени подвержена замещению вторичными минералами. На месторождении Ауминзатау Ю. К. Смолиным были встречены прожилки бирюзы с харак-



Фиг. 9. Замещение голубой бирюзы (светлое) гидроокислами железа (темное) (полировка в плоскости прожилка)

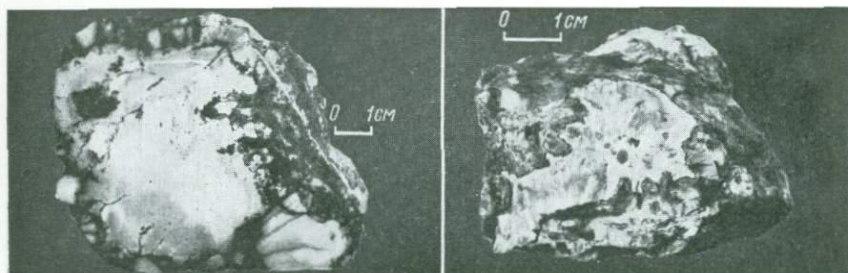
Фиг. 10. «Паутинная» бирюза (Ауминзатауское месторождение), пришлифовка в плоскости прожилка

терной сетчатой структурой, образованной сложным рисунком железисто-марганцевых окислов на ярком голубом фоне (фиг. 10). Эти разновидности, характерные для аризонской бирюзы, носят название паутинной и пользуются большим спросом на мировом рынке (Blair, 1967). Паутинная бирюза встречается как в прожилковых, так и в желвачковых разностях и представляет собой ценное ювелирное сырье.

Линзовидные и неправильные выделения бирюзы. На месторождении Аякаши-1 (Букантауская группа) развиты скопления бирюзы до 5—8 см в поперечнике (фиг. 11). Эти скопления отличаются от описанных выше самородков или желвачков не только размерами, но и неправильной формой. В то время как желвачки довольно легко извлекаются из породы, бирюза скоплений плотно цементирует вмещающий ее кварц и извлечь ее довольно трудно. В одном и том же скоплении можно наблюдать постепенные переходы от ярко-голубой до различных оттенков зеленой и желто-бурой бирюзы, представляющей собой уже агрегат вторичных минералов. Яркоокрашенная бирюза слагает отдельные участки, размер которых нередко составляет 2—3 см. Следует отметить, что чем ближе к поверхности

встречено скопление бирюзы, тем хуже его качество и тем большее развитие имеют в нем вторичные минералы.

Скопления бирюзы неправильной и линзовидной формы встречаются и на месторождении Бирюзакан. Размеры линз здесь достигают 5—6 см в длину при ширине 2—3 см. Сложены они бледно- и ярко-голубой бирюзой, в других случаях — зеленой с примесью бирюзы желтых и бурых тонов. Нередко бирюза ассоциируется с мелкими кристалликами горного хрусталя, которые покрывали в виде щеток стенки пустот, впоследствии выполнен-



Фиг. 11. Включение бирюзы в сильно дробленном кварце (месторождение Аякаци-1), темное М гидроокислы железа

Фиг. 12. Голубая бирюза (белое) с включенными в нее кристалликами горного хрусталя (месторождение Бирюзакан)

ных бирюзой. При заполнении пустот бирюзой происходил отрыв кристалликов горного хрусталя, в результате чего они часто переполняют бирюзу, резко снижая ее качество как ювелирного сырья. В других случаях бирюза содержит полевые шпаты или кусочки эффузивов (фиг. 12, 13).

Из скоплений бирюзы иногда удается извлекать уникальные по размерам куски ювелирной бирюзы и использовать их в качестве прекрасного материала для поделок и коллекций.

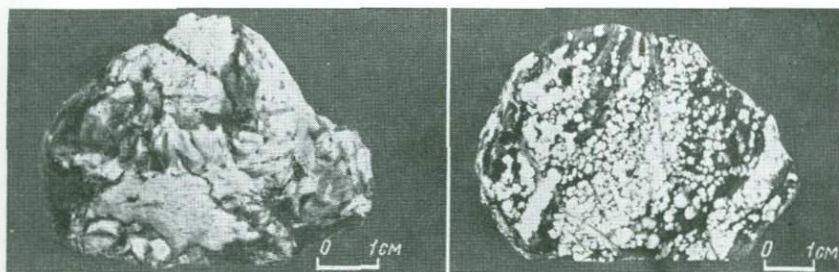
Вкрапленная бирюза. В отвалах древних выработок месторождения Джаман-Каскыр были встречены оригинальные образования вкрапленной бирюзы. Вкрапленная бирюза представляет собой мелкие густо расположенные округлые включения бирюзы в графитизированном серицито-кварцевом сланце. Вкрапленники бирюзы, местами тесно срастаясь, образуют крупные пестроокрашенные пятна, линзовидные и клиновидные прожилки или рассеяны в породе, красиво выделяясь на темном фоне сланцев (фиг. 14).

Вкрапленники бирюзы окрашены в светло-голубые и зеленоватые тона. При замещении вавеллитом и галлуазитом они обесцвечиваются, гидроокислы железа придают им желтую и желто-

бурую окраску. Местами вкрапленники бирюзы плоско деформированы, с четкими следами давления.

Вкрапленная бирюза является прекрасным поделочным сырьем, но пока встречена лишь в нескольких крупных обломках.

Узорчатая бирюза. Эта разновидность обнаружена в канаве на северо-восточном фланге месторождения Аякаши-1. Представляет собой прожилковидные выделения темно- и яблочно-зеленой бирюзы со сложным тонкоплойчатым узором. Мощность прожилков 3—6 мм, до 1—2 см максимально. Протяженность их



Фиг. 13. Линза голубой бирюзы в шестоватом кварце (месторождение Бирюзакан).
Фиг. 14. «Вкрапленная» бирюза в графитизированном сланце (месторождение Джамаи-Раскыр)

10—20 см, редко более. Приурочены эти образования к мелким послойным зонкам сильно дробленных сланцев, а местами отмечаются и в секущих трещинах. Характеризуются очень сложной структурой, обусловленной червеобразными и тонкоплойчатыми выделениями бирюзы. В свою очередь каждый индивидуальный сегмент или завиток бирюзы обнаруживает неоднородность строения и окраски. В отдельных участках устанавливается микровкрапленное строение. Бирюза здесь состоит из очень мелких округлых индивидов, тесно прижатых друг к другу. Местами вкрапления бирюзы разделены тончайшими пленками гидроокислов железа, а местами в контактирующих частях они осветлены или иначе окрашены. Иногда прожилковидные образования сопровождаются пылевидной вкрапленностью бирюзы или ее кучными скоплениями. Чаще окраска в крупных образованиях и в мелких индивидах бирюзы одинакова, но местами тонкая вкрапленность совершенно обесцвечена. Среди белых или кремовых включений, напоминающих вавеллит, отмечаются лишь отдельные точечные включения зеленоватой бирюзы.

Узорчатая бирюза может служить интересным поделочным материалом.

Корочки и примазки бирюзы широко развиты на всех месторождениях. Бирюза в примазках и корочках ярко окрашена в голубые тона с зеленоватыми оттенками.

В вертикальном разрезе месторождений намечается некоторая зональность в развитии тех или иных морфологических разновидностей бирюзы. Близповерхностные участки изобилуют корочками, примазками и желвачками бирюзы. С глубиной возрастает роль прожилков и крупных скоплений неправильной или линзовидной формы и процент ювелирных разновидностей бирюзы.

Выветривание бирюзы

По мере выветривания бирюза теряет яркость окраски, приобретает блеклые, бурые и зеленоватые оттенки. Твердость ее снижается до 4—2, удельный вес — до 2,7.

Бирюза крайне неустойчива в пределах верхней части зоны выветривания; здесь широко развиты обесцвеченные и дегидратированные ее разновидности. Плотные, ярко окрашенные разновидности бирюзы сохраняются здесь лишь в кварце и в сильно окварцованных породах, слабо затронутых выветриванием. Изменения бирюзы связаны в первую очередь с развивающимися по ней вторичными минералами, главные из которых — гидроокислы железа, галлуазит и вавеллит. Гидроокислы железа пропитывают бирюзу по мельчайшим трещинам и порам, придавая ей желтоватые и буроватые оттенки; образуют плотные корочки, а местами замещают почти полностью, слагая плотные желто-бурые агрегаты. Вавеллит — водный алюмофосфат — и галлуазит, развиваясь по бирюзе, обесцвечивают ее, образуя светлые, почти белые пятна. Значительное содержание кремнезема в составе бирюзы также ухудшает ее окраску.

В шлифах, кроме вавеллита, халцедона, ярозита и гидроокислов железа, по микротрещинам в бирюзе в единичных случаях отмечен кальцит. В большинстве шлифов бирюза из зоны выветривания представлена агрегатом указанных выше минералов в различных соотношениях с реликтами бирюзы.

Незатронутая выветриванием бирюза представляет собой микрокристаллический агрегат со слабо поляризующими участками криптокристаллического сложения. В отраженном свете она окрашена в бледно-голубоватые тона, бледно-зеленая и зеленовато-желтая окраска ее обусловлена начавшимся разложением, в шлифах четко видны трещины дегидратации и проявлена склонность бирюзы к образованию ложнопочковидных структур при экзогенных изменениях.

Изучение месторождений бирюзы в нашей стране только начинается, однако уже сейчас можно говорить о существовании в Средней Азии крупной бирюзоносной провинции и о ряде характерных особенностей месторождений этого минерала.

Месторождения бирюзы размещаются в пределах тектонически активных зон, затронутых складчатостью. Установлена четкая приуроченность месторождений к линейным зонам дробления и расщепления пород. Бирюзоносные зоны располагаются в пределах полей широкого развития кварцевых жил. Последние в большинстве своем безрудные, местами несут убогую вкрапленность железистых сульфидов, местами являются золотоносными.

Пространственно проявления бирюзы нередко сближены с золоторудными месторождениями, располагаясь в пределах одних и тех же полей развития жильного кварца. Характерными особенностями жильного кварца бирюзоносных зон являются сильная раздробленность, ожелезнение, шестоватые структуры и наличие мелких пустот, стенки которых нередко выполнены мелкими кристалликами кварца или горного хрусталя.

Вмещающие породы в пределах бирюзоносных зон независимо от их первоначального состава превращены в кварц-серицитовые или серицит-кварцевые пиритизированные образования. В осадочно-метаморфических сланцах в бирюзоносных зонах, кроме того, четко проявлена графитизация пород.

Месторождения бирюзы в Средней Азии, так же как и зарубежные, неоднократно подвергались разработкам в ранние века нашей эры, что привело к почти полной отработке обогащенных бирюзой участков, выходящих на поверхность.

Разведочными работами, проводимыми в настоящее время, в пределах бирюзоносных полей установлено наличие минерализованных тел с ювелирной бирюзой, не выходящих на поверхность и не затронутых древними выработками. Дальнейшие поисковые и разведочные работы в первую очередь должны быть направлены на выявление подобных участков в пределах известных групп месторождений бирюзы. Изучение и освоение этих месторождений позволит обеспечить ювелирную промышленность таким интереснейшим видом драгоценного камня, как бирюза.

Л и т е р а т у р а

- Богданович К. И. Поездка на бирюзовые копи Маадена возле Нишапура в Персии.— Горный ж., 1888, № 4.
- Гвахария Г. В., Назаров Ю. И. Бирюза из месторождения Маднеули (Грузинская ССР).— Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1962, № 16.
- Иртли А. Структурная геология Северной Америки. М., 1954.
- Меренков Б. Я. Драгоценные, технические и поделочные камни.— Нерудное мин. сырье, вып. 2. ОНТИ, 1936.
- Моисеева М. И. Элит, либетенит и бирюза на месторождениях меди в Средней Азии.— Записки Узб. отд. Всес. мин. об-ва, 1951, вып. 2.
- Соседко А. Ф. Орографический и геологический очерк Северо-Восточной Персии.— Природа, 1931, № 3.
- Соседко А. Ф. Современное состояние Нишапурских бирюзовых копий.— Природа, 1932, № 5.
- Соседко А. Ф. Бирюза. Неметаллические ископаемые СССР, т. 2. Изд-во АН СССР, 1943.
- Ферсман А. Е. Драгоценные и цветные камни России, т. 1. Петроград, 1922; т. 2. Л., 1925.
- Ферсман А. Е. Рассказы о самоцветах. Изд-во АН СССР, 1961.
- Blair G. A ton of turquoise at Kingman, Arizona.— Lapidary Y. Nov., 1967.
- Harrington E. R. A Story of carby turquoise mining in the Southwest.— Engineering Min. Y., № 141, 1940.
- Peterson N. P. Phosphate minerals in the Castle Dome copper Deposit, Arizona.— J. Min. Society America, 1947, 32, № 9—10.

НЕКОТОРЫЕ СВЕДЕНИЯ ПО МАЛО-БЫСТРИНСКОМУ МЕСТОРОЖДЕНИЮ ЛАЗУРИТА

Лазурит — минерал группы содалита — с древнейших времен благодаря своей синей окраске различных оттенков находил применение как поделочный камень, а также использовался для изготовления прочной и красивой краски — ультрамарина.

История его применения уходит своими корнями далеко в глубь древности. Изделия из лазурита были найдены даже в египетских гробницах додинастического периода, т. е. IV тысячелетия до нашей эры. Лазурит был известен также древнейшим поселенцам Месопотамии и долины Инда. Имеются упоминания о нем и у Аристотеля. В Древней Греции и Риме из лазурита получали хорошую краску. На магометанском Востоке и в Китае им пользовались особенно часто. Лазуриту даже приписывали целебные свойства, он входил в состав некоторых лекарств. Большое применение лазурит находил в художественных изделиях, украшениях, мозаике для отделки стен, колонн и различных предметов в сочетании с золотом, серебром, бронзой и белым мрамором. Если учесть, что до настоящего времени известны всего три крупных района, где встречены месторождения этого замечательного минерала (первый — в Афганистане и Советском Памире, второй — в Южном Прибайкалье, третий — в Чилийских Андах), и что из этих районов он поступал в страны древнего мира, то становится ясным, насколько высоко он ценился в древности.

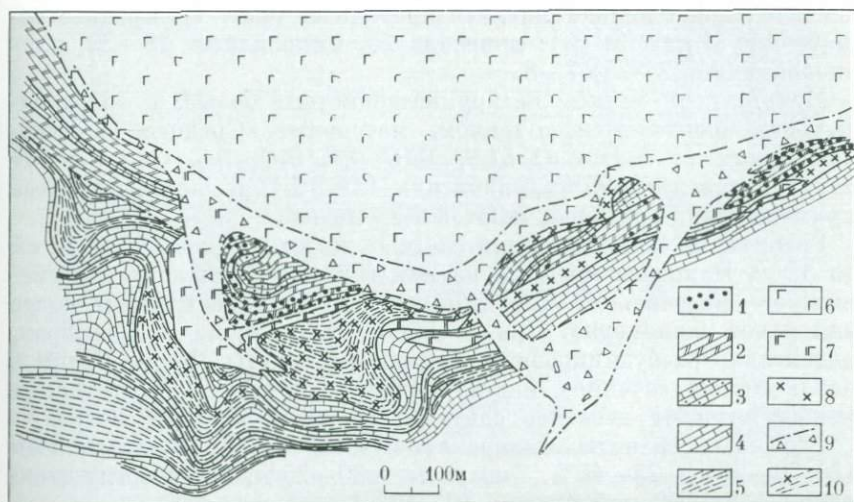
В Южном Прибайкалье известно до десятка проявлений лазурита по рекам Слюдянке, Талой, Малой Быстрой, Тултую. Почти все они открыты чиновником по отысканию цветных камней Сибири Г. М. Пермикиным в 1851 г. Со времени открытия их посетили и описали многие известные исследователи Сибири: Э. Лаксман, Н. Меглицкий и другие.

Наиболее крупное и хорошо изученное в Южном Прибайкалье Мало-Быстринское месторождение расположено на водоразделе рек Малой Быстрой и ее притока — Лазурной. Месторождение это после 1954 г. было разведано с поверхности на глубину до 300 м. Проведенные здесь два горизонта штолен (через 40 м) дали возможность произвести подсчет запасов.

Юго-Западное Прибайкалье и Хамар-Дабан слагают породы хамар-дабанской серии (Pt — рифей, по А. А. Шафееву), подраз-

деленные (снизу вверх) на култукскую, перевальную, харагольскую, безмянскую, корниловскую (биту-джидинскую) и шубутуйскую свиты, образующие Утуликский синклинорий. А. А. Шафеевым выделено здесь несколько фаций метаморфизма, причем все проявления лазурита находятся в пределах гранулитовой фации.

Мало-Быстринское месторождение залегает в перевальной свите у ее контакта с харагольской свитой. В структурном отношении оно приурочено к поперечной антиклинали, усложняющей северо-



Фиг. 1. Схематическая геологическая карта Мало-Быстринского месторождения лазурита. Участок Старый расположен в западной, а Новый — в крайней восточной части месторождения

- | | | |
|--|--------------------------------------|-------------------------------|
| 1 — лазуритонесные узлы и точки лазуритизации; | 3 — кальцитовые мраморы с доломитом; | 6 — эгирин-авгитовые сиениты; |
| 2 — кальцит-доломитовые мраморы; | 4 — кальцитовые мраморы с диопсидом; | 7 — сиениты с диопсидом; |
| | 5 — диопсидовые гнейсы; | 8 — граниты; |
| | | 9 — зоны брекчирования; |
| | | 10 — мигматиты |

восточное крыло Утуликского синклинория. Месторождение залегает в мраморах близ контакта с массивом сиенита, залегающим в ядре антиклинали (фиг. 1). Продуктивный слой перевальной свиты сложен кальцит-доломитовыми мраморами с форстеритом и графитом. Его мощность на месторождении около 90 м. Мраморы в основном серые до темно-серых, отчетливо полосчатые (из-за неравномерного содержания графита), мелкозернистые. Среднее содержание в них составляет (в %): доломита 53—55, кальция 31—35, форстерита 10—20, графита 1—5 (MgO 18,8, CaO 33,8, SiO₂ 7, н. о. 8,1). Некоторые прослои мраморов мощ-

ностью от 10 см до нескольких метров графита почти не содержат. В центре слоя залегает прослой кальцитовых крупно- и гигантозернистых мраморов с доломитом мощностью 8—27 м. Среднее содержание в нем составляет (в %): кальцита 95, доломита 5 (CaO 47,5, MgO 3,7, SiO_2 1—4).

Стратиграфически выше залегают породы харагольской свиты (диопсидовые гнейсы и мраморы); следует учитывать, что залегание пород здесь перевернутое, и харагольские породы оказываются ниже продуктивных.

Гнейсы зеленоватые, отчетливо полосчатые, мелкозернистые, на значительной площади мигматизированные (фиг. 1). Среднее содержание в них (в %): диопсида 25, микроклина 28—29, плагиоклаза (№ 22—25) 7—8.

Мраморы от мелко- до крупнозернистых, белые, с зеленоватым или желтоватым оттенком, массивные. Среднее содержание в них (в %): CaO 51,8, MgO 0,1, SiO_2 5,5. Они состоят из кальцита (94—95%), диопсида (2—3%) и незначительной примеси кварца, полевых шпатов и тремолита.

Граниты на месторождении слагают дайки мощностью от 10 см до 15 м. Наиболее крупные из них вскрыты близ контакта сиенитового массива. Мелкие тела гранитов распространены более или менее равномерно. Причем жилы, залегающие в мраморах, интенсивно разбужинированы, будины растянуты. Форма будин в наблюдаемых сечениях иногда почти квадратная, и расстояния между ними от десятков сантиметров до нескольких метров.

Сложены граниты микроклином — 20—30%, плагиоклазом (№ 20—25) — 25—45%, кварцем — 20—25%, геденбергит-диопсидом — 5—10% и биотитом (0—10%).

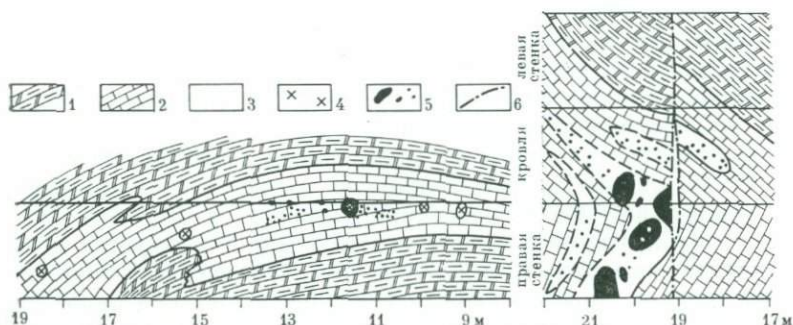
К северу от месторождения выходит южная часть Мало-Быстринского сиенитового массива (фиг. 1). Контакт массива, имея общее субширотное простирание и падение на север 65—80°, в плане дугообразен с выпуклостью на юг, слабокососекущий, близок к согласному.

Главная масса пород, слагающих массив, представлена среднезернистыми известково-щелочными пертитовыми сиенитами с вкрапленниками микроклина, эгирин-авгитом и щелочной роговой обманкой. В виде ксенолитов в них залегают мелкозернистые породы, по составу аналогичные щелочным габброидам-эссекситам и пшонкиниту. И, наконец, в приконтактной части массива распространены породы, близкие к сиенитовым пегматитам; их слагают в основном крупные кристаллы микроклина, между которыми располагаются более мелкие зерна кислого олигоклаза, микроклина, эгирин-авгита и амфибола. В таких породах часто наблюдается кварц, и, кроме того, по химическому составу они пересыщены алюминием, что так же, как и макроструктура, сближает их с гранитными пегматитами.

На месторождении вскрыто несколько послойных или близких

к послойным даек сиенитового и граносиенитового состава. В экзоконтакте их залегают щелочные мигматиты диопсидовых гнейсов, которые в эндоконтакте с увеличением количества метатекта переходят в диопсидовые известково-щелочные сиениты; по направлению к центру дайки в последних увеличивается крупность зерна, уменьшается содержание темноцветных минералов и наблюдается переход в пегматиты граносиенитового состава.

Для месторождения весьма характерны зоны брекчирования, сложенные глыбами и обломками местных пород, промежутки



Фиг. 2. Зарисовки штолен Мало-Быстринского месторождения лазурита

Слева — штольня 3, интервал 8—19 м от орта 7;
Справа — штольня 3, интервал 17—22 м, орт 15;

1 — мраморы кальцит-доломитовые с графитом;
2 — мраморы кальцитовые, белые;

3 — мраморы кальцитовые крупнозернистые, серые
4 — граниты; 5 — лазурит;
6 — разрывные смещения

между которыми заполнены плотной глиной, пересекаемой трещинами с зеркалами скольжения. Таких крупных зон брекчирования на месторождении пять. Наиболее мощная из них (до 200—400 м) проходит по эндоконтакту сиенитового массива. Четыре другие на местности располагаются попарно. Одна пара таких зон закартирована на участке Старом, вторая между участками Старым и Новым (фиг. 2). В паре одно смещение имеет северо-восточное, а второе — северо-западное простирание. Падение их крутое — 80—90° на север. Все четыре зоны отходят от первой почти по касательной к выпуклому на юг контакту сиенитов и при прослеживании на юг попарно пересекаются и далее не прослеживаются (фиг. 2). Как показал анализ ориентировки зеркал и штрихов скольжения, по всем зонам брекчирования проходили сбросовые смещения — опускались северные блоки.

Оба лазуритоносных участка Старый и Новый подстилаются дайками пород сиенитового состава с диопсидом. Причем удаленность лазуритоносных тел от контактов даек не превышает 4,0 м. На участке Старом эти дайки интенсивно брекчированы

(фиг. 1). Редкие лазуритоносные породы, встречаемые в брекчиях, раздроблены не менее интенсивно, чем все остальные породы.

Лазуритоносные тела — в большинстве случаев метасоматически замещенные жилы (будины) гранитов. Только часть лазурита (около 3%) развивается в экзоконтакте гранитных тел. Поэтому морфология лазуритоносных тел полностью отвечает морфологии гранитных тел (будины мощностью от первых дециметров до одного метра). Наблюдаемые сечения будин близки к квадратным; расстояние между отдельными телами от 10 см до первых метров. Лазуритовые породы замещают будины полностью или частично по контактам. Величина полностью замещенных будин не более 30×30 см. Максимальная длина будинированных жил до 15 м и минимальная 3,5 м (фиг. 2). Расстояния между жилами лазурита вкрест простирания колеблются от одного до нескольких десятков метров.

Вокруг лазуритоносных тел мраморы послойно интенсивно дедоломитизированы на расстоянии не менее 1 м, в результате чего содержание MgO в них уменьшается от 19 до 3—7%.

При лазуритизации алюмосиликатных пород образуется метасоматическая зональность, в которой зона лазуритовой породы занимает вполне определенное место. Детальное описание типов зональности, взаимоотношения зон и их минерального состава приводится в работе Д. С. Коржинского.

Лазурит часто в той или иной мере давинитизирован (канкринитизирован) и затем цеолитизирован.

Кроме диопсида, флогопита, кальцита с лазуритом ассоциируются скаполит (главколит), тремолит (эденит?), сульфиды, клинохлор, сера, сфен, шпинель, турмалин, периклаз (?) (последние весьма редки).

Как показали полевые наблюдения, породы месторождения претерпели существенные изменения. В частности, мелкие, лишенные кварца (сиенитовые) жилки были лазуритизированы; гранит-пегматиты, содержащие около 30% кварца и залегающие внутри лазуритоносного узла участка Нового, по контактам превращены в флогопит-скаполит-диопсидовые зеленые породы с хорошо образованными кристаллами флогопита размером до 2×2 см и с такой же метасоматической зональностью, как у «коркового» флогопита рудников Слюдянки. При этом как вокруг лазуритизированных, так и вокруг флогопитизированных гранитоидов мраморы послойно дедоломитизированы, и магния из них вынесено значительно больше, чем его необходимо для образования магнийсодержащих минералов в метасоматических зонах.

Полученные данные позволяют сделать следующие дополнения к существующим представлениям о генезисе лазурита.

1. Наблюдается отчетливый литологический контроль — приуроченность лазуритоносных тел к кальцит-доломитовым мраморам.

2. Узлы лазуритизации залегают вблизи всяких контактов даек изверженных пород.

3. Пути инфильтрации растворов совпадают со слоистостью вмещающих мраморов.

4. Процессы лазуритизации подвергались граниты, по которым развиты породы почти мономинерального микроклинового состава.

5. Подтверждена генетическая связь лазуритовых и флогопитовых месторождений «коркового» типа, на которую указывал Д. С. Коржинский; кроме того, для условий Мало-Быстринского месторождения (при высоком химическом потенциале серы) установлено образование лазурита за счет бескварцевых пород, а флогопит-диопсидовых пород с главколитом — за счет кварцсодержащих разностей.

К настоящему времени наиболее богатый и перспективный участок Старый детально разведан с поверхности шурфами, канавами, а на глубину — штольнями и буровыми скважинами до 100 м.

Установлено, что рудная зона здесь представлена пачкой карбонатных пород с крайне неравномерным распределением в ней лазуритоносных тел. Содержание лазурита-сырца в отдельных точках зоны колеблется от 5 до 1000 кг/м³.

Предполагается, что лазурит будет использоваться в качестве поделочного камня и сырья для ультрамариновой краски.

Несколько тонн поделочного лазурита, добытого при разведочных работах, пошло в промышленность. Его качество было высоко оценено не только в Советском Союзе, но и за рубежом.

Согласно Межреспубликанским временным техническим условиям на камни-самоцветы (МРВТУ-41-3-67), содержание лазурита в первом сорте должно быть более 90%, во втором 70—90% и в третьем 50—70%, причем порода не должна включать пор, трещин, грязно-серых включений и других дефектов. С учетом этих требований сортовой лазурит месторождения составляет всего лишь 5% от общих запасов.

Для производства натурального ультрамарина можно использовать весь несортной лазурит.

Уральским филиалом были проведены опыты по производству пигмента из лазуритовых руд Мало-Быстринского месторождения. Выход пигмента составляет 2—10% от исходной руды. Краски, изготовленные из этого пигмента, получили положительную оценку.

Слюдянский район является весьма перспективным на лазурит. Лазуритопроявления в слоях доломитовых мраморов встречены в различных точках района на площади около 100 км². Промышленная ценность многих из них неясна.

Имеются дальнейшие перспективы и на Мало-Быстринском месторождении.

ЛАЗУРИТ, ЕГО ГЕНЕЗИС И СЫРЬЕВАЯ БАЗА

Лазурит как полезное ископаемое издавна является одним из наиболее ценных поделочных материалов. По систематике А. Е. Ферсмана (1962) он относится к группе цветных камней I порядка и занимает в ней второе место после нефрита. Собственно поделочным материалом служит не минерал лазурит, а полиминеральная лазуритсодержащая порода, в которой помимо лазурита обычно присутствуют диопсид, кальцит, пирит, иногда флогопит и некоторые другие минералы. Именно такая горная порода и понимается в ювелирной промышленности под термином лазурит. Необходимо отметить, что в литературе бытует несколько других названий этого поделочного камня, среди которых наиболее употребительны ляпис-лазурь, лазуревый камень, ляпис-лазули, лазоревый камень лазули и др.

Ювелирные качества лазуритовой породы определяются главным образом ее минеральным составом и зависят в основном от содержания в ней минерала лазурита. По данным И. А. Ефимова и А. И. Суддеркина (1967), в знаменитом афганском лазуревом камне содержание лазурита находится в пределах 25—40 %. При содержаниях минерала выше или ниже этих пределов окраска изделий соответственно или очень темная, или чересчур бледная, что считается нежелательным и рассматривается как дефект камня.

Прекрасный синий (до голубого) цвет лазурита различных оттенков и интенсивности, способность легко обрабатываться и хорошо принимать полировку, исключительная стойкость окраски — все эти качества создали мировую славу этому камню с древних времен.

Около 4 тысячелетий до н. э. лазурит был уже хорошо известен в Египте и странах Древнего Востока, был здесь излюбленным камнем и ценился дороже золота или наравне с ним; с древних пор его знали и в Европе. Лазурит широко использовался при изготовлении различных художественных изделий и украшений (кувшины, кубки, вазы, чаши, статуэтки, мелкие фигурки, бусы, кольца, ожерелья, геммы, камней, амулеты, шкатулки и др.), успешно применялся для инкрустаций и в мозаичных работах, а также в производстве драгоценной краски — ультрамарина.

В настоящее время лазурит как цветной поделочный камень не потерял своего значения в ювелирном деле. Он находит значительный спрос на мировом рынке и по-прежнему высоко ценится.

Из литературных источников известно, что стоимость 1 кг необработанного афганского лазурита первого сорта составляет около 250 долларов, а ювелирные изделия из него не уступают по цене изделиям из золота или драгоценных камней (Ефимов, Суддеркин, 1967).

Добыча лазурита в Афганистане и Чили, кг

Год	1961	1962	1963	1964	1965	1966	1967
Афганистан, Чили	3268	2823	5421	5000	8550	10 030	5179
добыча	3200	9100	3100	16 500	20 265	—	8200
экспорт	—	10903	3775	5275	10 510	6382	—

Основные поставщики лазурита на мировой рынок — Афганистан и Чили — вывозили его до недавнего времени в ФРГ, США, Италию, Францию и другие страны.

Ниже приведены официальные данные о добыче лазурита в Афганистане и Чили по годам (Minerals Yearbook, 1965, 1967). Цифровая характеристика экспорта имеется только по Чили (Minerals Yearbook, 1965, 1967). Как видно из приведенных данных (см. таблицу), добыча и экспорт лазурита по годам неравномерны и колеблются в широких пределах. С одной стороны, это, по-видимому, в определенной мере связано с конъюнктурой мирового рынка, а с другой — вероятно, обусловлено сложным географо-экономическим положением месторождений, разрабатываемых в этих странах.

В статье сделана попытка обобщить накопленные к настоящему времени материалы по геологии и генезису лазуриновых месторождений СССР и зарубежных стран и на этой основе рассмотреть состояние и возможности расширения сырьевой базы лазурита как великолепного поделочного камня для ювелирной промышленности СССР.

Обзор лазуриносных районов мира

Лазурит очень редок в природе. Промышленные его месторождения находятся в СССР, Афганистане, Чили. Лазурипроявления непромышленного значения или проявления, промышленная ценность которых неясна, а также отдельные находки лазурита минералогического значения известны в США, Бирме, Индии,

ЮАР и Канаде. Необходимо отметить, что большинство лазуритовых месторождений и лазуритопроявлений зарубежных стран чрезвычайно слабо освещено в литературе. Опубликованные материалы включают в основном общие сведения о месторождениях (их география, история открытия и др.) и иногда краткую характеристику лазурита как поделочного материала; что же касается данных о геологии и генезисе лазурита, то они или очень скудны, или вообще не приводятся.

Советский Союз

На территории СССР в настоящее время известно два лазуритовых района — Южное Прибайкалье и Юго-Западный Памир.

Южное Прибайкалье. Здесь находится около десяти месторождений и проявлений лазурита, открытых еще в XVIII и XIX вв. Как следует из сводки А. Е. Ферсмана (1962), по крайней мере пять из них расположены в долине р. Слюдянки; одно месторождение известно на левом берегу р. Талой (правый приток р. Култучной) в 6—7 км от ее устья; месторождение по р. Тултуй находится в правом ее борту в 4—5 км выше слияния этой реки с р. Харгантой (левые притоки р. Малой Быстрой); одно лазуритопроявление известно по ключу Чернушке — правому притоку р. Средней Тибельти, впадающей справа в р. Иркут; наконец, известное Мало-Быстринское месторождение расположено в верховьях одноименной реки, являющейся правым притоком р. Иркут.

Все перечисленные месторождения и проявления лазурита связаны с архейским метаморфическим комплексом пород, общая мощность которого в Южном Прибайкалье составляет около 10 000 м. Архей в этом регионе подразделяется, как известно, на две толщи (снизу вверх): шарыжелгайскую и слюдянскую (Геол. строение СССР, 1968). Шарыжелгайская толща характеризуется существенно гнейсовым составом (биотитовые, гранат-биотитовые, гранатовые, роговообманковые, пироксеновые и другие гнейсы), встречаются амфиболиты и кварциты, широко распространены гранито-гнейсы и мигматиты. Слюдянская толща отличается от шарыжелгайской существенным содержанием в разрезе карбонатных пород (мраморы, кальцифиры). Она сложена различными по составу гнейсами (биотитовыми, пироксеновыми, роговообманковыми, биотит-гиперстеновыми, биотит-силлиманитовыми и др.), мраморами и кальцифирами с подчиненными кварцитами, амфиболитами и кварц-диопсидовыми породами. Метаморфические толщи района прорваны архейскими гранитами, широко распространены ортотектиты и пегматиты.

Все лазуритовые месторождения Южного Прибайкалья приурочены к породам слюдянской толщи и локализуются в мраморах доломитового состава. Наиболее детально изучены Мало-Быстринское и Слюдянское месторождения. Общие сведения, а также

данные по геологии, петрологии, минералогии и генезису этих месторождений изложены в работах А. Е. Ферсмана (1962), С. С. Смирнова (1928), Е. Д. Поляковой (1932), Н. В. Воскобойниковой (1938), Д. С. Коржинского (1945, 1947, 1955) и других исследователей. Поэтому здесь приводятся сведения, необходимые лишь для настоящей статьи.

Наиболее крупное в Южном Прибайкалье Мало-Быстринское месторождение лазурита, открытое в 1851 г. Г. М. Пермикиным и разрабатываемое в настоящее время, находится примерно в 25 км на запад-юго-запад от г. Слюдянки. Оно расположено на западном склоне водораздела рек Малой Быстрой и левого ее притока — Лазурной и локализуется в слое кристаллических доломитов субширотного простирания, имеющем мощность около 90 м (см. статью В. Н. Матонина и Ю. И. Алексеева в настоящем сборнике). С севера к доломитам прилегают пироксеновые сенииты, а с юга — гнейсы в переслаивании с мраморами. Доломиты и контактирующие с ними породы включают жилные тела гранитов и гранит-пегматитов. Лазурит на этом месторождении добывался из зон дислокационных брекчий, секущих доломиты. Брекчии состоят главным образом из различных по величине глыб и обломков доломитов, в меньшей мере — гнейсов, амфиболитов и других пород, в том числе из валунов, желваков или кусков лазурита, а также округлых глыб измененных гранитов или гранит-пегматитов с каймами лазуритовой породы. Цементом брекчий является мучнистая рыхлая, иногда уплотненная масса (так называемая мякоть), возникшая в результате перетиранья брекчированных пород.

По имеющимся данным (Коржинский, 1947) и нашим наблюдениям, лазуритовые породы образуют каймы (зоны) вокруг тел или отдельных блоков гранитов и гранит-пегматитов, находящихся в контактах с доломитами, а также встречаются в виде просечек по трещинам в этих телах. При этом лазуритовая порода является лишь одной из нескольких зон, развитых в непосредственных контактах алюмосиликатных пород с доломитовым мрамором. Детальными исследованиями Д. С. Коржинского (1947) на месторождении установлено три основных типа зональных контактов, различающихся последовательностью и минеральным составом зон. Наиболее распространенный тип зональности, названный Д. С. Коржинским нормальным для рассматриваемого месторождения, характеризуется следующим строением (в обобщенном и схематизированном виде):

Неизменный гранит, гранит-пегматит	Зона диопсидизированного гранита, гранит-пегматита	Зона диопсид-лазуритовой породы	Диопсид-лазурит-кальцитовая зона, нередко с флогопитом (иногда отсутствует)	Зона кальцитового мрамора (кальцифира)	Доломитовый мрамор
------------------------------------	--	---------------------------------	---	--	--------------------

Судя по имеющимся данным, именно с этим типом зональности связана главная масса лазурита, добытого ранее и добываемого в настоящее время на месторождении.

Другой тип зональности, относительно редкий на месторождении, отличается от приведенного наличием узкой зоны кислого плагиоклаза (альбита или альбит-олигоклаза) между зонами диопсидизированного гранита (или гранит-пегматита) и диопсид-лазуритовой породы.

Наконец, третий — наиболее редкий тип зональности, характеризуется присутствием диопсид-шпинелевой зоны, прилегающей к диопсид-лазуритовой породе со стороны вмещающего мрамора.

Необходимо отметить, что некоторые отклонения от указанных типов зональности, встречаемые на месторождении и выражающиеся в выпадении одних или появлении других зон, в данной статье не рассматриваются.

Минеральный состав отдельных зон соответствует в основном их названию и подробно описан Д. С. Коржинским (1947). Обычными минералами являются лазурит, диопсид, флогопит, кальцит, калиевый полевой шпат, пирит и апатит, иногда — кислый плагиоклаз, нефелин и некоторые другие.

Мощности зон сильно варьируют, но особенно это характерно для зоны диопсид-лазуритовой породы, являющейся объектом добычи. По имеющимся данным мощность этой зоны колеблется от первых миллиметров до нескольких десятков сантиметров.

Для мало-быстринского лазурита характерен приятный темносиний цвет, но вообще на месторождении он непостоянен и меняется от сине-черного до светло-голубого. Часто в лазуритовой породе содержатся разные по форме скопления различных минералов, придающие ей неоднородность, пятнистость и пеструю окраску, что снижает качество камня.

Как уже отмечалось, Мало-Быстринское месторождение — наиболее значительное по масштабу в Южном Прибайкалье. Это хорошо согласуется с тем фактом, что в период интенсивной добычи лазурита в этом районе (1851—1872 гг.) оно дало около $\frac{9}{10}$ всей массы полученного здесь лазуритового сырья (Ферсман, 1962). Кроме того, нерегулярная добыча лазурита в Южном Прибайкалье, проводившаяся здесь в более позднее время, осуществлялась в основном на этом же месторождении.

Другое сравнительно хорошо изученное месторождение лазурита в Южном Прибайкалье — Слюдянское (открыто в 1931 г. Е. Д. Поляковой) — расположено в правом борту р. Слюдянки, примерно в 15 км выше ее устья.

По данным Н. В. Воскобойниковой (1938) и Д. С. Коржинского (1947), месторождение представлено жилой лазуритизированного гранит-пегматита, залегающей в мощной толще доломитовых мраморов. Простирание жилы в общем одинаковое с простиранием вмещающих доломитов и меняется от меридионального

(с падением на восток под углами $12-30^\circ$) до северо-восточного (с падением на юго-восток под углами $40-70^\circ$). Жила лишь частично вскрыта горными выработками: по простиранию она прослежена примерно на 20 м, по падению — на 4,5 м. Мощность жилы колеблется от 0,2 до 2,0 м. Жила распадается на несколько линз, каждая из которых разбита на блоки, отделенные один от другого и от вмещающего доломита рядом концентрических зон, в том числе зонами лазуритовых пород. Наиболее распространенный на месторождении тип зональности отличается наличием зоны плагиоклазита (состав плагиоклаза — от андезина до анортита) или зоны главколита (содержание мейонита — от 70 до 100%) и характеризуется следующей последовательностью зон (в схематизированном и обобщенном виде):

Неизменный гранит- пегматит	Зона мик- роклинита	Зона плагио- клазита или главколита (скаполита)	Лазурит- флогопито- вая зона	Диопсид- лазурито- вая зона	Флогопит- лазурито- вая с диоп- сидом зона	Зона каль- цифици- ра	Доло- митовый мрамор
-----------------------------------	------------------------	--	------------------------------------	-----------------------------------	--	-----------------------------	----------------------------

Отклонения от приведенного типа зональности выражаются в выпадении или появлении некоторых зон между плагиоклазитом и кальцифиром и в изменении их минерального состава.

Другой тип зональности, более редкий на месторождении, характеризуется отсутствием зоны плагиоклазита (или главколита). По минеральному составу зон и их последовательности он близок к нормальному типу зональности Мало-Быстринского месторождения лазурита.

Мощность отдельных зон непостоянна и в целом меньше, чем на Мало-Быстринском месторождении. Так, мощность зоны лазуритовой породы, по имеющимся данным (Воскобойникова, 1938; Коржинский, 1947), обычно составляет первые сантиметры и очень редко превышает 20 см.

По геологическому положению и общему характеру Слюдянское месторождение весьма сходно с Мало-Быстринским. Но в минералогическом отношении оно отличается от последнего наличием основных плагиоклазов и главколита (скаполита) и отсутствием нефелина.

Преобладающий цвет лазуритовой породы — голубой, часто с зеленоватым оттенком; вместе с тем в пределах месторождения встречаются различно окрашенные разности (от васильково-синих до бесцветных).

Другие лазуритовые месторождения и лазуритопоявления Южного Прибайкалья изучены слабо. Краткие сведения общего характера о некоторых из них можно найти в сводной работе А. Е. Ферсмана (1962). В частности, о месторождении по р. Та-лой известно, что оно представляет собой жилу длиной более 200 м, залегающую в мраморах; в прошлом веке на этом месторождении добыто около 1000 кг лазурита невысокого качества.

Юго-Западный Памир. В этом районе известно лишь одно лазуритовое месторождение — Ляджвардаринское¹, расположенное на восточном склоне Ишкашимского хребта, в левом борту верховьев р. Ляджвардары (бассейн р. Шахдары), на высоте около 4500 м над уровнем моря. Общие сведения об этом месторождении, а также данные по его геологии, петрографии, минералогии и генезису отражены в работах Г. Л. Юдина, А. В. Хабакова и П. Н. Лукницкого (1932), С. И. Клунникова и А. И. Попова (1936), Б. Я. Хоревой (1955).

Месторождение связано с архейской метаморфической толщей пород ваханской серии мощностью около 15 км и залегает в породах горанской свиты — нижним членом стратиграфического разреза этой серии.

Основу горанской свиты составляют различные по составу гнейсы (биотитовые, роговообманковые, гранатовые и др.), мраморы (доломитовые, кальцитовые, магнезитовые) и кальцифиры; широко распространены амфиболиты и мигматиты.

Магматические образования Юго-Западного Памира представлены докембрийскими габбро-амфиболитами, гнейсо-гранитами, гнейсовидными гранодиоритами, аплитами, пегматитами, гранит-пегматитами и т. д., а также мезозойскими (?) гранитами, гранодиоритами и другими гранитоидными породами.

Месторождение приурочено к пласту доломитовых мраморов мощностью около 80 м, падающему на северо-восток под углом 15—20°. Мраморы подстилаются амфибол-биотитовыми гнейсами и гнейсо-гранитами и перекрываются существенно биотитовыми гнейсами.

Коренные выходы лазуритовых пород обычно в виде округлых гнезд различных размеров находятся в отвесной стенке скальной гряды высотой более 100 м и за редкими исключениями практически недоступны. В осыпях, расположенных непосредственно под коренным месторождением, нередко встречаются отдельные обломки лазуритовой породы, а иногда наблюдаются лазуритсодержащие гнезда, заключенные в крупных глыбах мрамора. При весьма неравномерном распределении лазурита в осыпях его обломки прослеживаются вдоль обрывистой стенки коренного месторождения на расстоянии примерно 700—800 м, а по данным С. И. Клунникова и А. И. Попова (1936) — 1000 м. Именно из этих осей в 1931 г. было вывезено около 6 т прекрасного поделочного материала (Ферсман, 1960; Юдин и др., 1932). Таким образом, сами осыпи могут представить при определенных условиях самостоятельный практический интерес.

По данным Б. Я. Хоревой (1955) и нашим наблюдениям, ла-

¹ В некоторых литературных источниках это месторождение называется также Шахдаринским или Памирским. Месторождение открыто в 1930 г. Г. Л. Юдиным, А. В. Хабаковым и П. Н. Лукницким.

зуритоносные гнезда, залегающие в доломитовых мраморах, имеют концентрически зональное строение. На месторождении встречаются две разновидности зональных гнезд.

Наиболее распространенный тип зональности характеризуется следующей последовательностью зон (от центра гнезда к вмещающему мрамору):

Неизменный гранит-пег- матит, аплит	Зона диоп- сидизирован- ного гранит- пегматита, аплита	Диопсид- лазурито- вая зона	Флогопит-диоп- сидовая или фло- гопитовая (иног- да с лазуритом) зона	Зона каль- цифира	Доломи- товый мрамор
---	--	-----------------------------------	---	----------------------	----------------------------

Второй тип зональности, сравнительно редко встречаемый на месторождении, отличается от рассмотренного присутствием дополнительной зоны альбитизированного микроклина между зонами диопсидизированного гранит-пегматита (или аплита) и диопсид-лазуритовой породы.

Минеральный состав отдельных зон отражен в названии последних. В сложении зон участвуют лазурит, диопсид, флогопит, кальцит, калиевый полевой шпат, форстерит, пирит, апатит, иногда — кислый плагиоклаз, скаполит и др.

Мощность одноименных зон в разных гнездах колеблется в широких пределах. В частности, мощность зоны диопсид-лазуритовой породы изменяется от первых миллиметров до нескольких десятков сантиметров; в крупных гнездах она иногда достигает 5 м (Хорева, 1955).

Ляджвардаринский лазурит лучше прибайкальского по качеству; штуфы лазуритовой породы часто плотные, нетрещиноватые, цвет ярко- и светло-синий или нежно-голубой, иногда с переходами в фиолетовые и зеленые тона; окраска в целом более однородная, чем у прибайкальского лазурита, но все же наиболее типичными для месторождения являются пятнистые разновидности камня; ляджвардаринский лазурит менее пиритизирован, чем знаменитый афганский, но по глубине синего тона он близок к последнему (Клунников, Попов, 1936; Ферсман, 1960; Юдин и др., 1932).

Судя по имеющимся данным, масштабы Ляджвардаринского месторождения значительны. Помимо лазуритоносных осей, о которых говорилось выше, в коренном залегании в настоящее время известно не менее 20 различных по размерам гнезд и линз с лазуритом (Клунников, Попов, 1936; Новгородский, 1968).

А ф г а н и с т а н

Уже с IV тысячелетия до н. э. Афганистан поставлял прекрасный лазурит для Египта, Древнего Востока и других стран. Афганский лазурит прошел через всю длинную историю культуры, выдержал испытание временем и поныне является лучшим в мире.

Уникальное по запасам и качеству лазурита месторождение Сары-Санг находится в Бадахшанской провинции Северного Афганистана. Как следует из литературных данных (Ефимов, Суддеркин, 1967; Мирзод и др., 1968; Blaise, Cesbron, 1966; Larpargent, Bariand, Blaise, 1965), оно расположено в низовье р. Сары-Санг (приток р. Кокчи), в 70 км южнее г. Файзабада, на высоте 3700—4300 м над уровнем моря. Месторождение связано с докембрийскими метаморфическими толщами сарысангского комплекса мощностью 10—12 км, представленного различными гнейсами, сланцами, мраморами и кальцифирами; распространены амфиболиты и мигматиты. Метаморфические толщи прорваны небольшими интрузиями и дайками щелочных гранитов, диоритов, пироксенитов, габбро-диабазов, пегматитов, пегматит-аплитов. Месторождение, занимающее площадь 2 км², сложено гнейсами и сланцами (75%), доломитовыми мраморами и кальцифирами (20%), гранатовыми амфиболитами (1—2%) и щелочными гранитами (4%). Тела лазуритовой породы представлены мелкими разбросанными гнездами и линзами. Они располагаются в зонах диопсидовых скарнов, называемых рудными и залегающих в пачках доломитовых мраморов и кальцифиров. Простирание последних меридиональное, падение на восток под углами 50—70°, суммарная мощность на площади месторождения 260—370 м. Скарново-диопсидовые зоны, вмещающие лазуритовые тела, также ориентированы в субмеридиональном направлении (10—30°), но падают на запад под углами 40—70°. На месторождении известно девять таких лазуритовых зон протяженностью от 70 до 450 м при мощности 1—4 м. Скарны существенно диопсидовые, но изредка в них отмечаются нефелин и плагиоклаз. Основные минералы лазуритовых пород — лазурит, диопсид, скаполит (мариолит), пирит.

Афганский лазурит однороден по окраске и характеризуется красивым густо-синим цветом, вместе с тем распространены разновидности светло-синего и голубого цвета, нередко с зеленым оттенком. Лазуритовая порода обычно мелко- или скрытозернистая, плотная, легко принимает полировку. Зерна пирита придают изделиям большую привлекательность и повышают их ценность. На мировом рынке в настоящее время афганский лазурит не имеет себе равных.

Месторождение Сары-Санг является крупнейшим в мире. Ежегодная добыча лазурита за последние несколько лет приведена выше, однако следует иметь в виду, что месторождение находится высоко в горах, труднодоступно и эксплуатируется только в летний период (июнь — сентябрь).

Чили

Чили — крупный поставщик лазурита на мировой рынок, что хорошо видно из приведенных выше данных (см. таблицу). К сожалению, существующая литература о чилийском лазурите очень скудна; сведения о его месторождениях, их геологии, минералогии и генезисе отсутствуют. Вместе с тем из кратких опубликованных данных (Кобышева-Поснова, 1937; Domeyko, 1897; Hintze, 1897; Mineral Grade Notes, 1962, 1966; Minerals Yearbook, 1963; Neues Jahrbuch..., 1852), обычно повторяющих друг друга, известно, что в высокогорной, восточной части чилийских Анд, в провинциях Кокимбо, Аконкагуа и Сантьяго имеется несколько месторождений лазурита. Они расположены на больших высотах (свыше 3000 м над уровнем моря) и могут разрабатываться лишь в течение летнего сезона.

В настоящее время в Чили эксплуатируется только одно лазуритовое месторождение — Карен, которое находится восточнее г. Овалье в истоках рек Виас и Касадело (притоки р. Рио-Гранде), на высоте 4500 м над уровнем моря, недалеко от границы с Аргентиной.

Лазуритовые породы в коренном залегании, приуроченные здесь к очень мощному пласту белого или серого мрамора, образуют тела различной величины и содержат кальцит и небольшую примесь пирита. В виде отдельных кусков лазурит встречается совместно с обломками других пород и во вторичном залегании — в осыпи, расположенной на небольшой площадке под коренным месторождением.

Лазуритоносные мраморы подстилаются сланцами и перекрываются железорудной породой с гранатом, выше которой залегают граниты, слагающие верхние части гор этого района.

Возраст лазуритоносных мраморов и прилегающих к ним пород неясен. Судя по геологической карте Чили масштаба 1:1 000 000, изданной в 1968 г. К. Фуллером и Х. Диасом, в районе рассматриваемого месторождения развиты мезозойские и третичные породы. Однако трудно распространять этот возраст на лазуритоносные мраморы и прилегающие к ним породы. На упомянутой карте к западу от месторождения показано непосредственное наложение мезозойских и более молодых пород на докембрийские образования. Следовательно, вполне возможно, что в верховьях рек Виас и Касадело вскрыты очень небольшие по площади участки докембрийских лазуритоносных пород, которые на карте масштаба 1:1 000 000 не могли быть показаны.

По другим лазуритовым месторождениям Чили никаких материалов в литературных источниках автором не встречено.

По имеющимся данным качество чилийского лазурита невысокое. Преобладают светло-голубые и зеленовато-голубые разновидности, хотя изредка встречаются синие и ярко-синие лазури-

ты (Кобышева-Поснова, 1937; Ферсман, 1960, 1961; Юдин и др., 1932). На мировом рынке чилийский лазурит ценится во много раз ниже афганского.

Масштабы лазуритовых месторождений Чили неясны, тем не менее разрабатываемое месторождение Карен является, по-видимому, значительным, поскольку цифры, приведенные выше (стр. 63), отражают добычу лазурита за последние годы только на этом месторождении.

Соединенные Штаты Америки

В настоящее время в США достоверно известны три лазури-топроявления, расположенных в штатах Колорадо, Калифорния и Вайоминг. Литература по этим месторождениям очень бедна; в ней приводятся лишь краткие общие сведения.

Наиболее значимое в США месторождение, открытое в 1939 г., находится в округе Ганнисон (Колорадо), в 16 км северо-западнее Кристид-Батт (Dozier, 1944; Industrial minerals a. rocks, 1960; Sinkankas, 1961). Здесь на высоте 3700 м над уровнем моря в мраморах с пиритом, прорванных диоритами, залегают три жилы лазурита мощностью 17—20 см. Лазуритовые породы месторождения темно-синие или синие с белыми пятнами диаметром до 2,5 см. Промышленная ценность месторождения неясна, хотя вполне очевидно, что масштабы его небольшие. Сведения об эксплуатации этого месторождения отсутствуют, однако опубликованные рекламные объявления о ценах на лазурит месторождения и ювелирные изделия из него свидетельствуют о проводившейся здесь добыче цветного камня (Rocks and Minerals, 1944).

Лазуритопроявление, расположенное в Калифорнии, не имеет промышленного значения. Оно находится в округе Сан-Бернардино, в 19 км от г. Апланда (Rogers, 1938; Sinkankas, 1961). Лазуритовые породы характеризуются синим или голубовато-серым цветом и слоистым строением, обусловленным чередованием маломощных прослоек и линзочек различных минералов. В частности, мощность лазуритовых прослоек и линзочек колеблется от 1 до 4 мм. В составе породы, помимо лазурита, участвует рассеянный пирит, в наибольших количествах присутствует диопсид, в некоторых образцах содержится много кальцита, который иногда полностью отсутствует, отмечается также примесь мусковита (по-видимому, флогопит.— М. Л.). В обнажениях полосчатая лазуритовая порода переходит в гнейсовидный мрамор. По имеющимся данным (Rogers, 1938), некоторое количество лазуритовой породы на этом рудопроявлении было все же добыто.

Находка лазурита в штате Вайоминг имеет только минералогическое значение. Лазурит связан здесь с соляным пластом формации Грин-Ривер и встречается в виде очень мелких зернистых включений среди бесцветных пластинчатых агрегатов талька, сапонита (?) и хлорита (Bradley, 1964).

Канада

Находки лазурита известны в двух районах Канады. В районе Неппен (округ Камберленд) в образцах керна галит-ангидритовой породы, извлеченной с глубины около 1230 м, обнаружены мелкие зерна синего лазурита в ассоциации с флюоритом и пиритом (Geology Canadian..., 1957). Вторая находка — на о-ве Баффинова Земля; здесь лазурит синего и светло-голубого цвета, содержит рассеянные зерна пирита (Sinkankas, 1961).

Бирма

О лазурите Бирмы в литературе имеются краткие упоминания (Coggin Brown, 1924; Ostwald, 1963). Он обнаружен в Даттау-Вэлли (Верхняя Бирма) и связан с толщей архейских метаморфических пород (мраморы, гнейсы), прорванной гранитами, пегматитами и аплитами. Мраморы содержат драгоценные камни (рубины, сапфиры и шпинели), графит, иногда флогопит. Среди метаморфических алюмосиликатных пород наиболее распространены авгитовые, энстатитовые и скаполитовые гнейсы, энстатитовые гранулиты, пироксениты, амфиболиты и лазурит-диопсид-эпидотовые породы. Отмечается, что мраморы находятся в тесной ассоциации с гнейсами и лазуритсодержащими породами и имеют с ними постепенные переходы.

Индия

Лазурит известен в двух штатах Индии — Кашмире и Мадхья-Прадеш (Bull. Geol. Surv. India, 1961). В Кашмире вблизи Гулабгарха расположено лазуритопроявление с темно-синей разновидностью камня. Светло-голубой прожилковый лазурит находится в районе Бхандры (штат Мадхья-Прадеш).

Южно-Африканская Республика

В ЮАР известно только одно лазуритопроявление, масштабы которого неясны. Оно находится в районе г. Апингтона и связано с архейским комплексом пород. Лазурит здесь темно-синий и синий с белыми пятнами (The mineral resources..., 1959).

Условия образования лазуритовых месторождений

Обзор лазуритоносных районов мира показывает, что все промышленные месторождения лазурита связаны с докембрийскими глубокометаморфизованными комплексами пород (гранулитовая и амфиболитовая фации метаморфизма). Они приурочены обычно к разрезам, в составе которых большую роль играют кристаллические доломиты. Месторождения залегают в мощных пластах доломитовых мраморов, включающих жильные и линзовидные тела гранитов, гранит-пегматитов, аплитов.

Генезис лазурита неоднократно обсуждался в литературе, и в разное время по этому вопросу высказывались различные представления (Воскобойникова, 1938; Ефимов, Суддеркин, 1967; Клушников, Попов, 1936; Коржинский, 1945, 1947, 1955; Смирнов, 1928; Ферсман, 1940; Хорева, 1955; Brögger, Bäckström, 1891).

Наиболее справедливой в настоящее время следует считать точку зрения Д. С. Коржинского, разработанную в результате детального изучения Слюдянского и Мало-Быстринского лазуритовых месторождений в Южном Прибайкалье (Коржинский, 1945, 1947, 1955). Он относит эти месторождения к контактово-реакционным образованиям, обусловленным метасоматическим взаимодействием химически неравновесных пород (доломитовых мраморов с алюмосиликатными породами) под воздействием высокотемпературных послемагматических растворов.

Аналогичные выводы были получены Б. Я. Хоревой по Ляджвардаринскому месторождению лазурита на Юго-Западном Памире (Хорева, 1955). Собранные нами материалы по Мало-Быстринскому и Ляджвардаринскому месторождениям не противоречат этим выводам и также указывают на контактово-реакционный характер их образования.

Метасоматическое взаимодействие алюмосиликатных пород (гранитов, гранит-пегматитов, аплитов) с доломитами выражается в образовании между этими породами отчетливых резко отграниченных зон, последовательность и минеральный состав которых рассматривались выше. Метасоматический характер пород, слагающих эти зоны, не вызывает сомнений и подтверждается прежде всего их развитием не только вдоль непосредственного контакта алюмосиликатной породы с доломитом, но и по трещинам в алюмосиликатных породах. Кроме того, постоянно наблюдаемые структуры и текстуры замещения одной зоны другой и наличие реликтов полевошпатовой породы или зерен калиевого полевого шпата в лазуритовой породе также указывают на метасоматическую природу лазуритовых и других пород, слагающих отдельные зоны. Породы всех зон образуются одновременно за счет замещения исходных контактирующих пород (алюмосиликатных и доломитов), что указывает на биметасоматический характер процесса. При этом зоны, расположенные между неизмененным гранит-пегматитом (гранитом или аплитом) и доломитом (см. колонки зон на стр. 65, 67 и 69), в том числе зоны лазуритовой породы, развиты за счет замещения гранита, гранит-пегматита или аплита; зона кальцифира образуется по доломиту.

Таким образом, лазуритовая порода представляет собой метасоматическое образование и является одной из закономерных зон замещения гранита, гранит-пегматита или аплита. Последнее свидетельствует о том, что лазуритообразование относится по времени проявления к послемагматическим процессам.

Биметасоматический характер лазуриитообразования означает, что парагенные минералы месторождений возникают в результате диффузионного взаимодействия компонентов реагирующих пород (алюмосиликатных с доломитами) при участии послемагматических растворов. При этом алюмосиликатные породы играют роль источника Al_2O_3 и SiO_2 , а доломиты — MgO и CaO , необходимых для образования лазурита и других минералов месторождений.

Тесная генетическая связь лазуриитообразования с доломитами подтверждается пространственной приуроченностью всех промышленных месторождений лазурита к мощным пластам доломитовых мраморов, что видно из обзора лазуриитоносных районов мира.

Данные о зональности, приводившиеся при характеристике Мало-Быстринского, Слюдянского и Ляджвардаринского месторождений (см. стр. 65—69), свидетельствуют о том, что в пределах одного и того же месторождения (или на разных месторождениях) в результате замещения пород одинакового состава (например, гранит-пегматитов или аплитов) могут образовываться различные по строению и минеральным парагенезисам типы метасоматической зональности.

Как было показано Д. С. Коржинским (1947) на примере изучения лазуриитовых месторождений Южного Прибайкалья, такое разнообразие типов метасоматической зональности и парагенезисов минералов обусловлено непостоянством химических потенциалов калия и натрия в растворах, действовавших на реагирующие породы. Так, наиболее распространенный на Мало-Быстринском и Ляджвардаринском месторождениях тип зональности, в котором к зоне диопсидизированного гранит-пегматита (или аплита) прилегает зона диопсид-лазуриитовой породы (лазуриит замещает здесь калиевый полевой шпат), образуется в условиях весьма высокой щелочности растворов. Характерный для Слюдянского месторождения тип зональности с зоной плагиоклазита или главколита (скаполита) между зонами микроклинита и диопсид-лазуриитовой породы возникает при высокой щелочности растворов. По-видимому, в условиях несколько пониженной щелочности растворов образуется зональность, включающая зону диопсид-шпиннелевой породы (см. стр. 66). Наконец, относительно редкий тип зональности с зоной кислого плагиоклаза, разделяющей зоны диопсидизированного гранит-пегматита и диопсид-лазуриитовой породы (см. стр. 66), возникает в условиях промежуточной щелочности растворов (т. е. между высокой и весьма высокой щелочностью).

Таким образом, необходимым условием для образования лазуриитовых месторождений, помимо благоприятной геологической обстановки, является высокая щелочность растворов, действующих на химически неравновесные породы (алюмосиликатные и доломиты).

Вместе с тем высокое содержание в минерале лазурите сульфатной и сульфидной серы, постоянное присутствие пирита в лазуритовой и других метасоматических породах и, наконец, наличие сероводорода в метасоматитах и вмещающих доломитах — все это указывает на активное участие серы и ее важную роль в процессе лазуритообразования. Известные находки лазурита в соленосных отложениях с ангидритом (Bradley, 1964; *Geology Canadian...*, 1957) служат в определенной мере подтверждением этих предположений.

Проведенные недавно исследования изотопного состава серы в минералах Мало-Быстринского и Ляджвардаринского месторождений лазурита показали первично-осадочное ее происхождение (Виноградов, Лицарев, 1972). Предполагается, что первоисточником серы явились осадочные сульфаты, вероятно, содержавшиеся в разрезе исходных карбонатных отложений. Авторы указанной работы полагают, что повышенные содержания сульфатной серы в доломитовых мраморах и наличие среди них сероводородсодержащих разностей (так называемых вонючих доломитов) могут служить при благоприятной геологической обстановке важным поисковым признаком на лазурит.

Анализ имеющихся данных показывает, что интенсивность процесса лазуритизации алюмосиликатных пород была различной на разных месторождениях. Это отчетливо выражается прежде всего в мощностях зон лазуритовых пород. Так, на Слюдянском месторождении лазуритизация гранит-пегматита проявлена слабо, и мощность зоны лазуритовой породы редко превышает здесь 20 см. На Мало-Быстринском месторождении интенсивность метасоматических процессов была гораздо большей, в связи с чем мощность зон лазуритовых пород достигает нескольких десятков сантиметров. Как следует из литературных источников, на этом месторождении встречались довольно крупные валуны лазурита, не содержащие реликтов замещаемой породы. Следовательно, в ряде случаев небольшие тела (или отдельные блоки) гранитов или гранит-пегматитов полностью замещались здесь лазуритовой породой. На месторождении Ляджвардаринском и, по-видимому, Сары-Санг процесс лазуритизации алюмосиликатных пород был также весьма интенсивным.

Состояние и перспективы расширения сырьевой базы лазурита в СССР

Известные на территории Советского Союза месторождения и проявления лазурита сосредоточены, как отмечалось, в двух районах — в Южном Прибайкалье и на Юго-Западном Памире.

Географо-экономические условия месторождений этих районов резко различны.

Все лазуритовые точки Южного Прибайкалья сравнительно

легко доступны. Они расположены не далее 15—20 км от автомобильных дорог; к известному Мало-Быстринскому месторождению подходит дорога, проходимая для автомашин; самое удаленное лазуритопроявление района находится примерно в 40—50 км от железной дороги. Разработка месторождений возможна круглый год.

Ляджвардаринское лазуритовое месторождение на Юго-Западном Памире, в отличие от южноприбайкальских месторождений, чрезвычайно труднодоступно. Оно находится высоко в горах (около 4500 м над уровнем моря), удалено на 40 км от автодороги и отстоит от ближайшей железной дороги на расстоянии свыше 500 км; месторождение может разрабатываться только в летнее время.

Таким образом, месторождения Южного Прибайкалья (в том числе Мало-Быстринское) находятся в более выгодных географо-экономических условиях по сравнению с Ляджвардаринским месторождением. Вместе с тем качество ляджвардаринского лазурита считается, как уже отмечалось, выше, чем у байкальского. Все это, несомненно, будет играть определенную роль при оценке промышленной значимости сравниваемых месторождений.

В настоящее время в СССР эксплуатируется только одно Мало-Быстринское месторождение лазурита, которое собственно и обеспечивает отечественное ювелирно-камнерезное производство этим видом цветного поделочного камня. Учитывая несопоставимые географо-экономические условия рассматриваемых лазуритоносных районов, можно предполагать, что в ближайшие годы Южное Прибайкалье по-прежнему будет являться основной сырьевой базой лазурита.

Растущий интерес к цветным камням и связанное с этим расширение производства сувениров и ювелирных изделий требует создания надежной минерально-сырьевой базы лазурита для ювелирно-камнерезной промышленности. С одной стороны, это в определенной мере возможно за счет ревизии уже известных месторождений и лазуритопроявлений, а также в результате эффективных поисков новых месторождений в пределах известных лазуритоносных районов, а с другой, — за счет выявления новых регионов, благоприятных в отношении лазуритоносности.

Наиболее перспективными районами в отношении выявления новых месторождений лазурита являются Южное Прибайкалье и Юго-Западный Памир.

Благоприятными площадями для поисков месторождений в Южном Прибайкалье следует считать участки, сложенные породами слюдянской толщи, среди которых преобладают доломитовые мраморы.

В связи с этим особое внимание при поисках необходимо уделять тем доломитсодержащим горизонтам, с которыми связаны уже известные в этом районе лазуритопроявления.

Нахождение новых месторождений лазурита на территории Юго-Западного Памира представляется также вполне вероятным, причем наиболее перспективными поисковыми участками являются площади, сложенные породами горанской свиты. По сведениям местных жителей, приведенным в работах С. И. Клунникова и А. И. Попова (1936), Г. Л. Юдина и др. (1932), лазурит имеется в сае, впадающем в р. Пяндж у кишлака Рин, в долине р. Дарай-Зерев и в верховьях рек Гармчашмы и Дарай-Кухи-лал. Кроме того, автором в 1957 г. в левом борту верховьев долины р. Ляджвардары, примерно в 2 км юго-западнее Ляджвардаринского лазуритового месторождения в осыпи был обнаружен валун лазурита диаметром 17—20 см. В 1969 г. в русле р. Хэддары (левый приток р. Ляджвардары), в 0,3—0,4 км от ее устья автором совместно с Н. В. Кисляковым была найдена галька лазурита. Все эти точки находятся на площади выхода пород горанской свиты, но это не исключает возможностей обнаружения новых лазуритопроявлений и в других свитах ваханской серии.

Геологические перспективы выделения новых лазуритоносных районов на территории СССР представляются хорошими. Исходя из фактических данных обзора лазуритоносных районов мира и представлений о генезисе лазурита, а также учитывая некоторые общие закономерные факторы размещения и локализации лазуритовых месторождений (постоянная связь промышленных месторождений с докембрийскими гранито-гнейсовыми комплексами, приуроченность месторождений к разрезам метаморфических пород, насыщенным доломитовыми мраморами, залегание месторождений в мощных пластах кристаллических доломитов, включающих жилы и линзы гранитов, гранит-пегматитов и аплитов), на территории СССР можно выделить несколько геологоструктурных регионов, благоприятных в отношении лазуритоносности. Прежде всего к ним следует отнести Алданский щит и Анабарский кристаллический массив, сложенные породами архейского алдано-слюдянского комплекса, с которым связаны известные лазуритовые месторождения Южного Прибайкалья. Хотя на Алданском щите и Анабарском массиве лазуритопроявления не известны, общие геолого-петрологические данные позволяют рассматривать эти районы потенциально-перспективными на лазурит. В пределах Алданского щита наиболее благоприятным районом является, по-видимому, междуречье Тимптон — Учур, сложенное породами джелтулинской серии, среди которых широко распространены мраморы и кальцифиры. На Анабарском массиве представляют интерес площади, сложенные породами хапчанской серии, в составе которой в существенных количествах содержатся мраморы и кальцифиры. Потенциально перспективными следует считать также и некоторые другие районы Восточной Сибири, в которых распространены породы архейского алдано-слюдянского

го комплекса: южная часть Енисейского кряжа; отдельные участки Восточного Саяна, где развиты архейские образования, сопоставляемые со слюдянской толщей, некоторые области Байкальской складчатой системы (Олекмо-Витимское междуречье в верхней и средней частях, выходы архейских пород между р. Витимом и оз. Байкал). В Европейской части СССР благоприятны на лазурит следует считать докембрийские метаморфические толщи Украины, включающие пласты магнезиально-карбонатных пород.

В заключение необходимо отметить, что создание надежной минерально-сырьевой базы лазуритового камня для ювелирно-камнерезной промышленности СССР ставит перед геологической службой вполне определенные задачи практического и научного значения. Представляется, что в ближайшие годы прежде всего должны быть завершены ревизионные работы на известных лазуритопроявлениях Южного Прибайкалья и Юго-Западного Памира и дана их оценка. Параллельно необходима организация широких поисковых и поисково-разведочных работ в перспективных районах. Рациональное направление поисков и успешное их проведение невозможны без знания особенностей образования и закономерностей размещения месторождений лазурита. Решению этих проблем и должны быть подчинены дальнейшие научные исследования.

Л и т е р а т у р а

- Виноградов В. И., Лицарев М. А. Изотопный состав серы и некоторые особенности образования лазурита.— В сб. «Геохимия и минералогия серы». Изд-во «Наука», 1972.
- Воскобойникова Н. В. К минералогии слюдянского месторождения лазурита.— Записки Всерос. мин. об-ва, 1938, ч. 67. Геологическое строение СССР, т. 1. Стратиграфия. Изд-во «Недра», 1968.
- Ефимов П. А., Суддеркин А. И. Месторождение ляпис-лазури Сары-Санг в Северном Афганистане.— Вестник АН КазССР, 1967, № 8 (268).
- Кузнецов С. И., Попов А. И. Метаморфические толщи Юго-Западного Памира.— Труды Таджикско-Памирской экспед., 1936, вып. 69.
- Кобышева-Поснова М. М. Микрохимический анализ ляпис-лазури из Ovalle (Чили).— Изв. Новочеркас. индустр. ин-та, 1937, 3 (17).
- Коржинский Д. С. Закономерности ассоциации минералов в породах архея Восточной Сибири.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1945, вып. 61.
- Коржинский Д. С. Биметасоматические флогопитовые и лазуритовые месторождения архея Прибайкалья.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1947, вып. 29.
- Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов.— В кн. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». Изд-во АН СССР, 1955.
- Мирзод С. Х., Колчанов В. П., Манучарянц О. А. Афганистан (краткие сведения о геологическом строении и полезных ископаемых).— Бюлл. МОИП, новая серия, 1968, 72.
- Новгородский О. В оправе забвения.— Сельская молодежь, 1968, № 9.
- Полякова Е. Д. Лазуриты Южного Прибайкалья.— Труды Всес. геол.-разв. объедин., 1932, вып. 244.
- Смирнов С. С. Материалы к геологии и минералогии Южного Прибайкалья.— Материалы по общей и прикл. геол., 1928, вып. 83.
- Ферсман А. Е. Пегматиты, т. I. М.— Л., 1940.
- Ферсман А. Е. Вспоминания о камне. Изд-во АН СССР, 1960.
- Ферсман А. Е. Рассказы о самоцветах Изд-во АН СССР, 1961.
- Ферсман А. Е. Избранные труды, т. VII. Изд-во АН СССР, 1962.
- Хорев В. Я. Парагенетический анализ минеральных ассоциаций одного лазуритового месторождения.— Материалы ВСЕГЕИ, новая серия, 1955, вып. 4.
- Юдин Г. Л., Хабаков А. В., Лукницкий П. Н. Месторождение ляпис-лазури на Памире.— В кн. «Памирская экспедиция 1930 г.» Л., изд-во АН СССР, 1932.
- Blaise J., Cesbron F. Données minéralogiques et pétrographiques sur le gisement de lapis-lazuli de Sar-e-Sang, Hindou-Kouch, Afghanistan.— Bull. Soc. Franc. min. cristal., 1966, 89, N 3.

- Bradley W. H.** Lazurite, talc and chlorite in the Green River formation of Wyoming.— *Amer. Min.*, 1964, 49, № 5—6.
- Brögger W. C., Bäckström H.** Die Mineralien der Granat-gruppe.— *Z. Krust. Min.*, 1891, 18.
- Bulletins of the Geological Survey of India, 1961, ser. A, № 18.
- Coggin Brown J.** A geographical classification of the Mineral deposits of Burma.— *Records Geol. Surv. India*, 1924, 56, pt. 1.
- Domeyko I.** Mineralogia, t. 3, pt. 2.— *Minerales nometalicos*. Santiago de Chile, 1897.
- Dozier O. Carl** (Anderson and his lapis lazuli mine in Colorado.— *Rocks mine.*, 1944, 19, № 2.
- Hintze C.** Handbuch der Mineralogie. Leipzig (Verlag von viet und comp.), Bd. II, H. 2, 1897.
- Industrial minerals and rocks. N. Y., 1960.
- Lapparent A. F., Bariand P., Blaise I.** Une visite au gisement de lapis de Sar-e-Sang (Hindou-Kouch, Afghanistan).— *Compt. rend. Soc. géol. France*, 1965, № 2, 30.
- Mineral Trade Notes, v. 55, № 3, Washington, 1962.
- Mineral Trade Notes, v. 63, № 4, Washington, 1966.
- Minerals Yearbook*, v. IV, Washington, 1963.
- Minerals Yearbook*, v. IV, Washington, 1965.
- Minerals Yearbook*, v. IV, Washington, 1967.
- Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geognosie, Geologie und Petrefakten-Kunde; Jahrgang, 1852, Stuttgart, 1852.
- Ostwald I.** Some notes of the mineralogy of lapis-lazuli.— *J. Gemmology*, 1963, 9, № 3.
- Rocks and Minerals*, v. 19, № 2, 1944.
- Rogers A. F.** Lapis lazuli from San Bernardino County, California.— *Amer. Min.*, 1938, 23, № 2.
- Sinkankas I.** Gemstones of North America, N. Y., London, 1961.
- The Geology of Canadian Industrial Mineral Deposits. Ottawa, 1957.
- The mineral resources of the Union of South Africa. Pretoria, 1959.

ЖАДЕИТИТЫ

Мономинеральные жадеитовые породы (жадеититы) относятся к разряду поделочных камней первого класса, называемых камнерезами и гранильщиками жадами (jade). Жадеититы благодаря их исключительной вязкости, прочности, декоративным качествам и способности легко принимать полировку издавна используются наряду с нефритами в качестве ценного поделочного камня. На территории Советского Союза находки жадеититов стали известны только в последнее десятилетие, а потому в нашей камнерезной промышленности и технике жадеититы еще не нашли широкого применения.

В настоящее время жадеититы известны в трех районах Советского Союза: в Центральном Казахстане (Северное Прибалхашье), на Полярном Урале (Хараматовско-Войкарский район) и в Западном Саяне (хр. Борус). Месторождения жадеититов за рубежом также немногочисленны; они известны в Бирме, Японии, США (штат Калифорния) и в Гватемале.

В связи с редкостью месторождений мономинеральных жадеитовых пород жадеит рассматривали обычно в качестве составной части эклогитового пироксена-омфацита и мало обращали внимания как на минерал, образующий самостоятельные горные породы — жадеититы.

Жадеитовые месторождения были открыты в Японии и Калифорнии. В СССР геологи проявляют особый интерес к жадеиту как к порообразующему минералу, возникающему в особых геологических условиях. Во взглядах на происхождение жадеититов, залегающих во всех известных месторождениях в массивах серпентинизированных ультраосновных пород и генетически связанных с альбититами и альбит-амфиболовыми породами, намечались два направления. Одни исследователи (Roever, 1956; Москалева, 1958, 1960, 1962; Coleman, 1961 и др.), основываясь главным образом на геологических наблюдениях, отрицают роль высоких давлений в образовании жадеититов, другие (Соболев, 1955, 1960; Добрецов, 1963), — отдавая предпочтение экспериментальным данным, связывают образование жадеититов с метаморфизмом пород в эклогитовой фации и считают, что вопросы генезиса жадеититов помогают выяснить роль высоких давлений при геологических процессах, в частности при метаморфизме (До-

брецов, 1963). Таким образом, значение жадеита как показателя *РТ*-условий метаморфических процессов способствовало тому, что обнаруженные на территории СССР месторождения жадеитов привлекли внимание исследователей и к настоящему времени достаточно охарактеризованы в литературе (Москалева, 1958, 1960, 1962; Морковкина, 1960; Добрецов, 1963 и др.).

Прежде чем перейти к характеристике жадеитовых месторождений СССР, представляется целесообразным предпослать исторические сведения, касающиеся изучения минерала жадеита.

История жадеита, так же как и нефрита, с которым он долгое время объединялся под общим названием жад, уходит в глубокую древность. В Европе и в Америке во время раскопок археологами было найдено множество неолитических орудий и инструментов, сделанных из жада. Жад лучше, чем какой-либо другой камень, выдерживал длительное употребление; изделия из него, практически неизнашиваемые, передавались из поколения в поколение.

Позднее, с развитием человеческой культуры, свойства жада использовались художниками и камнерезами. Изделия из жада в древности ценились очень высоко и вызывали ряд суеверий как на Западе, так и на Востоке. Так, например, по свидетельству завоевателя Мексики Кортеса (Barber, 1954), индейцы Нового Света ценили некоторые зеленые камни дороже золота, а сделанные из них амулеты употребляли для лечения многих болезней. Кортес описал этот зеленый камень как «*pedras de ujada*». В Европе это длинное название не прижилось и вскоре оно было упрощено до термина «*jade*», который приобрел универсальность почти во всех европейских языках. Культ жада был настолько велик, что даже философы древнего Китая верили в его благотворное влияние и сделали его символом ряда добродетелей. В Китае в течение около трех тысячелетий зеленый жад (нефрит) был весьма почитаемым и даже священным камнем, пока не был вытеснен красивой светлой кристаллической породой, найденной в Верхней Бирме. Этому новому жаду, который в течение первого тысячелетия н. э. был достоянием только императорских дворцов Китая, китайцы дали название «ю фэй чи». Когда же новый жад стал добываться в более значительном количестве в Бирме, то через торговцев стал проникать и в Европу.

В середине XIX столетия французский минералог А. Дамур (Damour, 1863) установил, что под общим термином жад объединяются образцы двух минералов: плотный компактный амфибол, представляющий собой известково-магнезиально-железистый силикат (актинолит), называемый нефритом, и пироксен, очень похожий на него по физическим свойствам, но резко отличный по химическому составу ($\text{Na}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 4\text{SiO}_2$). Этот последний минерал и был назван Дамуром жадеитом.

Жадеит первоначально был известен только в Бирме, где его находили в речных валунах и в гальках конгломератов. Только

в 1871 г. в Верхней Бирме, в округе Мьиткына, на плато Тау-мау были открыты коренные месторождения жадеитовых пород, вскоре получившие мировую известность. Эти месторождения, представляющие собой жиллообразные и линзовидные тела мономинеральной жадеитовой породы (жадеитита), залегающие среди серпентинитов мелового возраста, неоднократно описывались в литературе (Noetling, 1893; Bauer, 1895; Bleeck, 1907; Lacroix, 1930; Chhibber, 1934 и др.). Все исследователи бирманских месторождений подчеркивают постоянную ассоциацию жадеита с альбитом и большинство из них считает (Блик, Лакруа, Чхиббер), что жадеититы возникли за счет метаморфизма альбит-нефелиновых пород, хотя определенные указания на парагенезис жадеита с нефелином отсутствуют. До последнего времени Бирма была единственной страной, добывающей жадеитит. Согласно официальным данным (Chhibber, 1934) около 25% добываемого в Бирме жадеитита потребляется внутри страны, а остальные 75% экспортируются в Китай, где на многочисленных камнерезных фабриках из бирманского жадеитита изготавливаются высокохудожественные изделия.

Сходными с бирманскими месторождениями являются месторождения жадеита в Японии, открытые в 1939 г. близ дер. Котакки, в префектуре Ниигата, краткие описания их имеются в работах японских геологов (Kawano, 1939; Omori, 1939; Iwao, 1953). Эти месторождения залегают в серпентинитовом массиве, содержащем много плагиоаплитовых жил. В некоторых из этих жил присутствует жадеит, ассоциирующийся с анальцитом, тремолитом, актинолитом,grossуляром, флогопитом, везувианом и другими минералами. Японские геологи подчеркивают отсутствие здесь нефелина. Японские жадеититы характеризуются низким качеством и считаются малопригодными для камнерезных изделий, так как они содержат включения и полоски альбита, тремолита и актинолита (Barber, 1954).

Жадеититовые месторождения штата Калифорния в США открыты в 1950 г. Они находятся в округе Сан-Бенито, в верховьях каньона Клар-Крик. Описание этих месторождений приводится в работах Йодера и Честермана (Yoder, Chesterman, 1951). Минералогическая характеристика калифорнийских жадеитов и жадеититов имеется в статьях Вольфа (Wolfe, 1955) и Коулмена (Coleman, 1956). Месторождения жадеита в Калифорнии приурочены к одному из серпентинитовых массивов Калифорнийского пояса, залегающему среди верхнемеловых отложений. Жадеититы слагают линзообразные и жиллоподобные тела размером от 15 до 60 м в длину. С жадеитом в этих телах ассоциируются альбит, натролит, анальцит, пектолит, grossуляр, тремолит, актинолит, тальк и везувиан. Жадеитит из месторождений штата Сан-Бенито в Калифорнии по качеству уступает лучшим сортам бирманских жадеититов. Тем не менее эти место-

рождения уже привлекли внимание компании «International Gem Company», которая использует жадеиты наряду с недавно открытыми в округе Мэрин в Калифорнии нефритами (Chesterman, 1951) для различных ювелирных и камнерезных изделий. Указывается также, что прочность, вязкость и красота жадов (жадеита и нефрита) явились стимулом для дальнейших поисков месторождений в пределах Калифорнийского серпентинитового пояса, в северной части которого были найдены валуны жадеитов в долине р. Русской.

В литературе и в руководствах по минералогии имеются довольно многочисленные и разноречивые указания на находки жадеита в Тибете, Южном Китае, Мексике, Новой Зеландии, Югославии и в ряде других мест. Однако в этих указаниях имеется большая неопределенность, так как жадеит раньше отождествляли с нефритом под общим названием жад. Так, например, жадеиты из гор Куэнь-Луня, описанные И. В. Мушкетовым, в действительности оказались светлыми нефритами.

Блик (Bleesck, 1907) указывает, что жадеиты, которым приписывалось происхождение из Тибета (Китай), на самом деле были вывезены из Бирмы. Из всех указаний заслуживает внимания описание Тучаном (Tusan, 1929) достоверной находки валуна жадеита в Южной Сербии. Известные по описанию Ревера (Roeveger, 1956) жадеитсодержащие породы на о-ве Целебес залегают в других геологических условиях и не представляют интереса как полезное ископаемое.

На территории Советского Союза наиболее интересными и хорошо изученными являются месторождения жадеитов в Северном Прибалхашье, которые относятся к тому же генетическому типу, что и все зарубежные жадеитовые месторождения, причем они почти во всех деталях сходны с месторождениями Верхней Бирмы. Впервые на присутствие в Северном Прибалхашье валунов нефритоподобных пород красивого голубовато-зеленого цвета обратил внимание М. П. Русаков (1932). Собственно жадеит в этом районе был установлен в 1937 г. В. С. Дмитриевским, который отметил, что жадеитовые породы залегают «небольшими пятнами» среди серпентинитов. Позднее северобалхашские жадеиты были изучены и детально описаны В. Н. Москалевой (1958, 1959, 1960, 1962). Жадеиты в Северном Прибалхашье приурочены к одному из наиболее крупных массивов ультраосновных пород — Кентерлаускому. Характерная черта этого массива — широкое развитие в нем малых тел гранитоидов и связанных с ними гидротермально-метасоматических образований, представленных плагиоклазитами, альбититами, альбит-рогообманковыми, альбит-жадеитовыми породами и мономинеральными жадеитами. На площади Кентерлауского массива известно несколько участков, где жадеиты слагают группы линзообразных и жилородных тел, залегающих преимущественно

в антигоритовых серпентинитах. Всего здесь зарегистрировано около 20 тел жадеитов и жадеит-альбитовых пород. Размеры этих тел колеблются от 5×1 до 60×15 м. В непосредственном контакте жадеитов и жадеит-альбитовых пород с серпентинитами развиты контактово-реакционные амфиболовые и вермикулитовые зоны. Вблизи тел жадеитов на поверхности серпентинитового массива встречаются валуны жадеитов с блестящей отполированной поверхностью, которые, вероятно, были приняты М. П. Русаковым за нефриты.

Прибалхашские жадеиты представляют собой чрезвычайно вязкие, плотные среднезернистые породы серовато-белого или серого цвета. Реже встречаются жадеиты, окрашенные в различные тона зеленого цвета — от изумрудного до темно-зеленого. Жадеит обладает полустеклянным блеском, перламутровым на плоскостях спайности. Удельный вес его колеблется от 3,21 до 3,30. Твердость жадеита 6,7 по шкале Мооса; жадеит не только царапает стекло, но и сам сопротивляется стальному напильнику.

При микроскопическом исследовании жадеиты обнаруживают гранобластовую, иногда гетеробластовую структуру с мозаичным сцеплением зерен, чем обусловлена высокая вязкость пород. Иногда жадеит развивается в лучистых тонкопризматических агрегатах, образуя сноповую структуру. Довольно часто наблюдается брекчиевидная (цементная) структура, обусловленная наличием обломков жадеитов, заключенных в мелкозернистой жадеитовой массе. Данные химического анализа и оптических констант жадеита (Москалева, 1962) показывают, что белые разности северо-балхашских жадеитов сложены почти чистым жадеитом (90—96% жадеитовой молекулы), а зеленые разности образованы жадеит-диопсидом, содержащим иногда примесь акмитовой молекулы. Произведенные в Центральной научно-исследовательской лаборатории камней-самоцветов предварительные испытания нескольких образцов жадеитов из Прибалхашья показали полную их пригодность для камнерезных изделий. Испытание прибалхашских жадеитов на временное сопротивление на раздавливание (в условиях свободного бегового расширения), произведенное в институте Теплоэлектропроект, показало, что их прочность достигает 12 т/см^2 , что в 6—10 раз превышает прочность гранита. По данным Бишоп (Bishop, 1906) и Блика (Bleesck, 1907), сопротивление на раздавливание бирманских жадеитов не превышает $6,5 \text{ т/см}^2$. Жадеит обладает слабой тепло- и электропроводностью и имеет низкий коэффициент теплового расширения; температура плавления его $1000\text{—}1060^\circ\text{C}$.

Ориентировочные запасы жадеитов в Северном Прибалхашье оцениваются в несколько десятков тысяч тонн (Москалева, 1969). Для сравнения можно привести официальные данные Чхиббера (Chhibber, 1934), согласно которым годовая добыча жадеита

в Бирме в период с 1914 по 1934 г. колебалась от 59,5 до 396 т, а суммарная добыча жадеита из бирманских месторождений за эти 20 лет составила около 3 тыс. т.

Данные детального изучения жадеитовых месторождений Северного Прибалхашья позволяют считать, что жадеиты возникли за счет гранитоидных тел (плагиигранитов, плагиаплитов, диоритов и др.), залегающих в серпентинитах, путем их перекристаллизации и метасоматического преобразования (десиликации) под влиянием послемагматических растворов, обладающих высокой концентрацией натрия (Москалева, 1960, 1962).

Значительно менее изучены жадеиты Полярного Урала, обнаруженные В. Ф. Морковкиной (1960) на северо-западном склоне хр. Пай-Ера в самой высокогорной и труднодоступной части хребта (Хараманталовско-Войкарский район). Жадеиты залегают здесь среди рассланцованных и серпентинизированных дунитов в виде двух небольших жилообразных тел, около которых наблюдается крупноглыбовая россыпь того же жадеитита. В контакте с жадеититами серпентинизированные дуниты амфиболизированы с развитием голубоватой щелочной роговой обманки типа арфведсонита. На участке развития жадеитов в серпентинитах находятся жилы плагиигранита, альбитита, кварц-мусковит-альбитовой и альбит-тремолитовой породы, а также участки актинолититов.

Все это указывает на близкую геологическую обстановку жадеитов с жадеитовыми месторождениями Северного Прибалхашья. Полярноуральские жадеиты имеют светлый голубовато-зеленый цвет и плотное мелкокристаллическое сложение. Порода однородная, вязкая, разбита параллелепидальной отдельностью. Химический состав и оптические свойства обнаруживают обычное сходство их с жадеитами других месторождений, особенно с прибалхашскими и бирманскими (Морковкина, 1960).

Жадеиты в Западном Саяне были обнаружены М. М. Юдиным (1959) в осевой части хр. Бורус и описаны позднее им (Юдин, 1963) и Н. Л. Добрецовым (1963). Метасоматические тела жадеитов и альбитов залегают здесь в массиве серпентинизированных ультраосновных пород. Так же, как и в других месторождениях, жадеитовые тела окружены реакционно-контактовыми зонами (амфибол-альбитовыми, актинолитовыми и др.). Жадеиты обнаруживают прямую или косвенную связь с телами плагиигранитов и кварцевых кератофиров, за счет которых они возникли путем сложных метасоматических преобразований. Среди саянских жадеитов преобладают светлые с серовато-зеленоватым или голубоватым оттенком в изломе, плотные, тяжелые разности, отличающиеся высокой вязкостью. Наряду с ними в значительной части тел широко развиты альбититы, содержащие анальцим, канкринит и отдельные чешуйки белой слюды в альбите. Химические анализы показывают, что мономинеральные жа-

демиты Западного Саяна сложены почти чистым жадеитом (85% жадеитовой молекулы), аналогичным жадеиту других месторождений (Прибалхашье, Бирма, Япония). Специальных испытаний механических свойств саянских, так же как и полярноуральских, жадеитов не производилось.

Таким образом, наиболее интересные в практическом отношении из всех отечественных месторождений жадеитов являются пока месторождения Северного Прибалхашья. Исключительная прочность прибалхашских жадеитов при их относительно высокой твердости, а также другие благоприятные физические свойства позволяют считать, что эти жадеиты найдут применение не только в камнерезной, но и в инструментальной промышленности, в приборостроении и в других областях техники, где требуются особо вязкие, твердые и хорошо полирующиеся природные материалы. Прибалхашские жадеитовые месторождения находятся к тому же и в наиболее благоприятных для эксплуатации условиях.

Литература

- Добрецов Н. Л. Минералогия, петрография и генезис гипербазитов, жадеитов и альбитов хр. Бору (Западный Саян). — В кн. «Материалы по генетич. и экспер. мин.», т. 1. Новосибирск, 1963.
- Морковкина В. Ф. Жадеиты в гипербазитах Полярного Урала. — Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 4.
- Москалева В. Н. Жадеиты Северного Прибалхашья. — Бюлл. НТИ, 1958, № 2 (11).
- Москалева В. Н. Интрузия ультраосновных и основных пород Северного Прибалхашья и их полезные ископаемые. Л., 1959.
- Москалева В. Н. К проблеме жадеита. — Геол. рудных месторожд., 1960, № 1.
- Москалева В. Н. Жадеит «Самодивей». — Бюлл. техн.-эконом. информ., ЦНИЛКС; 1961, № 1.
- Москалева В. Н. К минералогии прибалхашских жадеитов. — Записки Всес. мин. об-ва, 1962, ч. 91, вып. 1.
- Русakov М. П. Геологический очерк Прибалхашья и полезные ископаемые района. Цветметиздат, 1962.
- Соболев В. С. О роли давления при минералообразовании. — Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1955, № 9.
- Соболев В. С. Роль высоких давлений при метаморфизме. — В сб. «Доклады сов. геологов на XXI сессии МГК. Гранитогнейсы». Изд-во АН УССР, 1960.
- Юдин М. И. Дуниты хр. Бору и их происхождение. — Изв. АН СССР, серия геол., 1959, № 2.
- Юдин М. И. Жадеитовые и натролитовые породы в гипербазитах хр. Бору (Западный Саян). — Изв. АН СССР, серия геол., 1963, № 4.
- Barber R. I. The nature of jade. — *Gems and Gemology*, 1954, 8, № 2.
- Bauer M. On the jadeite and other rocks from Tawmawin Upper Burma. — *India Geol. Surv. Records*, 1895, 28.
- Bishop H. R. Investigations and studies in jade. New York, Privately printed, 1906.
- Bleek A. W. Die Jadeit-lagerstätten in Upper Burma. — *Z. prakt. Geologie*, 1907, 2.
- Chesterman C. W. Nephrite in Marin county, California. Spec. report, 10-B, Dep. Nat. Resources, 1951.
- Chhibber H. L. The mineral resources of Burma. London, 1934.
- Coleman R. G. Jadeite from San-Benito county, California. — *Gems and Gemology*, 1956, 8, N 11.
- Damour A. Notice et analyse sur le jade vert: réunion de cette matière minérale a la famille de wernerites. — *C. rend. Acad. Sci.*, 1863, 56.
- Iwao Sh. Albite and associated jadeite rock Kotaki district Japan. — *Geol. Surv. Japan*, 1953, № 153.
- Kawano V. A new occurrence of jade (jadeite) in Japan and its chemical properties. (Japan Assoc. Min., Petrol.). — *Econ. Geol.*, 1939, 22.
- Lauroix M. A. La jadeite de Birmanie: les roches qui elle constitue on que l'accompagne. Composition et origine. — *Bull. Soc. Franc. Min.*, 1930, 53, № 1-6.
- Noetling F. Not on the occurrence of jadeite in Upper Burma. — *Geol. Surv. India Records*, 1893, 26.
- Omo-i K. Optical properties of Japanese jade. — *Econ. Geol.*, 1939, 22.
- Roever W. P. Genesis of jadeite by low-grade metamorphism. — *Amer. J. Sci.*, 1956, 253.
- Tucan F. Jadeitit von Aljagica in Süderbien. — *Glasnik hrvatsk. prirodoslov. društva Zagreb*, 1929, lg. 41.
- Wolfe C. W. Crystallography of jadeite crystals from near Cloverdale, California. — *Amer. Min.*, 1955, 40.
- Yoder H. S., Chesterman C. W. Jadeite of San Benito county California, Nat. Res. St. Calif. Spes., Pap. № 10-c, 1951.

НОВОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ ЮВЕЛИРНЫХ И ТЕХНИЧЕСКИХ АГАТОВ НА УРАЛЕ

В 1965—1966 гг. геологопоисковыми работами на Урале впервые выявлено месторождение агатов, получившее название Магнитогорского. Оно расположено на восточном склоне Южного Урала, юго-западнее г. Магнитогорска.

Район месторождения расположен в переходной зоне от предгорий Урала к слабо волнистой равнине Зауралья. Однообразное степное пространство представляет слабобрасчлененное плато со средней высотой около 400 м над уровнем моря, с невысокими холмами и увалами. Самые низкие отметки: 330,0 м — урез воды р. Янгельск, 349,3 м — уровень Магнитогорского заводского пруда. Наибольшие отметки (454,5—458 м) имеют возвышенности, расположенные между г. Магнитогорском и пос. Янгельским. Возвышенности вытянуты в субмеридиональном направлении, соответственно простиранию слагающих их пород.

Обнаженность района крайне неравномерная. Обнажения палеозойских пород представлены разрозненными скальными выходами, отстоящими один от другого на 0,3—2 км. Естественные обнажения имеются по р. Янгельск и некоторым логам.

В строении района принимают участие породы палеозойского комплекса, на значительной части перекрытые мощным чехлом мезозойско-кайнозойских образований. Среди пород палеозоя встречаются вулканогенные, вулканогенно-осадочные и осадочные толщи среднего и верхнего карбона.

Агат приурочен к нижней подтолще вулканогенной толщи кизильской свиты, представленной плагиоклазовыми и пироксен-плагиоклазовыми порфиритами андезитового и андезито-базальтового состава с прослоями брекчиевых лав и туфов палеобазальтов, палеоандезитов, диабазов и порфиров трахилипаритового состава. Пространственно агат тяготеет к приконтактным зонам всяческого бока обеленных, небольших межпластовых сильно выветрелых черных риолито-дацитовых даек, залегающих среди толщи миндалекаменных лавовых пород трахилипаритового состава.

Риолито-дациты порфирово-базальтовой структуры, кайнотипного облика; порфировые вкрапленники в них представлены пироксеном и плагиоклазом. Основная масса сложена вулканическим стеклом с перлитовой текстурой, характерной для вулканических

стекло. Химический состав их следующий (в вес. %): SiO_2 69,7; Al_2O_3 12,74; TiO_2 0,22; Fe_2O_3 0,42; CaO 1,11; MgO 0,68; FeO 3,04; MnO 0,04; K_2O 1,6; Na_2O 3,15; S 0,07; P — сл.; CO_2 0,44 и п.п.п. 6,8.

Трахилипариты залегают в виде небольших покровов среди андезито-базальтовых порфиров. Это — светло-желтые, серые с зеленоватым оттенком породы с порфировыми выделениями плагиоклазов или без них. Иногда в трахилипаритах наблюдается флюидалность со слабо волнистыми полосами мощностью до 10 см.

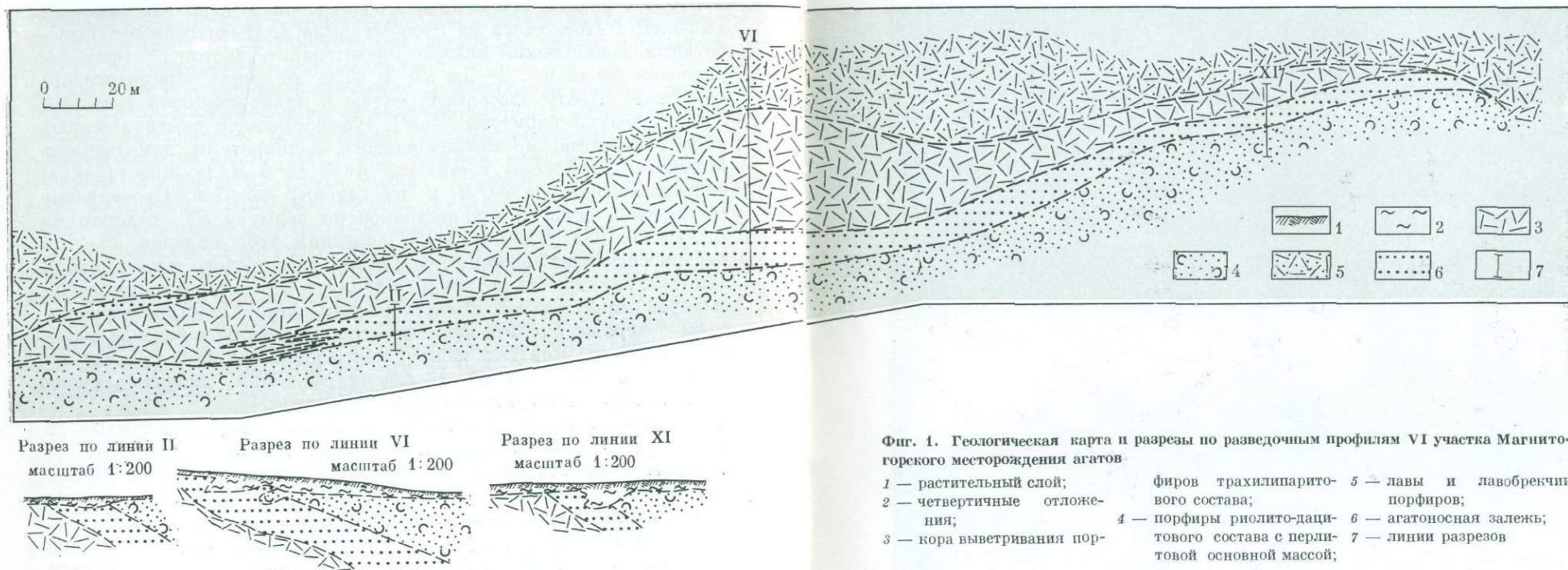
Всего в районе Магнитогорска было обнаружено 20 ореолов высыпок агатов, часть из которых была вскрыта горными выработками. Наибольший интерес представляет участок IV (фиг. 1), расположенный в 2,2—2,4 км к югу от пос. Приуральского (Молжив). Агаты здесь приурочены к приконтактной зоне обеленных трахилипаритовых лав и туфов с дайкой смоляно-черных риолито-дацитов, прослеживающейся в широтном направлении. Мощность этой зоны составляет от 2 до 6 м, по простиранию она прослежена на 400 м и на глубину до 7 м. Простирание агатоносной зоны северо-восточное по азимуту 80° , падение на юго-восток под углами $10\text{--}55^\circ$, средний угол падения $30\text{--}40^\circ$. Агатоносная зона сложена продуктами химического выветривания лав трахилипаритов и риолито-дацитов, представляющих собой рыхлую глинистую массу светло-серого цвета. Подстилающие породы — черные риолито-дациты — имеют смоляной блеск и раковистый излом. Контакт между агатоносной зоной и риолито-дацитами довольно четкий. К северу от дайки риолито-дацитов вскрыта кора выветривания трахилипаритов.

Округлые миндалины агата в обеленных лавах, выветрелых до глинистой массы, расположены в виде зон мощностью от нескольких сантиметров до 50—60 см. Расстояние между зонами колеблется от 10—20 см до 1 м. Залегают они согласно контакту с вмещающими породами, падение на юго-восток по азимуту 170° , под углом $10\text{--}40^\circ$. В разрезе миндалины имеют следующее строение: поверхностный слой составляет окременная яшмовидная лава, далее к центру миндалины идет слой светло-серого халцедона иногда с концентрическим полосатым рисунком. Центральная часть миндалины выполнена серым или молочным кварцем с пустоткой в середине миндалины, по стенкам которой развивается кристаллический кварц, иногда фиолетовый аметист. Встречаются миндалины, выполненные полностью одним халцедоном как с рисунком (ювелирный агат), так и без него (технический агат).

Содержание агата в зоне выветрелых лав весьма неравномерное: наибольшее количество их наблюдается в центральной части залежи. По мере удаления от центра залежи к ее флангам содержание агата уменьшается, уменьшается и размер миндалин.

Если в центральной части средняя величина их 10—15 см в поперечнике, то на флангах 5—8 см. Содержание агата-сырца колеблется от 0,5 до 100 кг/м³. Среднее содержание его по залежи составляет 22,7 кг/м³. Из агата сырца удалось получить: 11,8% технических и 6,46% декоративных агатов. Хорошими декоративными свойствами обладают агаты из ореола рассеивания над ага-тоносной зоной. Здесь встречаются различные по расцветке обломки и целые агатовые миндалины: желтые, оранжевые, коричневые и бурые разности с полосчатым концентрическим рисунком.

Технические сорта агатов представлены серым или голубоватым халцедоном без рисунка или со слабо выраженным расплывчатым рисунком. Сортные ювелирные агаты, как правило, имеют полосчатый рисунок с концентрическим расположением полос белого, серого, темно-серого и голубоватого тонов. Ширина этих полос от долей миллиметра до 3—5 мм, причем, чем тоньше полоски, тем декоративнее выглядит рисунок камня в полировке. Агаты с весьма тонкой полосчатостью имеют перламутровый блеск (рис. 4).



Фиг. 1. Геологическая карта и разрезы по разведочным профилям VI участка Магнитогорского месторождения агатов

- | | | |
|----------------------------|-------------------------|--------------------------|
| 1 — растительный слой; | фиров трахипарито- | 5 — лавы и лавобрекчии |
| 2 — четвертичные отложе- | вого состава; | порфиров; |
| ния; | 4 — порфиры риолито-да- | 6 — ага-тоносная залежь; |
| 3 — кора выветривания пор- | цового состава с перли- | 7 — линии разрезов |
| | товой основной массой; | |

По внешней форме агаты Магнитогорского месторождения можно разделить на миндалевидные, жильные и трубчатые. Наиболее распространен миндалевидный агат. Миндалины агата, покрытые коркой вмещающей породы, имеют шаровидную форму, но если с агата удалить корку, то на его поверхности виден ряд вогнутых полостей, каждая из которых покрыта концентрическими ребристыми выступами, напоминающими панцирь черепахи. Большинство таких миндалин имеет неправильную сплюснутую форму (фиг. 2). Образовались миндалины, по-видимому, при последовательном выполнении газово-жидких пустот в лавах (фиг. 3).

Особый колорит камню придает вмещающая «рубашка». Благодаря различному светопреломлению в периферических частях агат приобретает оранжево-красный, фиолетовый или сине-черный оттенки (рис. 5). Яркоокрашенная, с причудливым рисунком кремнистая корка вмещающей породы хорошо принимает полировку.

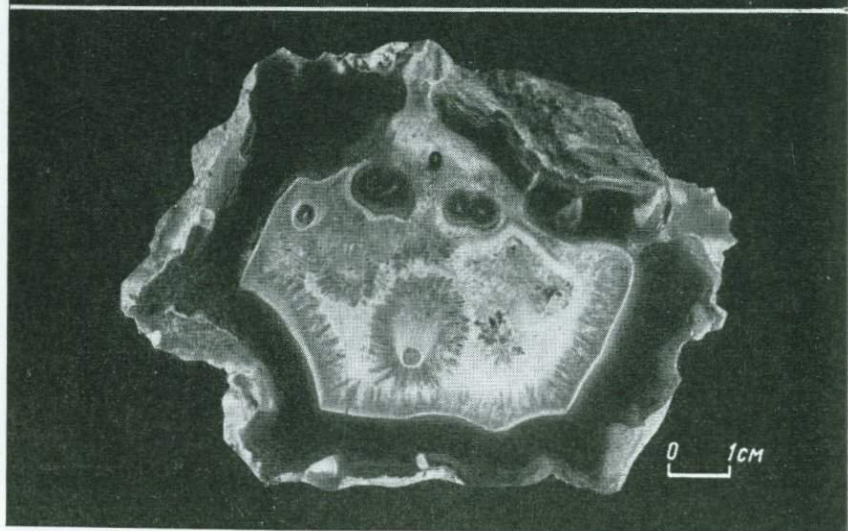
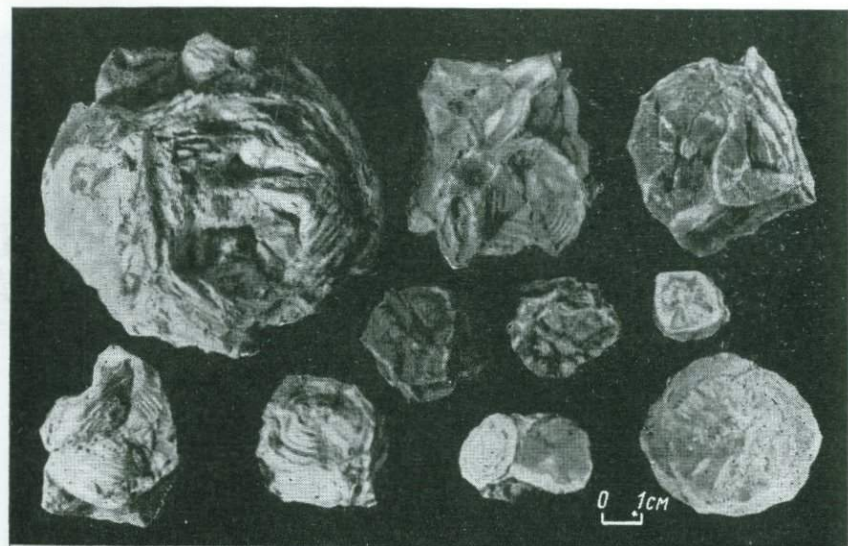
Миндалины, заполненные халцедоном, часто имеют пустотки, по стенкам которых расположены щетки горного хрусталя и изредка аметиста, что в сочетании с кремнистой коркой придает агатам Магнитогорского месторождения своеобразный декоративный вид. Из таких миндалин можно изготавливать прекрас-

ные сувениры. Магнитогорские агаты в отличие от агатов других известных месторождений благодаря своей оригинальной форме и своеобразной «рубашке» представляют интерес как весьма эффектный поделочный материал.

Для повышения декоративных качеств агата нами проведены опыты по искусственному окрашиванию его в различные цвета.

Фиг. 2. Формы агатовых образований

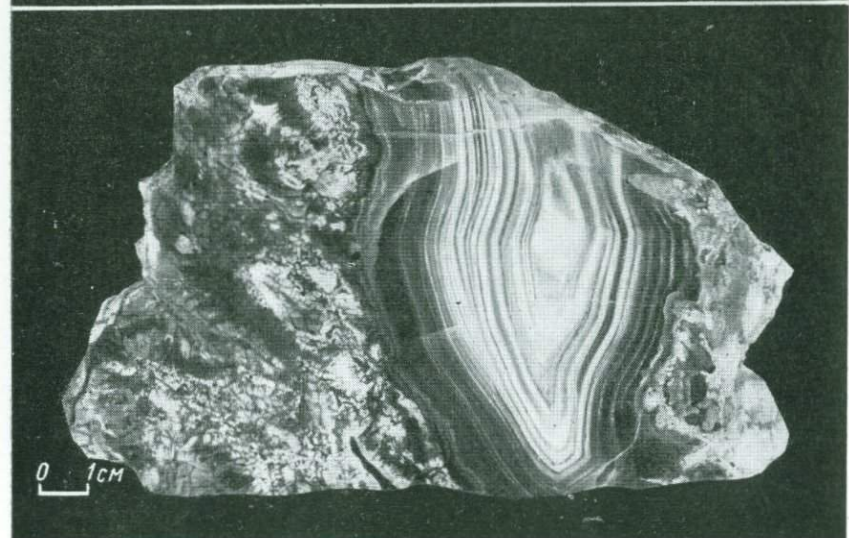
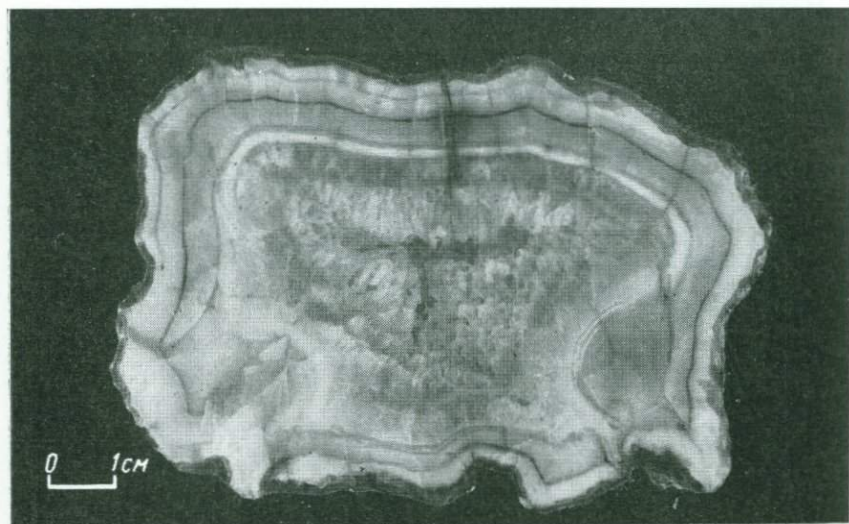
Фиг. 3. Внутреннее строение агатовой миндалины. В верхней части виден подводящий канал



Наиболее простой из них заключается в обработке агатов медом и серной кислотой. Суть метода состоит в том, что некоторые слои агата обладают свойством впитывать в себя мед или сахарный раствор, а затем при последующей обработке образца серной кислотой мед обугливается, и в этом месте образуется черная окраска агатов. Поскольку пропитываются не все слои, то

Фиг. 4. Агат тонкополосчатый, желтовато-серый с перламутровым блеском

Фиг. 5. Агат с коркой окремислой лавы порфиров (агат в «рубашке»)



окрашиванием выявляется полосчатая структура агата и появляется рисунок, в котором черные полосы чередуются с белыми

Образцы-плитки агата помещаются в раствор меда, где выдерживаются в течение 10 дней. После этого агат тщательно промывается в воде и помещается в концентрированную серную кислоту. После трехчасовой выдержки сосуд с кислотой и агатом нагревается до температуры 200°C. Остывшие плитки промываются в воде и просушиваются. Агаты Магнитогорского месторождения хорошо принимают окраску.

Перспективными районами для выявления новых точек распространения агата являются площади развития трахилипаритов к северу и к западу от г. Магнитогорска. Опыт, накопленный при изучении магнитогорского месторождения, помог открыть новую агатоносную залежь в районе пос. Зыряновка Курганской области. Агаты здесь рисунчатые, окрашены в розовый, желтый, голубоватый и серый цвета. Форма агатов аналогична форме магнитогорских агатов, но расцветка их более яркая.

Кроме того, недавно открыто проявление агата-хризопраза в районе г. Уфалей. Видимо, этот материал также будет представлять интерес как поделочный камень.

ТУЛДУНСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ ТЕХНИЧЕСКОГО И ЮВЕЛИРНОГО АГАТА

Находки цветных халцедонов в районе Еравнинских озер известны очень давно. А. Е. Ферсман в монографии «Драгоценные и цветные камни России», изданной в 1920 г., писал: «По-видимому, исключительно богатым агатами является Еравнинское озеро, на С.-З. от Читы (150 в), в Верхнеудинском округе. Здесь при впадении в озеро рек Тулдуна и Тунгузевки отмечается огромное количество гальки сердолика (красного и желтого). К сожалению, мы совершенно лишены геологических описаний этой местности, и, насколько мне известно, ни один минералог не посещал этих месторождений. Между тем те образцы, которые приходилось видеть в Музеях и, в частности в Музее Горного Института, рисуют поразительное богатство различными видами голубого (почти синего) халцедона, агата, сердолика густого кроваво-красного цвета и других разновидностей. Было бы весьма благодарной задачей посетить этот район и выяснить запасы, свойства и происхождение цветного камня» (стр. 273).

Однако еще долгое время эти указания А. Е. Ферсмана о необходимости изучения проявлений агата в районе Еравнинских озер оставались неосуществленными.

Только в 1934 г. В. П. Рыловникова по заданию треста «Цветные камни» провела изучение современных галечников нижнего течения р. Тулдун на ювелирные агаты и халцедоны. Научно-исследовательская лаборатория треста «Русские самоцветы» признала непригодными в качестве сырья для ювелирной промышленности халцедоны этого месторождения из-за мелкого размера (2—3 см) и трещиноватости несмотря на их высокие художественно-декоративные свойства. Отрицательная оценка месторождения, данная ему первыми исследователями, надолго задержала его изучение и освоение. До конца пятидесятых годов агаты и халцедоны этого района больше не привлекали внимания геологов.

В 1958 г. автором были обследованы не только приустьевые галечники р. Тулдун, но также и галечники в ее среднем и верхнем течении. Было установлено, что в среднем и верхнем течении р. Тулдун в современных галечниках размеры и концентрация халцедоновой гальки увеличиваются. Средние размеры цветной халцедоновой гальки (главным образом сердолика и сардера) здесь составляют 12—15 см, хотя спорадически встречается

ся и более крупная галька (до 20—25 см). Содержание халцедоновой гальки в современных галечниках достигает 1—2%. Эти россыпи были прослежены на расстоянии 12—15 км. Запасы халцедонов в современных россыпях среднего и верхнего течения р. Тулдун были оценены в несколько сотен тонн халцедоновой гальки, причем 15—20 т может быть подобрано с поверхности современных галечников без производства горных работ.

Кроме современных россыпей, в долине р. Тулдун и прилегающих районах были выявлены обширные поля развития древнечетвертичных галечников с более богатым, чем в современном аллювии, содержанием халцедоновой гальки и было высказано предположение, что современные россыпи халцедонов р. Тулдун в значительной мере образовались за счет перемыва этих древних галечников. Ввиду огромной площади развития древнечетвертичных галечников в районе запасы технического и ювелирного халцедона в бассейне р. Тулдун были оценены автором в несколько десятков тысяч тонн, и район верхнего и среднего течения р. Тулдун был рекомендован как весьма перспективный для поисков месторождений не только ювелирных, но и технических агатов. Размеры и свойства части халцедоновой гальки в этих россыпях позволяют рассматривать ее не только в качестве ювелирного, но и технического сырья.

На основании этих рекомендаций Забайкальская экспедиция Министерства геологии СССР в 1959—1960 гг. в бассейне р. Тулдун произвела поисково-разведочные работы, в результате которых в среднем течении реки было выявлено крупное россыпное месторождение технического и ювелирного агата.

В статье излагаются результаты изучения этого месторождения, проводившегося автором в период 1958—1962 гг., дополненные в ряде случаев материалами разведочных работ, проведенных на месторождении в 1959—1961 гг.

Геологическое строение месторождения

Агатовая галька встречается в современном аллювии почти на всем протяжении р. Тулдун, однако наиболее высокие ее концентрации наблюдаются в среднем течении, выше впадения наиболее крупного притока — рч. Байсы, т. е. в 10—15 км вверх по течению от устья.

Тулдун — это небольшая речка (фиг. 1), летом местами почти пересыхающая, длина ее около 40 км, начало берет с отрогов Витимского плоскогорья и впадает в Еравнинские озера. Наибольшей ширины р. Тулдун достигает в среднем течении (местами ширина превышает 10 м), а глубина в отдельных местах 1,2—1,5 м. Почти на всем протяжении река течет по пологому всхолмленному пенеплену, абсолютные отметки поверхности которого составляют в истоках около 1300 м, а в среднем течении —

930—950 м. Относительные превышения в среднем течении р. Тулдун составляют не более 50—70 м. Почти на всем протяжении, за исключением верховий, современное русло реки выработано в собственном аллювии, и коренные обнажения наблюдаются только в верхнем течении. В среднем течении долина р. Тулдун резко расширяется и сливается с поверхностью Еравнинской озерной впадины. Зимой речка полностью промерзает.

Бассейн р. Тулдун располагается на юго-западной окраине Витимского нагорья в северо-западной части крупной мезозойско-кайнозойской Еравнинской наложенной депрессии.

Наиболее древние породы, развитые в бассейне р. Тулдун (фиг. 2), — нижнекембрийские осадочные и вулканогенно-осадочные породы мылдыгенской свиты, представленные аркозовыми и кварцевыми песчаниками, сланцами и известняками, сменяющимися вверх по разрезу кислыми и щелочными эффузивами (альбитофиры, риолиты, кварцевые кератофиры) и их туфами. Мощность нижнекембрийских отложений в районе составляет около 2 км. Они слагают небольшой участок в верховьях р. Тулдун, их мощность здесь не превышает 100 м, углы падения 50—60°. Кембрийские породы здесь образуют останец кровли крупного гранитоидного массива нижнепалеозойского возраста.

Нижнепалеозойские гранитоиды (диориты, серые и розовые порфировидные граниты, граносиениты и сиениты) слагают крупное интрузивное тело в верховьях и среднем течении р. Тулдун, где на них сохранились реликты древней пенепленизированной поверхности, вероятно, мезозойского возраста с остатками каолиновой коры выветривания.

Нижнепалеозойские гранитоидные породы перекрываются толщей нижнемеловых эффузивно-осадочных пород эгитинской свиты, слагающей в бассейне р. Тулдун небольшие площади в среднем и верхнем течении реки. Мощность сохранившихся от размыва пород эгитинской свиты составляет здесь несколько десятков метров; представлены они липаритами, кварцевыми порфирами, трахитами и их туфами с прослоями туфосланцев, туфопесчаников и конгломератов.

В бассейне р. Тулдун и в прилежащих к нему районах Витимского плоскогорья широко развиты покровы базальтов и андезито-дацитов. Это самые молодые изверженные породы в районе. Возраст их точно не установлен, вероятнее всего, судя по молодости рельефа в районе развития базальтовых покровов, местами подпруживавших р. Тулдун и ее притоки, он может быть верхнетретичным — нижнечетвертичным, хотя и не исключено, что среди них присутствуют и более древние породы. Хороших обнажений базальтов в бассейне р. Тулдун почти нет. В верховьях реки развиты плотные, массивные крупно- и мелкопористые, а также миндалекаменные базальты черного, реже темно-серого и красно-бурого цвета. Под микроскопом плотные

их разности имеют интерсертальную, долеритовую или микролитовую структуры. Пористые и миндалекаменные разности характеризуются витрофировой и реже микролитовой и интерсертальной структурами.

Базальты долеритовой и интерсертальной структуры состоят из лейст лабрадора размерами 1—2 мм (60%), в промежутках между которыми располагаются более мелкие (0,1—0,5 мм) зерна оливина (10—12%), авгита (10—15%), магнетита и апатита (5 и 2% соответственно), погруженные в бурое, частично хлори-

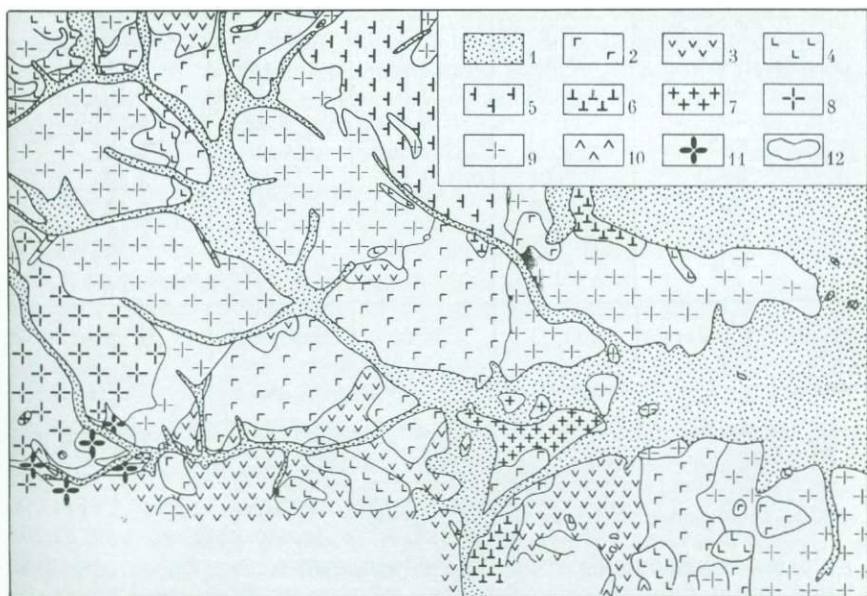


Фиг. 1. Тулдун в среднем течении

тизированное стекло, количество которого не превышает 10%. Вкрапленники оливина часто замещены серпентином или боулингом. Иногда в породе наблюдаются радиально-лучистые выделения карбоната, что находит отражение и в химическом составе породы (табл. 1) в виде повышенного содержания кальция и присутствия CO_2 . Микролитовые базальты содержат до 30% стекла, которое частично замещено карбонатом, микролиты представлены преимущественно основным плагиоклазом. В редко встречающихся миндалекаменных базальтах миндалины выполнены кварцем, халцедоном, хлоритом, цеолитами, арагонитом, кальцитом. Размер миндалин от 1—2 до 7—10 см в поперечнике. Как правило, они зональны. Внешние зоны выполнены хлоритом, карбонатом, цеолитами, а внутренние — халцедоном и кварцем.

Коренных выходов базальтов со значительной агатовой минерализацией в бассейне р. Тулдун не обнаружено. Во встреченных здесь плотных базальтах отмечаются отдельные трещинные зоны с агатовой минерализацией, а также небольшие участки миндале-

каменных базальтов, где халцедоном выполнены мелкие газовые пустоты. Пористые базальты образуют неправильные почти горизонтальные, небольшой мощности линзы в массивных базальтах. Очевидно, верхние части базальтовых потоков были размыты в процессе формирования древнечетвертичных россыпей, и к настоящему времени коренных обнажений миндалекаменных базальтов в бассейне р. Тулдун не сохранилось. В погребенной четвертичной россыпи, разведенной в среднем течении р. Тулдун, вместе с агатовой галькой в довольно большом количестве встре-



Фиг. 2. Схема геологического строения среднего течения р. Тулдун (по С. Д. Пашковской, Г. В. Барзилоевич, С. С. Кыча, А. М. Силютину, 1960)

- | | | |
|--|---|---|
| 1 — четвертичные аллювиальные отложения; | 4 — зжитинская эффузивная свита (Cr); | ниты и граносиениты (Pz_1); |
| 2 — базальты верхнетретичного четвертичного возраста мелко- и среднезернистые, плотные и пористые темно-серые; | 5 — метаморфизированные туфы кислого состава мыдылгенской свиты (Cm); | 8 — порфировидные граниты (Pz_1); |
| 3 — то же, черные; | 6 — среднезернистые сиениты (Pz_1); | 9 — джидинские розовые мелкозернистые граниты (Pz_1); |
| | 7 — серые и розовые гра- | 10 — дацитовые порфиры; |
| | | 11 — обломки пегматитов; |
| | | 12 — геологические границы |

чаются галька и валуны (размером до 40 см в поперечнике) миндалекаменных базальтов, аналогичных базальтам, обнажающимся в верховьях р. Тулдун, но с большим количеством мелких (до 3—4 см в поперечнике) газовых пузырей, большая часть которых минерализована халцедоном, арагонитом, кварцем, селадонитом. Как правило, агаты в коренных обнажениях никогда

Таблица 1
Состав базальтов Тулдунского месторождения

Компоненты	1*	2**	3 ***	4 ****
SiO ₂	52,08	65,65	73,96	73,01
TiO ₂	2,66	2,00	0,22	0,32
Al ₂ O ₃	16,54	13,35	13,34	13,46
Fe ₂ O ₃	2,88	7,10	1,86	1,72
FeO	6,85	1,23	Следы	Следы
MnO	Следы	0,03	0,01	0,01
MgO	2,48	0,30	0,46	0,70
CaO	5,74	3,40	1,22	1,50
K ₂ O	3,22	2,28	5,07	3,66
Na ₂ O	3,01	2,18	2,63	3,19
H ₂ O ⁻	0,25	0,92	0,31	0,89
H ₂ O ⁺	Не обн.	1,52	0,90	1,46
CO ₂	4,31	Не обнаружено		
С у м м а	100,02	99,96	99,68	99,92

Аналитик М. Г. Замуруева

* Плотный черный базальт из верхний р. Тулдун, содержит бедную агатовую минерализацию.

** Красный миндалекаменный базальт из древнечетвертичной россыпи р. Тулдун, содержит большое количество мелких агатовых миндалинов.

*** Базальт, обр. 4/53 из коренных обнажений верхний р. Тулдун **** Базальт, обр. 9а из коренных обнажений верхний р. Тулдун.

не бывают окрашены в желтые и красные цвета. Здесь преобладают серые и бесцветные разности халцедона. Как будет показано ниже, окрашивание агатов в красный и желтый цвет произошло после их образования (во время существования их в россыпи), причем наиболее интенсивно окрашены агаты в современных россыпях, образовавшихся за счет перемыва четвертичных россыпей. В погребенных четвертичных россыпях галька окрашена в красные и бурые тона заметно слабее.

Долина р. Тулдун выполнена четвертичными песчано-галечными отложениями пойменных террас и современными русловыми галечниками, образовавшимися за счет неоднократного перемыва более древних аллювиальных отложений. В верхнем течении развиты две надпойменные террасы: первая шириной от 500 до 700 м и высотой 2—3 м, и вторая — шириной до 500 м и высотой 7—8 м. В среднем течении р. Тулдун устанавливается еще одна более древняя терраса с более высоким гипсометрическим положением и не имеющая четко выраженного в рельефе уступа. Возраст ее условно считается древнечетвертичным.

Халцедоновая галька встречается на поверхности всех этих террас р. Тулдун, включая и наиболее высокую — древнечетвертичную. Наибольшая концентрация халцедона в современных и четвертичных отложениях наблюдается в среднем течении р. Тулдун между 18 и 23 км от устья. В аллювии рч. Байсы — наиболее крупного левого притока р. Тулдун — халцедоновая галька встречается только в самом нижнем течении. Мощность древнечетвертичного аллювия в среднем течении р. Тулдун не известна, но превышает 6 м. В процессе разведочных работ 1960 г. эти отложения были вскрыты серией шурфов (фиг. 3, 4), максимальная глубина которых составляла 6 м. На площади разведанного участка, приуроченного к древнечетвертичной террасе, располагающегося на левом берегу р. Тулдун, выдерживается следующий разрез древнечетвертичного аллювия.

Мощность, м

1. Под почвенно-растительным слоем идет горизонт песчано-глинисто-гравийных отложений, содержащих мелкую (2—4 см) гальку выветрелых гранитов, аплита, базальтов, трахитов и редкую гальку халцедонов, преимущественно красных и желтых расцветок, размером 5—6 см (до 10—12 см), приуроченную преимущественно к подошве слоя 1,2—1,3

2. Валуны различных изверженных пород погружены в песчано-глинистый материал. Валуны представлены главным образом окатанными гранитоидами, по составу аналогичными нижнепалеозойским гранитоидным породам, развитым в бассейне р. Тулдун. Здесь же встречаются многочисленная галька и реже валуны трахитоидных миндалекаменных базальтов серого и ярко-красного цвета. Как правило, базальты изменены процессами выветривания или гидротермальными процессами. В них во множестве встречаются халцедоновые мелкие (до 1—2 см) миндалины, окруженные с периферии хлоридовыми оторочками. Местами количество халцедоновых миндалин составляет 30—40% объема породы. Халцедоновая галька более крупная, чем в вышележащем слое, встречается преимущественно в верхней части горизонта, хотя в меньшей концентрации она содержится по всей мощности горизонта. Размеры ее достигают 15—20 см. Реже встречается крупная галька до 25—30 см и весом до 13 кг. Окрашена галька также преимущественно в желтые и красные тона, но меньшей интенсивности, чем в предыдущем слое и в современных галечниках р. Тулдун. Значительная часть гальки представлена светлоокрашенным слабо трещиноватым халцедоном. Окатанность гальки очень слабая, что свидетельствует о небольшом ее переносе от коренных источников. Обращает внимание очень плохая сортировка материала. Валунный материал погружен в песчано-глинистую массу, содержание которой составляет 40—60% от объема породы. Здесь же встречаются отдельные участки, состоящие из очень вязкой глины 1,5—1,7

3. Песчано-галечный горизонт, содержащий гравий и мелкую гальку. Материал по составу аналогичен первому слою, но содержание халцедоновой гальки очень незначительное 0,8—0,9
4. Валунно-галечный материал погружен в песчано-глинистую массу. Валуны представлены серыми и розовыми выветрелыми гранитами, реже серыми пузыристыми базальтами, содержащими редкие халцедоновые миндалы до нескольких сантиметров в поперечнике. Халцедоновая галька попадает в этой толще очень редко свыше 1,5

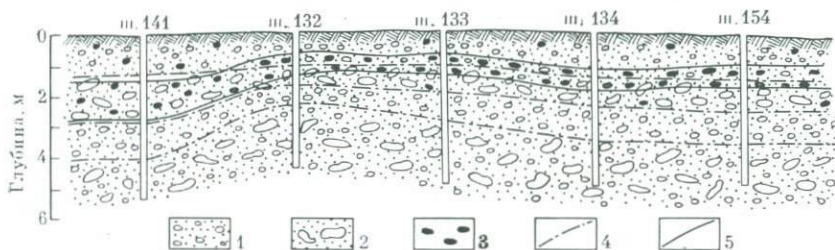


Фиг. 3. Разведочный карьер, вскрывший древнюю погребенную россыпь агатов в долине р. Тулдун

По данным, полученным в процессе разведки древнечетвертичной россыпи в среднем течении р. Тулдун, проведенной в 1959—1960 гг. экспедицией Министерства геологии СССР, максимальная концентрация халцедоновой гальки наблюдается на границе между первым песчано-галечным и нижележащим валунно-галечным слоями. Продуктивный слой не точно следует литологической границе, местами опускаясь в подстилающий валунно-галечный или поднимаясь в вышележащий песчано-галечный слой. Мощность слоя, максимально обогащенного халцедоновой галькой, составляет 0,6—0,7 м. Средняя мощность продуктивного слоя составляет 1,0 м. Глубина залегания его от поверхности колеблется: 0,7—1,3 м. В террасовых отложениях с глубиной содержание халцедоновой гальки падает и ниже 2—3 м галька халцедона почти исчезает. Однако эти данные получены на основании единичных горных выработок, которые вскрыли древнечетвертичный аллювий на глубину до 6 м. Не исключена возмож-

ность наличия на месторождении более глубоких горизонтов, обогащенных халцедоном. Халцедоновая галька распределена даже в пределах продуктивного горизонта крайне неравномерно. Обычно повышенные ее концентрации приурочены к участкам россыпи, обогащенным зеленовато-серой вязкой пластичной глиной монтмориллонитового состава, которые располагаются среди валунно-галечного горизонта.

Кроме погребенной россыпи, расположенной на левом берегу долины р. Тулдун, в 1960 г. разведывалась такая же россыпь



Фиг. 4. Схема строения агатоносного аллювия р. Тулдун

1 — песчано-галечные отложения; 2 — валунно-галечные отложения; 3 — халцедоновая галька; 4 — границы слоев; 5 — границы продуктивного горизонта

в низовьях рч. Байсы. Строение этой россыпи и содержание халцедона в ней аналогичны россыпи, разведанной в долине р. Тулдун. В дальнейшем эти россыпи получили названия Тулдунского и Байсинского участков.

В 1959—1960 гг. Тулдунское месторождение халцедонов изучалось только как источник технического агата (халцедона), а содержание ювелирного сырья совершенно не учитывалось. В 1965 г. трест «Цветные камни» (ЦРЭ № 117) провел дополнительные работы по опробованию современных и погребенных россыпей Тулдунского месторождения для уточнения содержания технических и ювелирных халцедонов. По данным этих работ среднее содержание технического агата (халцедона)-сырца в погребенной россыпи составляет $2,5\text{--}2,8 \text{ кг/м}^3$, окрашенного (ювелирного) халцедона — $1,4 \text{ кг/м}^3$ (Тулдунский участок) и $0,5 \text{ кг/м}^3$ (Байсинский участок). Выход сортного халцедона (технического и ювелирного) составляет 24%. В 1965 г. с современных россыпей р. Тулдун площадью 2000 м^2 было собрано 600 кг халцедоновой гальки, из которых 123 кг халцедонов и агатов соответствуют техническим требованиям на технический и ювелирный агат (табл. 2).

Кроме халцедона и агата, в россыпях Тулдунского месторождения в небольшом количестве встречается галька мориона размером до $5\text{--}7 \text{ см}$ в длину, а также галька зеленых, желтых и красных яшм и гелиотропа.

Т а б л и ц а 2

Некоторые физические свойства халцедонов Тулдунского месторождения

№ обр.	Уд. вес	Объемн. вес	Водонасыщение (форвакуум), %	Пористость	
				эффективная	общая
1	2,594	2,573	0,17	0,44	0,81
2	2,593	2,576	0,16	0,41	0,66
3	2,593	2,573	0,22	0,57	0,77

Примечание. Все образцы представлены красными без хорошо выраженной слоистости сердоликами (сардерами) из современной россыпи р. Тулдун (окрашенными с поверхности окислами железа в красный цвет халцедонами). Определения сделаны в лаборатории физико-механических свойств горных пород ИГЕМ АН СССР лаборантом Т. С. Матвеевой.

Запасы технического и ювелирного халцедона в россыпях Тулдунского месторождения, утвержденные в ТКЗ по состоянию на 1 января 1962 г., составляют по категории С₂: технического цветного халцедона — 2075 т, ювелирного (поделочного) халцедона — 582 т. Эти запасы распределяются по разведанным участкам следующим образом: Тулдунский участок содержит 562 т технического и 281 т поделочного халцедона; Байсинский, соответственно, 1513 и 301 т.

Несомненно, что разведанные запасы, ставящие Тулдунское месторождение халцедона на первое место по количеству сырья среди отечественных месторождений технического и ювелирного халцедона, представляют только небольшую часть запасов халцедона, имеющихся в современных и древних россыпях этого района.

ОПАЛЫ ЗАПАДНОГО САЯНА

Опалы с давних пор привлекают внимание любителей камня изумительно красивой тонкой окраской, благодаря которой они снискали себе славу как прекрасный поделочный камень. У благородных опалов особенно ценятся огненные сорта, где опаловая игра сочетается с кирпично-красным тоном камня. Благородные опалы по ценности превосходят бирюзу, агат, сердолик, янтарь и другие камни.

Помимо благородного опала ценятся ювелирами и довольно красивые молочно-белые разновидности, известные под названием кахолонга, которые издавна применялись в России на бывшей Петергофской гранильной фабрике для изготовления уникальных предметов.

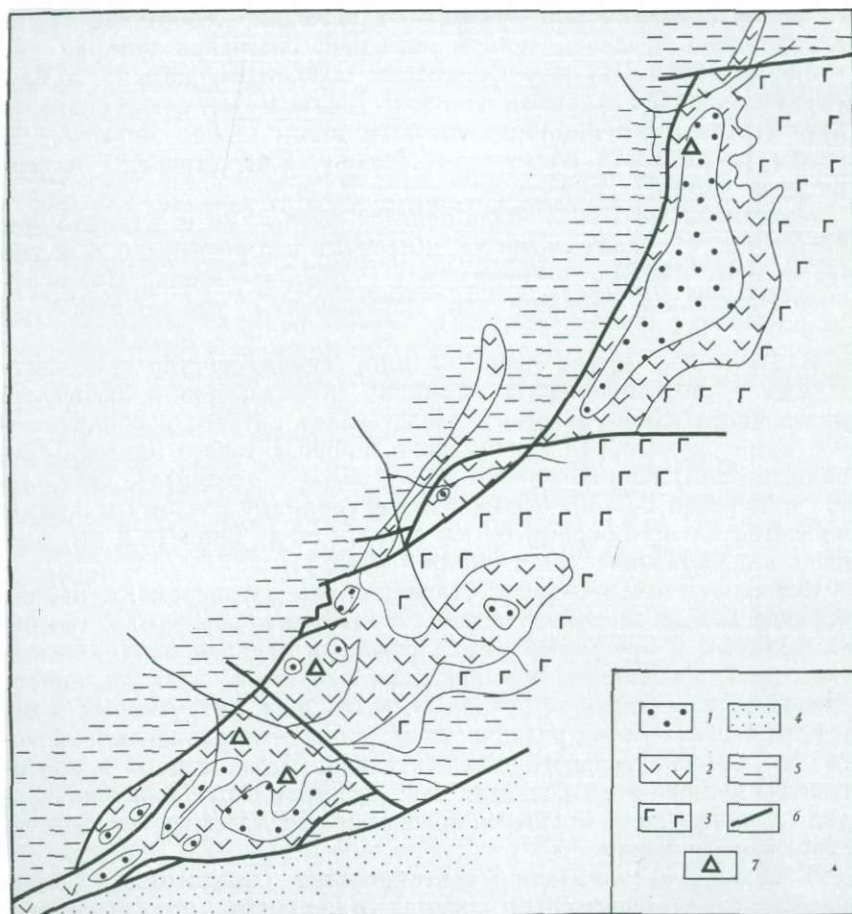
В последнее время опал, видимо, снова начинает входить в моду и стал привлекать внимание специалистов и любителей поделочного камня. Поэтому представляет интерес и обнаруженное нами среди пород Иджимского гипербазитового плутона (Западный Саян) месторождение белого опала (кахолонга). Этот плутон приурочен к Саяно-Тувинскому глубинному разлому и прослеживается на протяжении 60 км при средней ширине 3 км, площадь его составляет около 180 км² (фиг. 1).

Историю геологического развития рассматриваемого района вкратце можно охарактеризовать следующим образом. В геосинклинальный и орогенный этапы развития территории (палеозойская эра) происходит формирование субстрата, представленного сложным комплексом эффузивных, осадочных, интрузивных и метаморфических пород различного возраста — от раннекембрийского до каменноугольного включительно. После триаса в квази-платформенный этап развития этот субстрат был пенеппенизирован и подвержен мощным процессам физического и химического выветривания.

В этап активизации тектонических движений (конец палеогена — четвертичный период) Иджимский плутон вместе с его рамой обособляется в виде Куртушубинского поднятия, по обе стороны от которого были сформированы Усинская и Туранская межгорные впадины. Время заложения этих впадин, по данным В. Н. Крестникова и Г. И. Рейснер (1965), относится к неогену. В конце палеогена и в неогене это поднятие

было незначительным и осложнялось рядом мелких опущенных блоков.

Можно предположить, что поступающий во впадины терригенный материал приводил в некоторых случаях к захоронению продуктов остаточной коры выветривания. В эоплейстоцене область Куртушубинского хребта испытывала быстрый и интенсивный подъем, что и обусловило, как считают В. Н. Крестников и Г. И. Рейснер, сохранность в ее пределах дотретичной поверхности выравнивания. В отдельных случаях уцелели остатки со-



Фиг. 1. Схематическая карта Иджимского гипербазитового плутона

1 — гипербазиты; 2 — серпентиниты; 3 — габброиды; 4 — терригенная толща верхнего (?) кембрия (аласгуская свита); 5 — эффузивно-осадочная толща нижнего кембрия (чингинская свита); 6 — тектонические разломы; 7 — опалы

хранившейся от размыва мощной коры выветривания. Они залегают на склонах серпентинизированных перидотитов и представлены в виде жилок опала.

В Иджимском гипербазитовом плутоне, помимо опала, проявлены и другие минералы, связанные с корой выветривания: нонтронит, окислы железа и магнезит. Кроме того, профиль выветривания осадочных пород наблюдался нами в современной долине р. Ус (близ устья р. Макаровка), где на красноцветных песчаниках верхнего девона залегают с постепенным переходом

Т а б л и ц а 1
Химический состав опалов

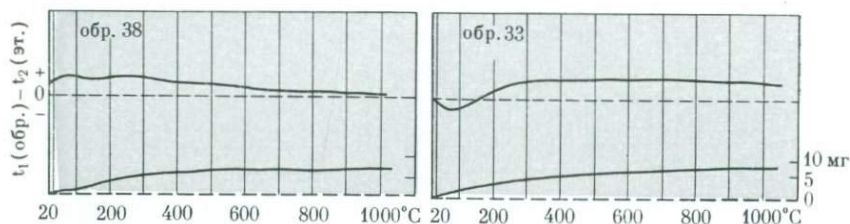
Компоненты	Западный Саян		Украина	
	Молочно-белый опал, обр. 38	Зеленоватый опал, обр. 33	Молочно-белый опал (по Жовинскому, 1962)	
SiO ₂	92,72	91,46	94,32	
Fe ₂ O ₃	0,48	0,72	0,26	
FeO	0,72	0,65	—	
TiO ₂	Сл.	0,04	—	
Al ₂ O ₃	0,44	1,70	0,94	
MnO	0,056	0,028	Сл.	
P ₂ O ₅	0,0046	0,007	—	
CaO	1,05	1,19	Сл.	
MgO	1,03	1,50	0,40	
K ₂ O	Не обн.	Не обн.	Сл.	
Na ₂ O	0,05	0,12	»	
S	0,03	0,04	»	
Cr ₂ O ₃	0,037	Сл.	—	
NiO	0,11	0,085	—	
CoO	Сл.	Сл.	—	
H ₂ O ⁻	1,63	1,44	1,95	
H ₂ O ⁺	2,91	2,44	2,45	
С у м м а	99,64	99,98		

Анализы выполнены в Химической лаборатории отдела неметаллических полезных ископаемых, аналитик М. Г. Замуруева.

красные суглинки и глины мощностью до 3 м. В долине р. Узюп, против усадьбы совхоза «Мараловод» обнажаются каолинизированные граниты нижнедевонского интрузивного комплекса. С корой выветривания вулканогенно-сланцевых отложений раннего кембрия связаны проявления псиломелан-вада.

Наиболее интенсивно процессы выветривания в Туве и Западном Саяне (Куртшубинский хребет) проявились на ультраосновных породах раннекембрийского актовракского интрузивного

комплекса (Еремеев, Сибилев, 1967). Настоящая статья дополняет установленный авторами ранее список проявлений полезных ископаемых, генетически связанных с домиоценовой корой выветривания ультраосновных пород, еще одним видом минерального сырья — опалом, который весьма широко распространен по всему гипербазитовому плутону от р. Иджим до междуречья Ореш — Коярд, приурочиваясь большей частью к перидотитовым полям. Обычно опал встречается среди перидотитов в виде выветрелых жилок мощностью 1—2 см, реже до 10 см и только в одном



Фиг. 2. Кривые нагревания и потери веса белого (обр. 38) и светло-зеленого (обр. 33) опала

месте в правом борту руч. Татный, впадающего в р. Иджим в районе ст. Карантин, среди серпентинитов в тектонической зоне встречено более мощное жилообразное тело опалов мощностью 1,5 м, имеющее крутое, близкое к вертикальному залегание при северо-восточном простирании. Шурф, пробитый до глубины 4 м, не вышел за пределы опалоносных пород. Вмещающие опал серпентиниты интенсивно рассланцованы, обохрены и пронизаны многочисленными жилками магнезита и офита.

В месторождении встречается преимущественно молочно-белый опал, переходящий в краевых частях жилы в зеленые и светло-зеленые разности. В этих частях жилы наблюдаются пустоты и кое-где сохранившиеся реликты серпентинитов, что свидетельствует об образовании опала за счет гипербазитов в процессе выветривания. Опалы имеют стеклянный блеск и раковистый излом.

Молочно-белые опалы представляют наибольший интерес среди других разностей опалов. В них часто видны тонкие темные прожилки, от которых развиваются в виде дендритов окислы марганца.

Под микроскопом в простом свете молочно-белые разности (табл. 1, обр. 38) сложены в основном из довольно чистого опала ($N=1,458 \pm 0,003$). В породе видно чередование светлых и темно-буроватых полос, которые, часто извиваясь, образуют узоры причудливой формы. Местами в опалах наблюдаются жилки или жеодки, заполненные водяно-прозрачным хризотилом ($N=1,509 \pm 0,002$). Бурые же полосы, содержащие мелкоагрегатные глинисто-карбонатные образования с реликтами магне-

Т а б л и ц а 2

Рентгеновская характеристика опалов

Молочно-белый, обр. 38		Зеленоватый, обр. 33	
I	d	I	d
10 дв. разм.	4,08	10 дв. разм.	4,08
4	3,32	—	—
4	2,73	4	2,77
7	2,49	7	2,50
1	2,26	—	—
3 ш. разм.	2,05	1	2,06
3 ш. разм.	1,609	4 ш. разм.	1,618
1 ш. разм.	1,514	1	1,522
4	1,447	4	1,447
2	1,363	2	1,363
2 ш. разм.	1,302	3	1,318
2	1,250	2	1,254
4 ш. разм.	1,192	4	1,200

П р и м е ч а н и я. Диаметр камеры 57,3 мм; диаметр обр. 0,6 мм. Съемка выполнена в рентгеновской лаборатории ИГЕМ АН СССР.

зиально-железистых продуктов, характеризуются меньшим показателем преломления ($N = 1,440 \pm 0,002$).

Зеленые и светло-зеленые опалы (табл. 1, обр. 33) в тонких сколах становятся прозрачными. Под микроскопом они довольно близки к молочно-белым. В них также наблюдается полосчатость, имеющая местами концентрическое строение.

Колебание показателей преломления опалов зависит, по-видимому, от различного содержания в них воды. В микротрещинках опалов местами наблюдаются выделения магнетита и бурых окислов железа.

Химические анализы молочно-белых и зеленоватых разновидностей опалов приведены в табл. 1. Там же для сравнения приведен анализ молочно-белого опала, связанного с пеликанитами из Кировоградско-Житомирского района Украины (Жовинский, 1962).

Как видно из табл. 1, пджимские опалы состоят в основном из SiO_2 с незначительной примесью Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MnO , CaO , MgO , Cr_2O_3 и заметного количества воды.

Зеленоватая окраска опалов связана, по-видимому, с присутствием хлорита, чем обусловлено в анализе в несколько раз большее содержание Fe_2O_3 и MgO по сравнению с молочно-белыми разновидностями.

Спектральные анализы показывают присутствие в опале V — 0,0005%, Cu — 0,00009%; Cr — 0,008%. Термические кривые опалов, полученные в Лаборатории физико-химического эксперимента ИГЕМ АН СССР, приведены на фиг. 2.

В табл. 2 приведены рентгеновские данные описанных выше опалов. В составе их довольно много α -кристобалита. В молочно-белом опале присутствует небольшое количество кварца.

Розоватые опалы известны в асбестоносных серпентинитах Саянского месторождения. Здесь они образуют ряд жил мощностью до 10 см, которые простираются согласно с жилками хризотил-асбеста на довольно большое расстояние вдоль хребта. Эти опалы довольно чистые, без видимых включений и однородные по цвету. Однако небольшие мощности жилков делают их мало перспективными для получения ювелирного сырья.

Ряд выходов опалов наблюдался среди серпентинитов на склонах гор в 300 м к востоку и в 500 м к югу от бывшей ст. Карантин. Опалы образуют жилки небольшой мощности (3—4 см) среди серпентинита. Розовые опалы, как и предыдущие разновидности, тесно связаны с корой выветривания ультраосновных пород.

Проявления опалов, приуроченные к Иджимскому гипербазитовому массиву, связаны с древней (домоценовой) корой выветривания. Среди многочисленных выходов опалов наибольший практический интерес представляют молочно-белые опалы, расположенные вблизи Усинского автомобильного тракта у бывшей ст. Карантин.

Изготовление пробных образцов ювелирных изделий из Иджимских опалов показало, что они хорошо шлифуются, полируются и в готовых изделиях обладают приятной окраской.

Л и т е р а т у р а

Еремеев В. П., Сибилев А. К. О древней коре выветривания в гипербазитах Западной Тувы. — В сб. «Древние продуктивные коры выветривания», вып. 8. Изд-во «Наука», 1967.

Жовинский Э. Я. О новой находке опалов на Украине. Самоцветы. Бюлл. техн.-эконом. информ. ЦНИЛРС, 1962, № 2 (8).

Крестников В. Н., Рейснер Г. И. О характере новейших тектонических движений Западного Саяна и Западной Тувы. — Докл. АН СССР, 1965, 160, № 4.

Ферсман А. Е. Драгоценные и цветные камни России. Комиссия по изучению естественных производительных сил России, т. 1. Изд-во Акад. наук, 1920.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ И ГЕНЕЗИС БЛАГОРОДНОГО ОПАЛА

К благородным опалам относятся прозрачные или просвечивающие разновидности этого минерала с характерной бриллиантовой игрой различных цветов — красного, оранжевого, зеленого, голубого, появляющихся в виде блесков, волнистых участков или подобно языкам пламени.

Разновидности обыкновенного, или недрагоценного, опала очень широко развиты среди осадочных пород и часто наряду с другими минералами кремнезема образуют крупные скопления опок, трепела, диатомита и спонголита, имеющих важное практическое значение. Небольшие залежи обыкновенного и благородного опала встречаются в древних корах выветривания. Редкие и мелкие скопления опалового и других гелей кремнезема отлагаются из гидротермальных растворов в поверхностных или близповерхностных условиях в виде кремнистых туфов, гейзеритов и т. п., реже — в виде благородного опала.

Рентгеноструктурные исследования обыкновенных опалов показали, что они сложены различными минералами кремнезема, среди которых преобладают плохо упорядоченный низкотемпературный кристобалит и аморфный кремнезем. Некоторые опалы наряду с низкотемпературным кристобалитом содержат низкотемпературный тридимит.

В отличие от обыкновенных опалов благородные опалы обычно сложены аморфным кремнеземом, хотя некоторые образцы состоят из плохо упорядоченных низкотемпературных кристобалита и тридимита. Разупорядочивание обусловлено вхождением в их структуру таких катионов, как Al, Ca, Mg и др., а также H_2O и (ОН) в виде твердых растворов. Содержание кремнезема колеблется: 85—96 %, а содержание воды — 4—10 % и более.

При высушивании на воздухе в некоторых благородных опалах часто возникают трещины, обусловленные внутренними напряжениями, появляющимися вследствие дегидратации. Эта способность к растрескиванию приводит к тому, что благородные опалы некоторых месторождений непригодны для обработки и не имеют промышленного значения.

Благородный опал с древних времен приобрел большую популярность благодаря уникальному свойству — богатой внутренней цветовой игре в отраженном свете.

Благородному опалу посвящено множество легенд, мифов, сказаний и даже стихов. Одно из самых красочных описаний опала было приведено еще Плинием в «Естественной истории»: «В опале вы можете увидеть огненное пламя карбункула, великолепный пурпур аметиста, зеленое море изумруда — любые разноцветия, собранные в невообразимо красочную смесь. Некоторые опалы по своей красоте не уступают палитре художника, другие — пламени горящей серы...».

Причины цветовой игры в благородном опале длительное время были предметом научного поиска.

Исследования ряда авторов, проведенные в последние годы с широким применением новейшей электронномикроскопической аппаратуры, показали, что благородные опалы ряда месторождений, особенно австралийские, сложены глобулами или сферическими и субсферическими частицами кремнезема размером 1500—4000 Å. Эти частицы имеют правильную кубическую упаковку причем интерстиции или поры остаются пустыми или частично выполненными кремнеземом. Свет отражается и рассеивается поверхностями пор. Изменение размера глобул ведет к изменению параметров дифрагирующей структуры, которые определяют длину волны дифрагированного пучка света.

При возрастании степени неупорядоченности упаковки, искажении формы и неоднородности размеров глобул интенсивность цветовой игры уменьшается вплоть до ее исчезновения, как это имеет место в обыкновенных опалах, ассоциирующихся с благородными опалами.

Природа сферических частиц или глобул кремнезема не выяснена. Ряд исследователей предполагают, что эти глобулы представляют собой агрегаты более мелких частиц кремнезема, которые спонтанно образуются из суспензии (золя) кремнезема в водном растворе (Iler, 1965; Jones et al., 1966).

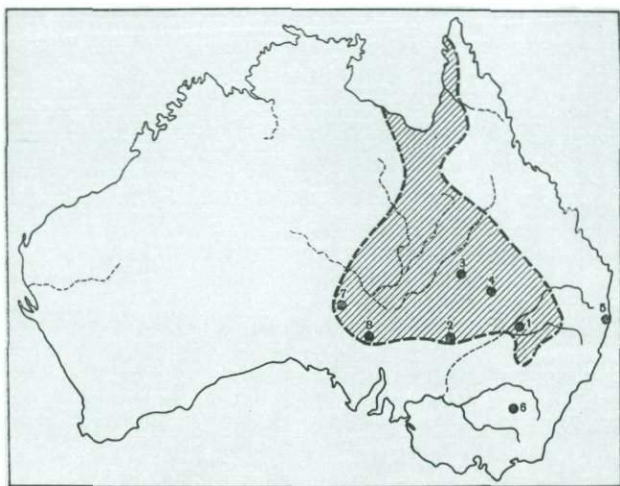
Месторождения коры выветривания

На долю месторождений коры выветривания приходится более 95% всей мировой добычи благородных опалов. Они находятся в Австралии в штатах Новый Южный Уэльс, Южная Австралия и Квинсленд.

Все месторождения приурочены к Большому Артезианскому бассейну, сложенному в основном меловыми и третичными отложениями, на которых развита третичная кора выветривания (фиг. 1).

Австралийские исследователи называют эту кору выветривания латеритом или латеритным профилем, в котором выделяются различные зоны в зависимости от состава материнских пород (фиг. 2). На основных и ультраосновных породах района Большого водораздела выделяется собственно латеритный профиль с

зоной латерита (каолининово-охристых пород) вверх и с нонтроитовой зоной внизу профиля, с которой связано промышленное месторождение хризопраза Марлбарэ. На осадочных меловых и третичных породах в районе опаловых месторождений ряд авторов выделяют бледно- и пестроокрашенную зоны и кремнистый панцирь, суммарной мощностью от 6—15 до 50—60 м. Бледноокрашенная зона представлена серыми и белыми каолининовыми глинами, почти не содержащими железистого вещества и постепенно сменяющимися материнскими породами. Видимая мощность этой



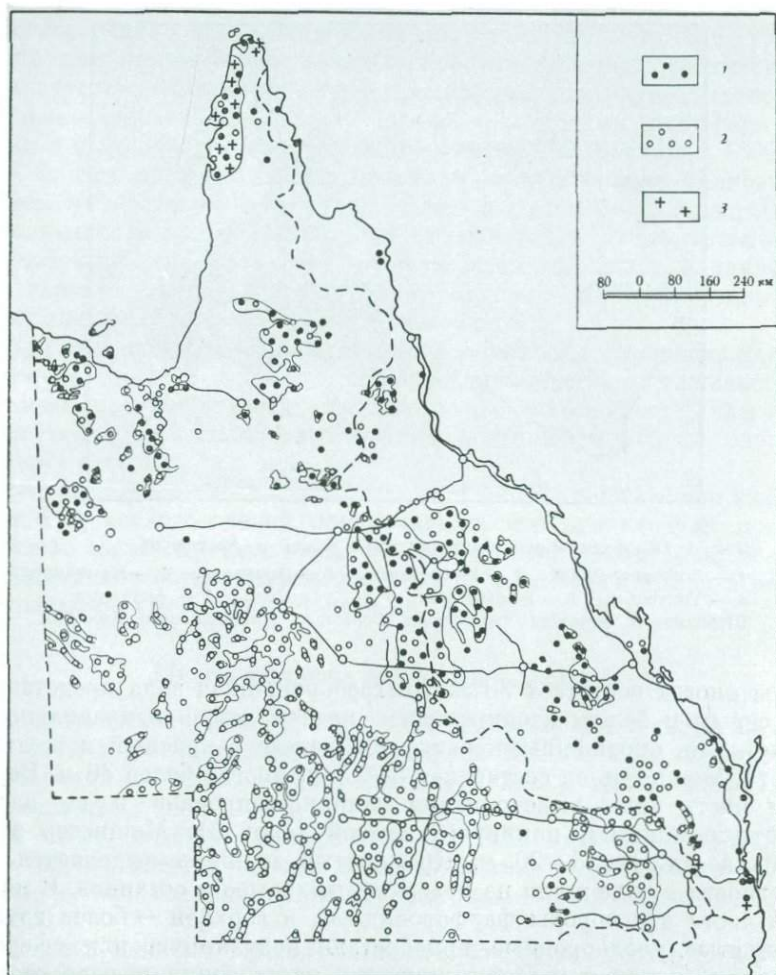
Фиг. 1. Обзорная карта месторождений опала в Австралии

1 — Лайтнинг-Ридж, 2 — Уайт-Клифс, 3 — Ироманга, 4 — Куннамулла,
5 — Тинтенбар, 6 — Роки-Бридж, 7 — Кубер-Педи, 8 — Андамука
Штриховкой показана территория Большого Артезианского бассейна

зоны иногда достигает 30 м. Пестроокрашенная зона представлена серым и белым каолининовым материалом с неправильными участками, окрашенными окислами железа в красный и желтый цвета. Мощность ее составляет 5—15 м, иногда более 30 м. Верхняя часть коры выветривания силицифицирована и ее называют кремнистым панцирем, плитой (фиг. 3). Мощность этой зоны достигает 15—20 м. Кремнистый панцирь выделяется на местности в виде шляп на поверхности холмов и останцов. В нижней части эти породы фарфоровидные, в верхней — более грубозернистые, неоднородные, приобретают нодулярную или сфероидальную текстуру и несут признаки растворения и переотложения кремнеземистых компонентов. Такие породы известны в Новом Южном Уэльсе и Южной Австралии под местным названием «трескуны» (shrinkcraker) и «грей-билли» (grey-billy)

в Квинсленде. Некоторые исследователи принимают кремнистые породы за самый верхний горизонт полного профиля выветривания, другие определяют их как эрозионные останцы латеритов, с которых железистая зона была смыта. Кремнистая порода, очень бедная железом, может по простиранию переходить в высокожелезистый латерит, очень бедный кремнеземом, что обуславливается составом материнских пород (Langford, Dury, 1965).

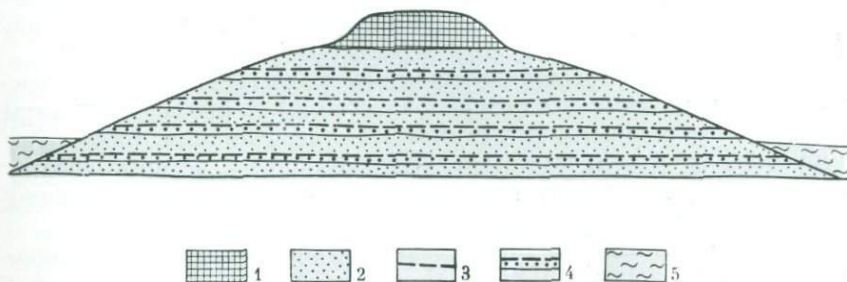
Фактический материал, приводимый австралийскими исследователями, позволяет четко выделить в коре выветривания на



Фиг. 2. Схема распространения коры выветривания в Квинсленде, Австралия, по Хиллу и Деэмиду (Hill, Denmead, 1960)

1 — железистая зона (латерит); 2 — пятнистая и бледноокрашенная зоны, кремнистый панцирь; 3 — бокситы

месторождениях опала следующие зоны (снизу вверх): монтмориллонитовая, каолининовая и кварцево-халцедоновая. Монтмориллонитовая зона представлена серыми и буроватыми глинами монтмориллонитового состава общей мощностью от 1—2 до 7 м. В этих глинах широко развит опал в виде желваков, прожилков или тонких слойков. Часто опал замещает органические и неорганические материалы (раковины и кости животных, растительные остатки, скопления гипса и известковые конкреции). Каолининовая зона соответствует бледно- и пестроокрашенной зонам.



Фиг. 3. Схематический разрез на месторождениях опала Австралии

- | | | |
|--|--|--|
| 1 — кремнистый панцирь, мощность 4—5 м; | 3 — силицифицированный и ожелезненный прослой песчаника («стальной слой»), мощность до 5 см; | глины с желваками опала, мощность от 1,3 до 2 м; |
| 2 — каолины и глинистые песчаники, мощность 25—30 м; | 4 — опалонесная порода, | 5 — современные аллювиальные отложения |

Кварцево-халцедоновая зона соответствует кремнистому панцирю и, как предполагается нами, является наложенной на сформированную кору выветривания.

Благородный опал встречается в монтмориллонитовой зоне (на месторождениях Лайтнинг-Ридж, Андамука и других) и в каолиновой зоне (на месторождениях Уайт-Клифс и на ряде квинслендских месторождений), в которую он перешел в результате каолинизации пород монтмориллонитовой зоны. Залежи благородного опала в общем ограничиваются полосой распространения коры выветривания по осадочным породам мелового и третичного возраста (фиг. 1), слагающим Большой Артезианский бассейн.

Наиболее крупными и относительно хорошо изученными являются месторождения Лайтнинг-Ридж и Уайт-Клифс в Новом Южном Уэльсе, Андамука и Кубер-Педи в Южной Австралии, а также Куннамулла и Ироманга в Квинсленде.

Месторождение Лайтнинг-Ридж (Воллангулла) расположено в Новом Южном Уэльсе. Район месторождения охватывает огромную равнину, занимающую сотни квадратных кило-

метров, среди которой выступают невысокие (до 30 м) холмы, сложенные осадочными породами мелового возраста. На значительной части территории меловые породы перекрыты валунниками, гравелитами, конгломератами, песками, алевролитами, глинами третичного и четвертичного возраста.

Меловые отложения, по-видимому, отлагались близ берега в солоноватых неглубоких водах. Находки раковин *Unio*, *Ceratodus* и их обломков, опализованных зубов и хвостовых позвонков мегалозавра свидетельствуют, что породы накапливались в эстуариевых или прибрежных водах и что они очень сходны с меловыми лагунно-озерными породами серии Уинтон (Whiting, Relph, 1962).

Эти отложения представлены (снизу вверх): почти неизмененными материнскими монтмориллонитовыми¹ глинами (аргиллиты Финч) и каолиновыми или глинистыми песчаниками (песчаники Воллангулла), каолинами (аргиллиты Кукорэн), которые образовались за счет выветривания материнских пород и представляют собой каолиновую зону в профиле выветривания.

Монтмориллонитовые глины серые, буроватые, иногда окрашены окислами железа в красный цвет. Это мягкие породы, без примеси песка. Называют их «опалосной породой» (opal dirt), так как к ним приурочены залежи благородного опала. Их мощность варьирует от 1,3—2 м до 7 м и более. Они слагают несколько невыдержанных по простирацию пластов, не всегда имеющих горизонтальное залегание. Благородный опал встречается в двух-трех, а на некоторых рудниках — в четырех-пяти горизонтах.

Каолининовые глины и глинистые песчаники представляют собой тонкозернистые белые глинистые породы, состоящие на 50% из песчаных зерен и цементирующей глинистой массы. Примерно половина песчаных зерен представлена кварцем, остальные халцедоном, измененными (выветрелыми) полевыми шпатами и, возможно, измененным вулканическим стеклом.

Большинство зерен угловатые и лишь немногие округлые. На контакте с монтмориллонитовыми глинами песчаники иногда силифицированы и ожелезнены.

Силификация выражается в образовании тонкозернистого халцедонового материала. Силифицированный прослой («стальной прослой») очень тонкий и прерывистый, отчетливо маркирует опалосные горизонты. Мощность глинистых песчаников колеблется от 4 до 20 м.

¹ Минеральный состав глинистой фракции пород на этом и других месторождениях специально не изучался. Однако приводимые авторами различные характеристики глинистых пород позволяют выделить среди них монтмориллонитовые глины и каолины.

Каолины представляют собой тонкозернистые, белые или кремовые породы. Сложены они глинистым материалом и переполнены алевритовыми зернами кварца. Состав глинистого материала — каолинитовый. Иногда встречаются реликты выветрелых полевых шпатов. Порода высокопористая и неслонистая. У поверхности каолины очень прочные, так как они сцементированы халцедоновым и опаловым кремнеземом. Именно такие породы известны под местным названием «трескуны». Мощность каолинов достигает 4—5 м.

Залежи благородного опала приурочены к монтмориллонитовым глинам и приконтактной зоне с вышележащими глинистыми песчаниками. Опал встречается в виде желваков, прожилков или тонких слоев. Желваки имеют эллипсоидальную форму, а некоторые из них на одной стороне имеют «протуберанцы» в виде «слезных капель». Прожилки опала простираются в горизонтальном или вертикальном направлениях. В некоторых случаях опал замещает органические и неорганические материалы (раковины и кости животных, растительные остатки, «глиняные» желваки (?), скопления гипса).

Месторождение Уайт-Клифс расположено в Новом Южном Уэльсе. Район месторождения охватывает огромную территорию в сотни квадратных километров и представляет собой пологую равнинную страну с отдельными столовыми невысокими холмами, сложенную меловыми лагунно-озерными отложениями, которые представлены крупно- и грубозернистыми песчаниками и перекрывающей их очень мощной толщей тонкозернистых белых мягких пород, состоящих, судя по их химическому составу, главным образом из каолинита (55%) и свободного кремнезема (30%) (Kenny, 1934). Предполагают (David, Browne, 1950), что эти породы представляли собой аркозы, из которых в процессе выветривания в значительной степени удалены растворимые основания и которые частично замещены и сцементированы обыкновенным опалом.

Иногда в указанных выше породах встречаются пласты рыхлых песков и включения гипса. Каолиновые породы вверх по разрезу переходят в силицифицированный поверхностный слой кремнистого кварцита, частично с конгломератовой текстурой. Этот слой кварцита в результате выветривания большей частью разбит трещинами на глыбы и щебенку, которые разбросаны на поверхности.

Опал встречается в каолиновых породах в виде жилок, vyplняющих трещины, и тонких прожилков, расположенных согласно напластованию в виде желваков и псевдоморфоз по глаубериту, раковинам двустворчатых моллюсков и брахиопод, криноидеям, белемнитам, костям и зубам позвоночных и растительным остаткам. Основная масса опала приурочена к опалоносному горизонту, который сверху маркируется тонким пластом

силифицированного песчаника, называемого «бэндстоун». Опал развит неравномерно, его жилы и прожилки протягиваются на незначительные расстояния. Обычно благородный опал встречается в виде прожилков в обыкновенном опале.

Месторождение Андамука расположено в Южной Австралии. Район месторождения представляет собой сильно расчлененную столовую поверхность со слабо возвышающимися холмами, сложенными осадочными породами мелового возраста, сходными с породами месторождения Лайтнинг-Ридж (Glaessner, Parkin, 1958). Схематический разрез месторождения (снизу вверх) следующий: почти неизменные слюдястые глины (монтмориллонитовые), каолинистые глины, глинистые песчаники с пропластками гипса, каолины, которые образовались в процессе выветривания за счет материнских пород (глин монтмориллонитового состава).

Монтмориллонитовые глины белые, буроватые, часто окрашены окислами железа в красный цвет, влажные, пластичные, без примеси песка. Мощность их не установлена. Монтмориллонитовые глины сверху сменяются каолинистыми глинами и глинистыми песчаниками, которые состоят из каолинита, галлуазита и тонкозернистого кварца, общей мощностью 5—6 м. Спорадически встречаются гальки и валуны кварцита и пропластки гипса. Верхняя часть каолинистых глин (0,5—1 м) окрашена в буровато-красный цвет. На глубину до 5 м каолинистые глины и глинистые песчаники силифицированы с образованием твердых пород, известных под местным названием «трескуны».

Залежи благородного опала приурочены к опалоносному горизонту, залегающему на контакте монтмориллонитовых и каолинистых глин. Опалоносный горизонт сложен конгломератоподобными породами, состоящими из каолинистых глин, хорошо окатанных галек и валунов кварцита. Кроме того, обычно присутствуют прожилки гипса и алунита. Мощность горизонта 30—40 м.

Опал встречается в интерстициях конгломерата и в виде поверхностной пленки или оболочки на валунах, а также в виде прожилков, секущих валуны и глины. Некоторые валуны в изобилии включают опал. Прожилки опала обыкновенного, а местами благородного достигают толщины 5—7 см, но обычно их толщина не менее 2 см. Эти прожилки могут располагаться согласно с опаловым уровнем или поперек него, а местами они проникают на небольшие расстояния вверх, выше опалового уровня.

В опалоносной толще почти нет тектонических нарушений, хотя в некоторых рудниках наблюдались небольшие разрывы с амплитудой до 1 м. Эти смещения называются «слипсами». Распространено мнение о том, что там, где нормальный сброс смещает опаловый уровень, на опущенном блоке опала почти нет (Jones, Segnit, 1966). Считается, что опаловый уровень

здесь обычно «пустой» на расстоянии, превышающем амплитуду смещения примерно в четыре раза.

Месторождение Кубер-Педи также расположено в Южной Австралии. Геологическое строение Кубер-Педи в общих чертах сходно с геологическим строением месторождения Андамука, хотя на Кубер-Педи опаловый горизонт выражен хуже. Опал встречается не на одном уровне, а на нескольких, главным образом в виде прожилков. Очень часто здесь попадаются опаловые псевдоморфозы по раковинам меловых моллюсков. Прожилки ориентированы горизонтально, согласно со слоистостью, но нередко простираются вкрест слоистости и проникают на небольшие расстояния в перекрывающие и подстилающие породы, образуя так называемые «вертикали». Эти вертикали часто распространяются на значительные расстояния и, хотя они обычно сложены обыкновенным опалом, иногда неожиданно могут перейти в прожилки благородного опала светлой окраски. Там, где наблюдается полосчатая окраска прожилков, полосы обычно ориентированы горизонтально. Прожилки выклиниваются почти незаметно, оставляя на своем продолжении только трещину среди обесцвеченных около нее пород. На месторождении также характерны «слипсы» (смещения); их воздействие на опалонность пород сходно с тем, которое они оказывают на месторождении Андамука.

Как и на Андамуке, в опаловом горизонте и выше встречаются прожилки гипса. Иногда небольшие частицы опала полностью включены в прожилки гипса, хотя последовательность отложения этих минералов не известна. Алунит более обычен на Кубер-Педи, судя по условиям залегания, он образовался после разрывных смещений, но до отложения опала. В некоторых местах алунит попадает в виде больших скоплений; в других местах он встречается в виде включений мелких частичек в каолине среди опалового горизонта.

Месторождения Куннамупла и Ироманга расположены в Квинсленде. Они объединяют многочисленные проявления, на которых производится добыча благородного опала. Районы месторождений представляют собой сильно расчлененную равнину со слабо возвышающимися грядами столовых холмов высотой 50—70 м, сложенных песчано-глинистыми породами третичного возраста (Connah, 1966).

Схематический разрез месторождений (снизу вверх) следующий: глины и глинистые песчаники, каолины, последние представляют собой каолиновую зону профиля выветривания. Нижняя часть разреза представлена мягкими глинистыми песчаниками и глинами мощностью до 15 м, косослоистыми, гипсоносными и мягкими в основании, но более песчанистыми и твердыми в верхней части. Верхняя граница глин маркируется тонким слоем железистого кремнистого песчаника, выше которого песчаники

в полосе шириной примерно 5—45 см более железистые. Песчаники сменяются очень твердыми кремнистыми породами, которые выделяются в виде шляп на поверхности холмов и останцов. Внизу кремнистые породы фарфоровидные, вверху — более грубозернистые, неоднородные, нодулярной или сфероидальной текстуры и несут признаки растворения и переотложения кремнеземистых компонентов. Мощность этих пород сильно колеблется, достигая 15—17 м, иногда больше.

Залежи благородного опала почти повсеместно приурочены к более мягким породам, подстилающим кремнистый покров (панцирь), и распространены лишь в ограниченных участках. Благородный опал встречается в виде двух разновидностей — «песчаникового» и «галечникового», которые различаются условиями залегания.

Так называемый песчаниковый благородный опал приурочен к опалоносному горизонту, расположенному в основании песчаников на контакте с подстилающими глинами. Опалоносный горизонт представлен ожелезненными песчаниками. Непосредственно ниже по разрезу залегает хорошо выраженный прослой высокожелезистого и кремнеземистого материала, известного под названием «кэйзинг» или «зальбанд». Обычно опалоносный горизонт редко выходит на поверхность, расположен он на глубине от 4—5 м до 22 м.

Галечниковый благородный опал концентрируется в виде четких прослоев галечникового горизонта, мощность которого варьирует: 0,15—0,6 м. Слагающие его породы имеют конгломератоподобный облик и состоят из рыхлого песчанистого материала с большим количеством глинистых галек в виде неправильных и округлых скоплений.

Химический состав песчаной части (в %): SiO_2 70,8, Fe_2O_3 + Al_2O_3 20,6; глинистых галек: SiO_2 55,7, Fe_2O_3 + Al_2O_3 30,2, H_2O 4. Размер галек варьирует от 6 мм до 150—200 мм в диаметре. Они обычно имеют сферическую или эллипсоидальную форму и шоколадную или бурюю окраску, обусловленную примесью железа.

Гальки (конкреции) имеют зональное концентрическое строение, выражающееся в чередовании зон темно-бурого и светло-бурого цвета.

Центральные части (ядра) конкреций иногда сложены чистым благородным опалом. Изредка встречаются ветвистые прожилки опала и слои опала между поверхностями конкреций. Ядра этих конкреций могут быть представлены (Jackson, 1958): а) драгоценным опалом; б) дымчатым, чистым или стекловатым, желтоватым или смолистым, белым, желтым и черным обыкновенным опалом; в) тем же материалом, что и периферические части конкреции, причем ядра иногда рассечены прожилками благородного опала; г) опалом, обычно стекловатым, но такие ядра совсем не

связаны с оболочкой; д) тонкозернистым белым порошком с химическим составом (в %): SiO_2 60,4, $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Al}_2\text{O}_3$ 27,8, H_2O 1,8; е) небольшим количеством водных растворов.

Некоторые гальки вообще не содержат ядер.

Кроме того, опал встречается также в виде прожилков, выполняющих концентрические и радиальные трещины, пересечения которых образуют подобие септариевой текстуры в «гальках».

Месторождения гидротермального генезиса

На долю гидротермальных месторождений приходится незначительный объем добычи благородных опалов — не более 5%. Они известны в Австралии, в Центральной и Северной Америке (Мексика, Гондурас, США) и в Чехословакии.

Гидротермальные месторождения приурочены к молодым складчатым областям и генетически связаны с вулканическими породами. Вмещающими породами являются туфогенные породы и эффузивы основного, среднего и кислого состава, обычно гидротермально измененные.

Опал приурочен к трещинам, полостям и первичным пустотам. Благородный опал составляет редкие прожилки в сплошном обыкновенном опале, а также желваки в различных полостях. Размер полостей иногда достигает 20 см в диаметре, а мощность прожилков от 1—2 до 10 см. С благородным опалом ассоциируются обыкновенный опал, халцедон, пирит, марказит, антимонит, мелантерит, гипс, цеолиты, хлорит, иногда киноварь.

В Австралии благородный опал встречается на месторождениях Спрингшуэ, Тинтенбар и Роки-Бридж. На месторождении Спрингшуэ опал залегает в трахитах в виде желваков, выполняя многочисленные округлые каверны и пустоты, а на месторождениях Тинтенбар и Роки-Бридж — в пустотах интенсивно разложившего базальта и в почвенном слое, образовавшемся за счет базальтов, в виде кусочков размером до грецкого ореха и в виде протяженных прожилков во вмещающих породах, которые, по-видимому, фиксируют каналы, проводившие минералообразующие гидротермальные растворы.

В Центральной и Северной Америке известны следующие месторождения благородного опала: Керетаро, Тексикаппа и Мехико-Сити в Мексике, Грасиос-а-Дьос в Гондурасе, Харт-Маунтин, Вом-Спрингс, Виннемука и Опал-Маунт в США.

Одно из крупнейших месторождений в Мексике — Керетаро, где залежи благородного опала связаны с красновато-бурыми, серыми трахитами (риолитами), в которых благородный опал встречается в различных полостях в виде тонких прожилков в обыкновенном опале.

Опаловое месторождение Гондураса — Грасиос-а-Дьос — никогда не разрабатывалось из-за труднодоступности района, малого

количества и невысокого качества опалов. Оно расположено в западной части Гондураса в гористой местности. Вмещающими опал породами являются андезиты, риолиты, трахиты, претерпевшие интенсивное выветривание. Неизменные и частично выветрелые породы разделены на крупные блоки трещинами, выполненными прожилками халцедона и опала. В этих протяженных прожилках встречается благородный опал. Кроме того, опалом выполнены миндалины, причем полости заполнены только наполовину или на одну треть.

Многочисленные проявления и месторождения США не имеют промышленной ценности, так как благородный опал не выдерживает обработки и растрескивается, но материал весьма привлекателен для коллекционеров. Наиболее изученное месторождение — Харт-Маунтин (Leechman, 1961) открыто в начале первой мировой войны. Месторождение приурочено к краю обрыва на склоне горы Харт-Маунтин, сложенной переслаивающимися темно-красными базальтовыми лавами, белыми и желтыми андезитовыми и риолитовыми туфами. Разрез венчает мощный базальтовый покров. Мощность толщи около 1220 м. Она смята в складки и расчленена разломами. Благородный опал встречается в миндалинах, пустотах и трещинах в базальте, кроме того, имеется россыпной опал, который попадает в мелких депрессиях совместно с гравием. Цвет опала разнообразен: от бесцветного и молочного до желтого и бурого; игра цветов в красных и зеленых тонах. Никакой промышленной продукции месторождение Харт-Маунтин не давало.

Чехословацкие месторождения благородного опала разрабатывались с времен Римской империи, и опал отсюда был хорошо известен на мировом рынке, однако в настоящее время месторождения заброшены. Известны два месторождения: Либанка и Симонка.

Месторождение Либанка наиболее крупное и лучше изучено. Оно сложено мощными пластовыми телами пироксенового андезита темной окраски, переслаивающимися с красноватыми или серыми туфами того же состава. Туфы сложены светлоокрашенными лапиллиевыми породами пористой текстуры с крупными пустотами и бомбами грубозернистого гиперстенового андезита величиной с футбольный мяч. На месторождении Либанка различают до трех андезитовых потоков общей мощностью около 25—30 м, залегающих с углами падения 14—20°. Вмещающие опал породы интенсивно хлоритизированы и цеолитизированы.

Опал чаще встречается среди туфогенной толщи, выполняя пустоты и трещины, в плотных андезитах он более редок. Форма и размеры отдельных его выделений чрезвычайно разнообразны: от корнеобразного опала с тонкими разветвляющимися прожилками до опаловых жил мощностью до 20 см и более крупных скоплений в пустотах. Большая часть добытого камня относится

к разновидности мутного, белого и непрозрачного молочного опала, в котором благородный опал образует тонкие горизонтально расположенные пропластки (Меренков, 1936). Спутниками благородного опала являются обыкновенный опал (гидрофан, мутный почкообразный гиалит), пирит, марказит, антимонит, мелантерит и гипс.

Опал добывали из туфов. Камни обычно имели вес меньше одного карата, лишь изредка встречались более крупные опалы.

Месторождение Симонка по своему геологическому строению аналогично вышеописанному, но здесь вмещающая порода представлена биотит-амфиболовым андезитом.

Генезис благородного опала

Благородный опал, как и различные другие опаловые формы кремнезема, образуется в поверхностных или приповерхностных условиях. Опаловый кремнезем отлагается в результате биохимических процессов и в результате неорганического осаждения из растворов либо непосредственно, либо путем различных химических реакций. Кремнезем транспортируется водами в виде ионных растворов, причем растворимость аморфного или кристобалитового кремнезема во много раз превышает растворимость кварца и составляет около 0,012%, она не изменяется в пределах pH от 2 до 9, но резко возрастает при pH выше 9 (Краускопф, 1963), а также при повышении температуры. Кроме того, растворимость кремнезема зависит от присутствия различных компонентов в растворе. В раствор кремнезем переходит при взаимодействии воды с различными породами, содержащими силикатные минералы.

Кремнезем отлагается из растворов биохимическим (его накапливают диатомеи, радиолярии, губки и другие организмы) и неорганическим путем в результате изменений физико-химических условий среды, приводящих к уменьшению растворимости кремнезема и его выпадению в различных формах — опала, халцедона или кварца. Поскольку опал представляет собой наименее упорядоченный в структурном отношении и наиболее загрязненный различными примесями минерал, то его генезис часто связывается с условиями быстрой кристаллизации из пересыщенных растворов или кристаллизацией в среде, изобилующей различными чуждыми ионами (Милло, 1968). Некоторые исследователи предполагают, что первоначально кремнезем выпадает из растворов в виде геля, который при старении переходит в опал и другие минералы кремнезема.

В отличие от обыкновенных опалов благородные опалы возникают в природе крайне редко, что наряду с их уникальным внутренним строением свидетельствует о специфических условиях среды отложения. Однородность структуры благородных опа-

лов, по-видимому, свидетельствует об однородности условий их образования или определенных физико-химических параметрах среды, строго выдерживавшихся в течение длительных промежутков времени. В некоторых случаях однородная структура благородных опалов может быть унаследованной или реликтовой.

Гидротермальный благородный опал образуется в результате отложения кремнезема из пересыщенных гидротермальных растворов в приповерхностных условиях в различных полостях вулканогенных пород. Выпадение кремнезема здесь связывается с уменьшением его растворимости вследствие понижения температуры растворов, которая, по-видимому, не превышала 100—150°C. В зависимости от температуры, скорости поступления растворов, концентрации и состава растворов происходило отложение обыкновенного или благородного опала, однако истинное значение параметров среды образования той или иной разновидности неясно.

Генезис благородного опала в коре выветривания еще не выяснен. Несмотря на то, что обыкновенный опал широко развит в корях выветривания пород различного генезиса и состава (например, пеликаниты в коре выветривания гранитов, хлоропалы и другие опалсодержащие агрегаты — в коре выветривания основных и ультраосновных пород), благородный опал установлен только в коре выветривания осадочных глинистых пород Австралии, где сосредоточены многочисленные уникальные месторождения этого камня. Был предложен ряд гипотез генезиса австралийских опалов, сущность которых заключалась в испарении грунтовых вод в сухом климате и увеличении концентрации кремнезема и его выпадении в близповерхностных условиях (Dargagh et al., 1966; Sanders, 1964) в виде благородного или обыкновенного опала. Другие австралийские исследователи отмечали прямую связь опала с корой выветривания (Connah, Hubble, 1960; David, Browne, 1950), но детально этот вопрос не рассматривали. Анализ большого фактического материала, приведенного в литературе по месторождениям опала в коре выветривания, позволяет подтвердить положение о том, что благородный опал генетически связан с корой выветривания, а также предложить следующую гипотезу образования австралийских месторождений.

В верхнетретичное (послеолигоценовое) время на территории Австралии на пенецпелизированной поверхности в условиях влажного климата, богатой растительности и тектонической стабильности была сформирована мощная кора выветривания, которая плащеобразно перекрывала все породы, выходящие на дневную поверхность. Мощность коры выветривания составляла несколько десятков и сотен метров (до 200 м). Состав продуктов выветривания определялся составом материнских пород. Так, на

основных и ультраосновных породах они были представлены нонтронитовыми и каолинит-гетитовыми (латеритными) породами, на гранитах — каолинами, на карбонатных породах — кварцево-халцедоновыми и маршаллитовыми продуктами, а на песчано-глинистых терригенных известковистых отложениях — опалосодержащими каолиновыми продуктами.

Состав материнских пород в районах опаловых месторождений играл решающую роль в их образовании. Детально породы еще не изучались; известно, что они представляют собой морские и лагунные терригенные кварцево-глинистые отложения, в различной степени известковистые и загипсованные. Глинистая фракция сложена преимущественно монтмориллонитовыми минералами. Эти отложения имеют молевой и раннетретичный возраст и распространены в основном в пределах Большого Артезианского бассейна.

В коре выветривания на осадочных породах в районах месторождений отчетливо выделяются две зоны: нижняя монтмориллонитовая и верхняя — каолинитовая. Благородный и обыкновенный опал образовались в монтмориллонитовой зоне в результате замещения различных минеральных агрегатов материнской породы: конкреций, септарий и валунов известняка, валунов кварцита, скоплений целестина, глауберита, известковистых раковин и др.

По мере развития коры выветривания опал из монтмориллонитовой зоны переходил в каолинитовую, в которой он и встречается на ряде месторождений.

Тектонические подвижки позднеэоценового и четвертичного времени привели к поднятию и размыву коры выветривания на территории Большого водораздела. Вследствие этих тектонических подвижек формирование коры выветривания прекратилось, а на территории Большого Артезианского бассейна климат стал аридным. В засушливых условиях происходило капиллярное поднятие вод из выветрелых пород и отложение кремнезема в виде халцедона, кварца и опала близ поверхности, что привело к почти повсеместному образованию кремневого панциря. Последующий размыв коры выветривания и кремневого панциря привел к образованию характерного столового рельефа.

В тех участках, где состав материнских пород был подходящим для образования благородного опала и где кора выветривания не была полностью размыта, сейчас мы видим уникальные месторождения этого камня.

Учитывая региональность кор выветривания различных периодов (Петров, 1967), мы можем ожидать обнаружения месторождений благородного опала там, где выветриванию подвергались породы, близкие по составу австралийским меловым и третичным породам.

Л и т е р а т у р а

- Краускопф К. Б. Геохимия кремнезема.— В кн. «Геохимия литогенеза». ИЛ, 1963.
- Миллю Ж. Геология глин. Изд-во «Недра», 1968.
- Петров В. П. Основы учения о древних корях выветривания. Изд-во «Недра», 1967.
- Фрондель К. Минералы кремнезема. Изд-во «Мир», 1966.
- Меренков Б. Я. Драгоценные, технические и поделочные камни. ОНТИ, 1936.
- Connah T. H., Hubble J. D. Laterites in: The Geology of Queensland. Ed. D. Hill and A. K. Denmead.— J. Geol. Soc. Australia, 1960, 7.
- Connah T. H. A prospector guide to opal in Western Queensland.— Queensl. Govt. Mining J., 1966, 67, N 771.
- Darragh P. J., Gaskin A. J., Terrell B. C., Sanders J. V. Origin of precious opal.— Nature, 1966, 209, № 5018.
- David T. W., Browne W. R. The geology of the Commonwealth of Australia. London, 1950.
- Glaessner M. F., Parkin L. M. The geology of South Australia. Melbourne, 1958.
- Iler R. K. Formation of precious opal.— Nature, 1965, 207, № 4996.
- Jackson C. F. V. The opal mining industry and the distribution of opal deposits in Queensland. Brisbane, 1958.
- Jones J. B., Sanders J. V., Segnit E. R., Structure of opal.— Nature, 1964, 204, № 4962.
- Jones J. B., Biddle J., Segnit E. R. Opal genesis.— Nature, 1966, 210, № 5043.
- Jones J. B., Segnit E. R. The occurrence and formation of opal at Coober-Pedy and Andamooka.— Australian J. Sci., 1966, 29, N 5.
- Kenny E. J. West Darling District.— Mineral resources, Dept. Min., Geol. Surv., N. S. W., 1934, № 36.
- Langford S. T., Dury J. H. Distribution, character and attitude of the duricrust in the Northwest of New South Wales and adjacent areas of Queensland.— Amer. J. Sci., 1965, 263, № 2.
- Leechman G. F. The opal book. Sydney, 1961.
- Sanders J. V. Colour of precious opal.— Nature, 1964, 204, № 4964.—
- Sanders J. V. Structure of precious opals.— Electron Microscopy, 1966, 1.
- Whiting J. W., Relf R. E. The occurrence of opal at Lightning Ridge and Grawin, with geological notes on County Finch. Sidney, 1962.

ОБСИДИАН И АССОЦИИРУЮЩИЕСЯ С НИМ ПОРОДЫ КАК ПОДЕЛОЧНЫЙ КАМЕНЬ

В каменном веке человек первобытного общества широко использовал обсидиан для изготовления примитивных орудий различного назначения: скребков, копий, рубил и предметов домашнего обихода. По-видимому, обсидиан был предметом широкой торговли. Обсидиановые изделия доисторического периода были найдены в районах, отстоящих на тысячи километров от месторождений вулканического стекла: на Украине, в Краснодарском крае, на побережье Персидского залива и в других районах (Наседкин, Формозов, 1965). Однако во времена древних цивилизаций использование обсидиана в качестве поделочного материала было ограничено, и ценился он недорого.

Во многих музеях можно видеть украшения из обсидиана. Производство их существовало в Армении в XVIII—XIX вв. В дальнейшем, примерно с середины нашего века, применение обсидиана как поделочного камня было прекращено, а традиционные приемы его обработки забыты.

В последние годы делаются шаги к возрождению и широкому развитию производства изделий и украшений из обсидиана. В 1968—1969 гг. в Армении было добыто несколько тонн обсидиана для получения поделок различного назначения, главным образом всевозможных подставок. В основном используются черные одноцветные разновидности массивного обсидиана, пятнистые — брекчиевидного и в небольшом количестве — серебристого и полосчатого. Месторождения многих разновидностей обсидиана до настоящего времени не исследованы. Совершенно не используются также породы, ассоциирующиеся с вулканическим стеклом: различные разновидности полустекловатых пород, полосчатых липаритов, кремненные стекла и другие образования.

География месторождений

В Советском Союзе единственный район широкого распространения поделочного обсидиана — Закавказье, главным образом Армянская ССР. Отдельные месторождения известны в Азербайджане и Грузии. Наиболее важные в промышленном отношении месторождения расположены в Западной Армении (массив Артепи), к северу от Еревана (гора Гядис и Гюмуш-Джраберский

экструзив), а также в южной части Азербайджана (гора Кечалдаг).

В Закарпатье единственное месторождение обсидиана находится в южной части хр. Великий Шоллес, к северу от с. Рокосово. В остальных частях Выгорлат-Гутинской гряды и в Береговском холмогорье развиты гидратированные разновидности вулканических стекол — перлиты. В западном и восточном Забайкалье распространены липариты, тесно связанные с вулканическим стеклом — перлитом (Мухор-Тала). Они имеют сложную полосчатую текстуру и красивую розовую окраску. Аналогичные разновидности липарита известны в южной части Приморья (район Богопольского и Нежданковского перлитовых месторождений).

Черные обсидианы пятнистой текстуры известны на Камчатке (Начикинское месторождение перлита).

Полосчатые разновидности липарита светло-сиреневой окраски распространены в верховьях р. Карымской и на западных склонах сопки Кихпинич.

Здесь более детально рассматриваются только обсидианы и ассоциирующиеся с ними породы из месторождений Армении и частично Азербайджана, использование которых наиболее перспективно.

Геологическая характеристика месторождений

А р т е н и

Вулканический массив Артени расположен в 90 км к западу от г. Еревана. Основные черты геологического строения массива описаны в работах С. Г. Карапетяна (1964, 1969) и автора (Наседкин, 1969).

Декоративные разновидности обсидиана залегают в западной части комплекса в пределах потоков, ответвляющихся от центральной части массива в юго-западном направлении.

Участок 1 расположен в 3 км от вершины на равнинной части потока, имеющего следующее строение: основание сложено тонкополосчатым липаритом (мощность ~ 100 м), вверх по разрезу количество стекловатого материала в породе возрастает, появляются полустекловатые разновидности, выше которых залегают обсидианы. Верхняя зона потока имеет глыбовое строение. Размер глыб и обломков от 10 до 150 см. Длина россыпи по простиранию достигает 1,5—2 км. В северо-восточной части тела преобладают пестрые полосчатые и брекчиевидные разновидности, в юго-западной — тонкополосчатые темно-серой и черной окраски.

Участок 2 расположен к юго-западу от первого и отделен от него ущельем. Обсидиан образует отвесные скалы высотой 4—4,5 м. Выше по разрезу он переходит в гидратированные разновидности и далее в перлит. Стекло сильно трещиноватое, однако

встречаются участки массивного стекла, из которых можно получить блоки до 0,5 м в поперечнике. Преобладающая разновидность — черный обсидиан. Известны тонкополосчатые разновидности с весьма сложным рисунком, а также слабо окрашенные разновидности. В тонком сколе такой обсидиан почти неотличим от дымчатого горного хрусталя.

Участок 3 расположен к югу от главной вершины; развит черный блестящий обсидиан. Этот участок считается наиболее перспективным. Здесь подсчитывались запасы и велась разработка.

Г ю м у ш - Д ж р а б е р с к и й э к с т р у з и в

Гюмуш-Джраберский экструзив — крупный массив стекловатых пород, расположенный в 30—35 км к северу от г. Еревана. Общая площадь, занимаемая этими породами, составляет 30—36 км². В плане массив имеет эллипсообразную форму, большая ось эллипса вытянута с юга на север на 7—8 км. В юго-западной части массива стекловатые породы перекрыты более молодыми основными лавами. В разрезе этот экструзив имеет веерообразную форму. В нижней его части залегают тонкополосчатые липариты, в верхней — перлиты и обсидианы. Пористые перлиты образуют самую верхнюю часть разреза. Переход между массивным обсидианом и пористым перлитом постепенный. На контакте обычно располагается зона пористого обсидиана (Петров, 1961).

Декоративные разновидности обсидиана расположены в пределах трех основных участков на восточной и юго-западной окраинах массива.

Участок 1 расположен на южной окраине с. Джрабер. Он представляет собой старый карьер, который разрабатывался для получения литоидной пемзы. В основании северной стенки карьера обнажаются обсидианы. Обсидиан залегает в виде тел линзовидной формы в белом пористом перлите. Линзы обсидиана ориентированы по падению. Стекло пористое, причем поры образуют линейно-ориентированные зоны. Геологически этот участок представляет собой переходную зону между массивным обсидианом и пористым перлитом.

Участок 2 расположен на северной окраине с. Джрабер. Обсидианы обнажаются в днище и на склонах оврага, начинающегося непосредственно за селом. Оврагом вскрыты более глубокие зоны экструзива, поэтому пористые разновидности в этом обнажении встречаются значительно реже, чем на участке 1. Здесь преобладают разновидности черного блестящего обсидиана.

На участке 3 обнажения обсидианов расположены на западной окраине описываемого экструзива в днище оврага примерно в 1 км от его впадения в р. Раздан. Здесь наблюдается переход краевой части экструзива в поток. Обсидианы залегают на гра-

нице двух зон: нижней, сложенной липаритами, и верхней — стекловатой. Обсидиан имеет брекчиевую текстуру. Обломки представлены темно-серым стеклом с белесоватым оттенком, цемент также стекловатый красновато-бурого цвета.

Гядис

Гядис — гигантский экструзивный купол, растекшиеся краевые части которого образуют потоки. Нами детально исследован разрез потока на южном склоне горы в 3,0—3,5 км к северо-востоку от с. Мгуб. Общая мощность потока 100—110 м. Схема строения потока следующая. Нижние 36 м разреза сложены стекловатыми разновидностями пород, причем вверх по разрезу количество стекла уменьшается и в верхней части этого интервала не превышает 50% общего объема породы. Далее следует 35-метровая зона тонкополосчатого липарита и самые верхние 35 м представлены стеклом. Декоративные разновидности обсидиана локализуются главным образом в пределах нижней стекловатой зоны. Непосредственно в основании потока преобладают брекчиевидные и полосчатые разновидности обсидиана, состоящие на 90—95% из стекла. В верхней части стекловатой зоны появляются породы, в которых стекло не является преобладающей фазой. Полустекловатые разновидности имеют темно-серый или яркие черный и красновато-бурый цвет. Сочетания различно окрашенных разновидностей в полосчатых и брекчиевых породах образуют весьма эффектный поделочный материал.

Экструзив Кечалдаг

Месторождения обсидиана расположены в различных частях экструзивного купола. Последний находится в Кельбаджарском районе АзербССР, в 7 км к юго-западу от пос. Истису. Ранее этот экструзив описывался М. А. Кашкаем и А. И. Мамедовым (1956, 1967) и В. В. Наседкиным (1969). Эллипсоидное в плане тело имеет зональное строение. Наиболее четко это видно в потоке, ответвляющемся в северном направлении. Центральная зона потока сложена липаритом, краевые (верхняя и нижняя) — обсидианом. Полустекловатые породы, залегающие на контакте липаритов и обсидианов, обычно представлены сферолитовыми разновидностями.

Сферолитовые породы залегают и в центральной части тела вблизи его вершины. Здесь встречены оригинальные разновидности обсидиана с многочисленными пустотами типа литофиз. В стекле наблюдается очень тонкая полосчатость, обусловленная линейным распределением кристаллитов. Особенности полосчатого строения вызывают специфическое рассеяние света и появление на поверхности, перпендикулярной направлению полосчатости, шелковистого блеска. Окраска стекла светло-серая со слабым зеленоватым оттенком.

Петрографические разновидности

Полосчатые обсидианы. Среди обсидианов, обладающих декоративными свойствами, наиболее широко распространены полосчатые разновидности. Причины полосчатости могут быть различны: тонкая трещиноватость, линейная ориентировка пор, микролитов или кристаллитов.

Наиболее часто встречаются обсидианы, полосчатая текстура которых обусловлена ритмичным чередованием линейных полос различно окрашенного стекла, обычно красных и темно-серых или черных. Черный обсидиан в тонком сколе прозрачен, пластинка толщиной 2—3 см имеет смоляно-черный цвет и характерный стеклянный блеск. Показатель преломления 1,488—1,492. Черная окраска вызвана присутствием в стекле равномерно рассеянных пылевидных включений рудного вещества или микролитов пироксена. Стекло красной или красновато-бурой окраски имеет тот же химический состав, что и черная разновидность. Показатели преломления этих двух разновидностей обычно совпадают. Окраска вызвана наличием тончайших пленок окислов железа вдоль трещин и структурных дислокаций в стекле, ориентированных параллельно предполагаемому направлению течения расплава. Описанные разновидности широко распространены среди пород комплекса Артени (участок 1) и Гядис.

Вторая разновидность полосчатости обусловлена чередованием матовых и блестящих разностей стекла. Матовый блеск характерен для пород, количество стекла в которых не превышает 10—25%. Преобладающей фазой являются микролиты калинатрового полевого шпата и плагиоклаза, реже оранжевого амфибола. В последнем случае стекло становится оранжевым или ярко-красным.

Для третьей разновидности характерно чередование двух различно окрашенных разновидностей стекла, причем обе отличаются матовым блеском. Полосы темно-серой окраски состоят из полевого шпата и стекла, а красной — из полевого шпата, стекла, амфибола и выделений окислов железа. Эта стекловатая порода очень эффектна в полированном виде. Вторая и третья разновидности встречаются значительно реже первой. Наиболее крупные скопления этих пород залегают на южном склоне горы Гядис. Они локализируются в верхней части нижней стекловатой зоны, в непосредственной близости от тонкополосчатых липаритов.

Черный обсидиан Артени. Полосчатость обусловлена системой тончайших параллельных линий, своей четкостью напоминающих двойниковые швы в кристаллах плагиоклаза. Вдоль этих линий, по-видимому, являющихся границами между структурными разновидностями стекол, наблюдается образование мельчайших кристалликов (1 мк) или дендритовидных агрегатов рудного минерала. Наиболее эффектно описанная разновидность стекла выглядит в тонком сколе.

Серебристый обсидиан Джрабер. Стекло содержит мельчайшие линейно ориентированные поры. Форма их плоская, размер по длинной оси не превышает 1—10 мк. Поры концентрируются вдоль линий, повторяющихся через равные интервалы. Ориентированное расположение пор отчетливо заметно в шлифе и тонкой пластинке, вырезанной перпендикулярно полосчатости породы. На плоскости, параллельной полосчатости, наблюдается характерный серебристо-перламутровый блеск. Этот блеск, по-видимому, вызван особенностью отражения света от выпуклой поверхности газовых пузырьков. Серебристый обсидиан известен в пределах Гюмуш-Джраберского экструзива, наиболее крупные его скопления вскрыты карьерами в окрестности с. Джрабер. Описанные разности локализуются в зоне, переходной между пористым перлитом и плотным массивным обсидианом.

Брекчиевые обсидианы. Для стекловатых брекчий характерны различные количественные соотношения между обломками и цементирующей массой. В большинстве случаев обломки представлены серым или черным, а цемент — красным стеклом различных оттенков. Обломки и цемент могут быть в различной степени раскристаллизованы и изменены.

Цветная обсидиановая брекчия Артени. Наиболее распространенная разновидность состоит из черного, просвечивающего в тонких сколах обсидиана и темно-красного или буровато-красного стекловатого цемента. Окраска обычно вызвана теми же причинами, что и в соответствующих разновидностях полосчатого обсидиана. Размер обломков может быть различным: от 2—5 мм до 1—10 см. Наиболее эффектны брекчии, образование которых происходило в несколько приемов. В этом случае вулканическая брекчия, состоящая из обломков и цемента, пересекается жилами черного обсидиана. Наиболее крупное проявление обсидиановых брекчий находится в пределах массива Артени (участок 1). Однако сходные по составу и строению разновидности встречаются и в пределах Гюмуш-Джраберского экструзива, и на южном склоне горы Гядис. Брекчии обычно залегают вдоль контакта различных структурных разновидностей пород.

Цветная обсидиановая брекчия Раздан. Обломки представлены черным матовым или серым с белесым оттенком обсидианом, цемент состоит из стекловатого материала красной окраски с матовым блеском. Ранее отмечалось, что стекло тускнеет при увеличении в нем содержания кристаллических включений. Беловатый оттенок объясняется присутствием в стекле обломков и газовых пузырьков. Обсидиановые брекчии этого типа пока обнаружены только на западной окраине Гюмуш-Джраберского экструзива (участок 3).

Сферолитовый обсидиан Кечалдаг. Порода состоит из зонально-концентрических или линейно-вытянутых сфе-

ролитовых агрегатов, погруженных в стекловатый базис. В качестве поделочного камня могут быть использованы только те разновидности, содержание кристаллического материала в которых не превышает 10—20% общего объема породы. При большем содержании сферолитов в процессе полировки обычно происходит выкрашивание кристаллического материала. В качестве поделочного камня могут быть использованы обсидианы, содержащие литофизы. Благодаря обилию газовых пустот обломки этой породы имеют весьма причудливую форму, напоминая пепельницы, фигурки сказочных животных и т. д.

Условия формирования

Особенности локализации. Необычные окраски, текстура и структура обсидианов связаны с приуроченностью этих разновидностей к определенным участкам вулканических тел. Брекчиевидные обсидианы локализуются на контакте липаритов и стекловатых разновидностей или в основании потоков. Серебристые обсидианы относятся к сравнительно слабо вспучившимся разновидностям, переходным между пористым перлитом — литоидной пемзой и плотным обсидианом. Сферолитовые обсидианы обычно также занимают промежуточное положение между зонами кристаллической породы (липарита) и стекла.

Природа полосчатости стекол. Выше было отмечено, что полосчатые разновидности преобладают среди обсидианов. Полосчатая текстура стекловатой породы определяется полосчатым строением стекла и, по-видимому, ориентированным расположением кристаллов.

В другом случае стекло состоит из полос с различной степенью структурной упорядоченности. Электронномикроскопическое исследование показало, что обсидиан с южного склона горы Гядис имеет микрополосчатое строение. Стекло полосы-1 содержит редкие зародыши кристаллов 0,01—0,02 мк, стекло полосы-2 состоит из полиэдрических образований (90 объемн. %) и неравномерно распределенной между ними фазы первого типа. Размер полиэдров 0,01—0,1 мк. В данном случае мы, видимо, имеем пример полосчатого распределения стеклообразных фаз с различной степенью структурной упорядоченности. Макроскопически это стекло черной окраски, в тонком сколе прозрачное, под микроскопом видно линейное распределение пор, группирующихся в полосы.

Содержание летучих и вязкость. Выше было показано, что полосчатые разновидности стекол характеризуются неоднородным распределением летучих. Разница в содержании летучих между двумя смежными полосами может составлять от десятых долей процента до 2—3%. Естественно, что стекло с большим содержанием воды имеет меньшую вязкость по сравнению со стеклом смежной полосы, содержащим меньшее количество лету-

чих. Экспериментально было показано, что повышение давления водяного пара на 10—15 атм может привести к уменьшению вязкости стекла в 10 раз (Варужанян, 1969).

Выше были описаны полосчатые обсидианы со своеобразным серебристым блеском и характерным распределением пор. Возникновение этой разновидности, по-видимому, связано со струйчатым распределением летучих. В момент уменьшения внешней нагрузки происходило вспучивание стекла с относительно высоким содержанием воды и малой вязкостью. Образование цветных разновидностей полосчатых обсидианов также определяется различием геологических свойств и микронеоднородностью стекла. Вследствие дифференциального перемещения отдельных слоев относительно друг друга могли возникнуть параллельные трещины. Окисление выделений железа на стенках этих пустот вызвало образование вокруг них красновато-бурых ореолов.

Различие вязкости стекол обусловило избирательную кристаллизационную способность отдельных разновидностей. Например, для полосчатых обсидианов с матовым блеском характерно ритмичное чередование слоев различного минерального состава: калинатовый полевоый шпат + амфибол + стекло и калинатовый полевоый шпат + стекло. Аналогичными причинами вызвано и линейное распределение сферолитовых агрегатов.

Описанные детали строения вулканического стекла разного типа позволяют прогнозировать разработку и уверенно получать нужные промышленности сорта.

Обсидиан — перспективный, дешевый поделочный материал. Большие запасы сырья, разнообразность цветов и возможность получать крупные эффектные блоки позволяют надеяться на его большее, чем в настоящее время, использование.

Л и т е р а т у р а

Варужанян А. А. Исследование вязкости кислых вулканических водусодержащих стекол в интервале температур размягчения под давлением водяных паров. — В сб. «Закономерности формирования и размещения месторождений вулканического стекла». Изд-во «Наука», 1969.
Карапетян С. Г. Куполовидные вулканы Арteni и Атис. — Изв. АН АрмССР, серия науки о Земле, 1964, 17, № 3—4.
Карапетян С. Г., Исраелян В. Р., Акопян Г. Г. Влияние генезиса кислых вулканических стекол на их структуру и технологические свойства. — В сб. «Закономерности формирования и размещения месторождений вулканического стекла». Изд-во «Наука», 1969.
Кашкай М. А., Мамедов А. И. Перлиты и обсидианы Азербайджана. — Докл. АН АзербССР, 1956, 12, № 6.
Кашкай М. А., Мамедов А. И. Перлиты,

обсидианы, пехштейны и их минералогическо-петрографические и физико-химические особенности. Изд-во АН АзербССР, 1967.
Наседкин В. В. Характеристика зональности на месторождениях кислых стеклообразных пород и физико-химические факторы, определяющие условия образования этих месторождений. — В сб. «Закономерности формирования и размещения месторождений вулканического стекла». Изд-во «Наука», 1969.
Наседкин В. В., Формозов И. Г. Вулканическое стекло из стоянок каменного века в Краснодарском крае. — В сб. «Археология и техника». Изд-во «Наука», 1965.
Петров В. П. Петрографический облик игнимбритов и туфовых лав и их место среди горных пород, промежуточных между лавами и туфами. — Труды Лобор. вулканол. АН СССР, 1961, вып. 20.

ХРОМДИОПСИД ИЗ ИНАГЛИНСКОГО МАССИВА

Инаглинский массив расположен в 30 км западнее г. Алдана, в верхнем течении р. Инагли.

Массив имеет форму штока, в плане близкую к изометрической. Площадь массива около 20 км². Центральная его часть площадью 16 км² сложена форстеритовыми дунитами, отороченными узкой каймой (1—50 м) метасоматических пород, по составу отвечающих верлиту и пироксениту. Ультраосновные породы окружены кольцом шонкинитов и малиньитов, которые прорваны кольцевыми дайками пуласкитов и меланократовых щелочных спенитов. Пуласкиты сопровождаются щелочными пегматитами, залегающими в основном среди дунитов и менее распространенными в зоне шонкинитов и малиньитов. На контактах дунитов с пегматитами развиты хромдиопсид-слюдаые метасоматиты.

На все породы массива наложена древняя кора выветривания. Площадная кора выветривания, развитая повсеместно, имеет мощность до 10 м. Линейная кора выветривания в зонах кольцевых разломов и контактов различных пород прослежена скважинами до глубины 140 м.

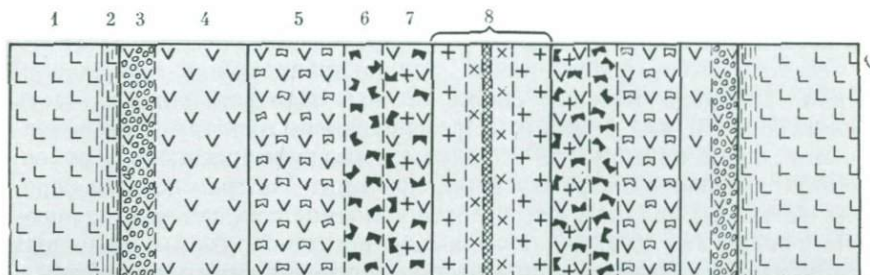
Хромдиопсид-слюдаые метасоматиты локализуются в зоне внутреннего кольцевого разлома, имеющей падение от центра массива под углами 30—60°. В современном эрозионном срезе эта зона расположена от центра массива на расстоянии около половины его радиуса. В пределах зоны дуниты интенсивно трещиноваты, насыщены щелочными пегматитами и связанными с ними метасоматитами.

Метасоматиты слагают тела зонального строения, длиной от нескольких и до 200 м и мощностью от нескольких сантиметров до 20 м. Они характеризуются непостоянством углов падения, невыдержанной мощностью как по простиранию, так и по падению. Часто тела ветвятся, распадаясь на серии прожилков, и, наоборот, прожилки, соединяясь, образуют сравнительно крупные тела.

Минеральный состав метасоматитов довольно прост. Они обычно на 70—80% сложены хромдиопсидом и флогопитом (или вермикулитом вблизи поверхности). Помимо этих двух основных минералов, в метасоматитах присутствуют полевые шпаты (до 10%), стронцийсодержащий апатит (до 10%), щелочные

амфиболы (до 3%) и серпентин (до 1%); в пределах коры выветривания дополнительно образуются халцедон, каолинит, кальцит, сунгулит и гидроокислы железа, а флогопит превращается в гидрослюда и вермикулит.

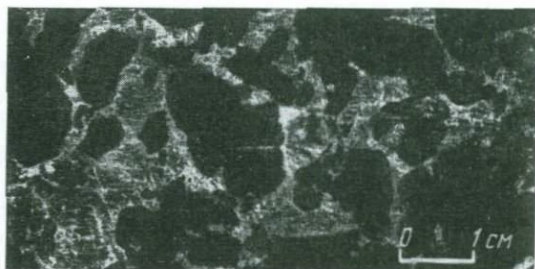
Внешними зонами метасоматитов являются леопардиты — крупнозернистая хромдиопсид-оливиновая порода, внешне напоминающая кожу леопарда (фиг. 1), в которой мелкие (0,1—1 см) округлые реликты черного серпентизированного дунита, обогащенного пластинчатым и дендритовидным магнетитом, как бы



Фиг. 1. Строение тела метасоматита

1 — дунит, 2 — отемненный дунит, 3 — леопардит, 4 — зона хромдиопсида, 5 — хромдиопсид-флогопитовая зона, 6 — флогопитовая зона, 7 — флогопит-хромдиопсид-ортоклазовая зона, 8 — пегматитовая жила

сцементированы изумрудно-зеленым хромдиопсидом. В этой зоне замещение дунита хромдиопсидом произошло не полностью. Леопардит можно использовать в качестве облицовочного и декоративного камня (фиг. 2). За зонами леопардита следуют мономинеральные хромдиопсидовые зоны, сменяющиеся хромдиопсид-слюдяными, переходящими в хромдиопсид-флогопит-полевошпатовые зоны с апатитом и щелочным амфиболом, которые контактируют с пегматитовой жилой.



Фиг. 2. «Леопардит». Светлое — хромдиопсид, черное — дунит

Т а б л и ц а 1. Порошкограмма хромдиоксида Инаглинского массива

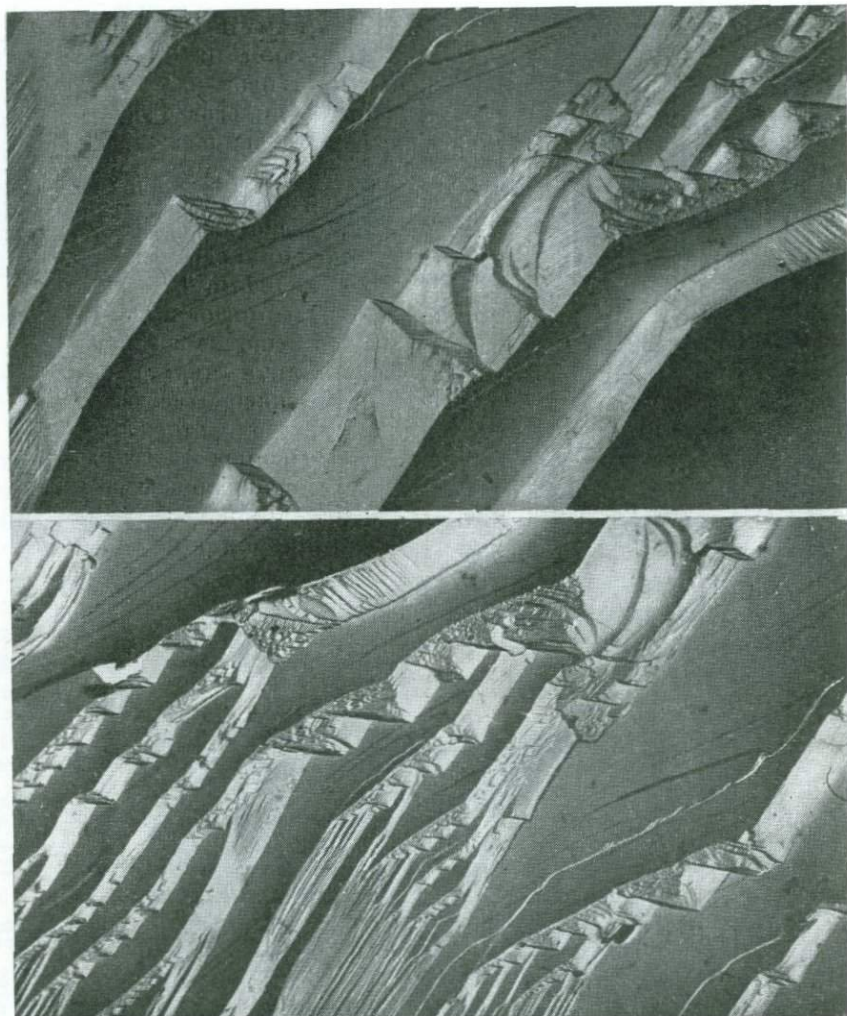
№ пп	Диоксид				№ пп	Диоксид				№ пп	Диоксид			
	обр. 149		эталон			обр. 149		эталон			обр. 149		эталон	
	I	d	I	d		I	d	I	d		I	d	I	d
1	3	3,52	—	—	22	1	1,677	0,5	1,690	44	3	1,215	1	1,211
2	3	3,27	—	—				0,5	1,670	45	2	1,184	—	—
3	7	3,22	3	3,23	23	2	1,654	—	—	46	2	1,179	—	—
4	10	2,97	10	3,00	24	10	1,621	7	1,622	47	3	1,172	—	—
5	7	2,92	—	—	25	2	1,612	—	—	48	3	1,146	—	—
6	5	2,87	2	2,89	26	1	1,580	0,5	1,580	49	1	1,132	—	—
—	1	2,81	—	—	27	2	1,562	1	1,559	50	2	1,082	—	—
7	3	2,76	—	β (9)	28	5	1,546	1	1,549	51	10	1,074	—	—
8	4	2,55	1	2,56	29	3	1,521	1	1,523	52	10	1,071	—	—
9	9	2,50	6	2,519	30	4	1,501	1	1,501	53	5	1,068	—	—
10	4	2,29	2	2,289	31	4	1,485	1	1,484	54	8	1,065	—	—
11	2	2,21	—	—	32	2	1,460	—	(38)	55	3	1,063	—	—
12	5	2,14	—	—	33	2	1,442	0,5	1,446	56	3	1,054	—	—
13	5	2,12	3	2,143	34	10	1,418	6	1,419	57	3	1,052	—	—
14	3	2,09	1	2,110	35	7	1,405	2	1,404	58	2	1,047	—	—
15	5	2,02	1	2,039	36	2	1,386	0,5	1,386	59	3	1,040	—	—
16	3	2,09	—	—	37	3	1,374	—	—	60	2	—	—	—
17	2	1,965	0,5	1,969	38	5	1,322	4	1,326	61	3	1,028	—	—
18	3	1,928	(21)	—	39	1	1,316	—	—	62	2	—	—	—
19	4	1,827	1	1,832	40	5	1,280	4	1,248	63	6	1,015	—	—
20	3	1,775	—	—	41	3	1,260	2	1,258					
21	7	1,747	3	1,750	42	5	1,246	2	1,250					
					43	2	1,235	—	—					

Р-излучение, $2R = 114$ м.м., $d = 0,6$ м.м.

Хромдиопсид слагает внешние мономинеральные зоны, достигающие 10 м мощности, и мономинеральные прожилки мощностью от 1 до 20 см, а также примерно на 50% хромдиопсид-слюдяные зоны. Он образует гигантозернистые сильно трещиноватые в коре выветривания агрегаты.

Помимо метасоматитов, хромдиопсид присутствует в ортоклаз-хромдиопсидовых щелочных пегматитах, где хромдиопсидовые кристаллы достигают 10 см в длину и 3 см в поперечнике.

Цвет хромдиопсида от травяно- до изумрудно-зеленого. Твер-



Фиг. 3. Снимки реплик хромдиопсида под электронным микроскопом. Увел. 1100

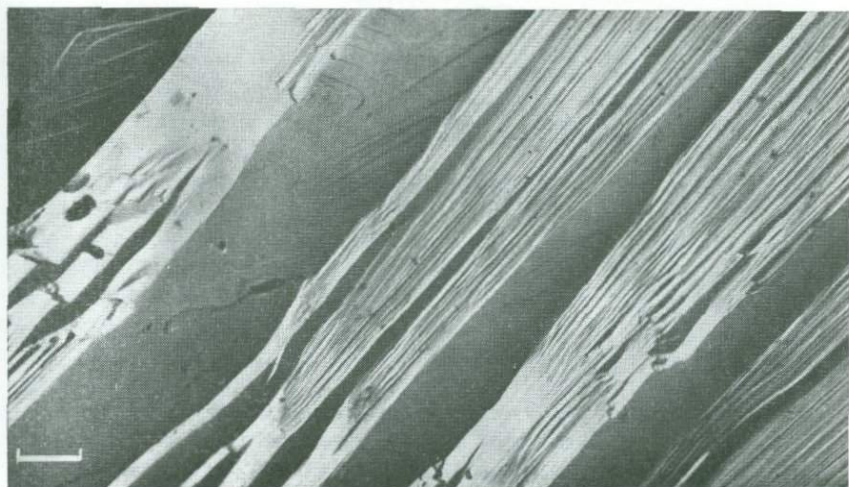
дость минерала 5,6, удельный вес 3,26. Минерал прозрачен, имеет яркий изумрудно-зеленый цвет. На термограмме хромдиопсида в интервале температур 20—1350° С никаких эффектов не обнаруживается. Оптические свойства хромдиопсида из мономинеральной зоны метасоматита: $c : Ng = 40^\circ$, $2V = 59^\circ$, $Ng = 1,698$, $Nm = 1,674$, $Np = 1,671$, $Ng - Np = 0,027$; из пегматита: $c : Ng = 50^\circ$, $2V = 62^\circ$, $Ng = 1,708$, $Np = 1,682$.

Химический состав и рентгенограмма хромдиопсида из метасоматитов и пегматитов приведены в табл. 1 и 2.

Изучение минерала на электронном микроскопе показало его монофазность. На электронных микрофотографиях хорошо видна совершенная спайность по 110 (фиг. 3) и отдельность по 100.

Хромдиопсид можно использовать в качестве ограночного и подделочного камня. В промышленном отношении большой интерес представляет хромдиопсид из мономинеральных зон метасоматитов, менее интересен хромдиопсид из ортоклаз-хромдиопсидовых пегматитов. Отдельные прозрачные кристаллы хромдиопсида могут шлифоваться для вставок как исключительно красивый зеленый камень, но интересны и сплошные массы изумрудно-зеленого материала, который может использоваться как подделочный материал.

Ориентировочные запасы хромдиопсидовых метасоматитов Инаглинского массива до глубины 100 м составляют около 1 млн. т. Выход прозрачного камня размером от 0,25 до 1,5 см³ и подделочного материала ориентировочно может достигать 0,01% по весу, т. е. прогнозные запасы подделочных хромдиопсидовых материалов составляют около 100 т.



Т а б л и ц а 2
Химический состав хромдиопсида (в вес. %)

Компоненты	Обр. 302 из пегматита	Обр. 149 из метасоматита	Компоненты	Обр. 302 из пегматита	Обр. 149 из метасоматита
SiO ₂	50,72	53,29	Na ₂ O	2,63	0,45
TiO ₂	0,01	0,44	K ₂ O	1,87	0,05
Al ₂ O ₃	1,53	Не обн.	H ₂ O ⁺	1,79	Не обн.
Fe ₂ O ₃	3,73	0,58	H ₂ O ⁻	0,69	0,15
FeO	2,27	1,49	Cr ₂ O ₃	1,31	0,48
MnO	0,02	0,03	CO ₂	0,15	Не опр.
MgO	16,75	17,97	V ₂ O ₅	Не опр.	Следы
CaO	16,05	25,07	П.п.п.	0,24	0,13
Сумма				99,76	99,53

В пегматитах хромдиопсидовые кристаллы, пригодные для украшений, встречаются весьма редко, поэтому количественную их оценку сделать затруднительно.

В настоящее время метасоматиты Инаглинского массива эксплуатируются на вермикулит, а хромдиопсид поступает в отвал. Для добычи хромдиопсида потребуются затраты только на разработку отвалов и организацию отсева крупных фракций, без затрат на выемку сырья из целика.

Л и т е р а т у р а

Корчагин А. М. Вермикулит-флогопитовое месторождение Инагли.—Изв. АН СССР, серия геол., 1966, № 8.

Корчагин А. М. Апатитовые проявления в Инаглинском массиве.— В кн. «Апатиты». Изд-во «Наука», 1968.

СЕРПЕНТИНИТЫ ЮЖНОЙ МОНГОЛИИ КАК ПОДЕЛОЧНЫЙ КАМЕНЬ

С давних пор известна любовь монголов к цветному камню. Украшениями им служили камни местного происхождения: «золотистые топазы», бериллы, зеленовато-синие амазониты, прозрачные флюориты фиолетово-розовой, зеленой и ярко-желтой окраски, пироп с рыжеватым оттенком и желтовато-зеленый хризолит, которые поставлялись в Россию, Китай и другие страны.

Месторождения перечисленных камней уже ранее описывались А. Е. Ферсманом (1920, 1925), Н. И. Толстихиным (1920), В. И. Крыжановским (1925) и другими. Нам хотелось бы обратить внимание на один из поделочных камней Монголии, имеющий широкое распространение, но ранее никем не отмечавшийся. Это — серпентинит, или змеевик, как его называли раньше. По классификации А. Е. Ферсмана серпентиниты относятся к поделочным цветным камням второго порядка. Серпентиниты издавна использовались как красивый поделочный камень. В течение нескольких столетий знаменитая саксонская компания в Цеблице разрабатывала огромные ломки серпентинитов и вытачивала из него различные художественные изделия — столешницы, ступки для аптекарских лабораторий, чернильницы, подсвечники и другие изделия. В конце XVIII — начале XIX столетия и в России из серпентинитов Урала также производились всевозможные художественные изделия.

В соседней с Монголией Тувинской АССР в настоящее время из черных серпентинитов изготавливаются очень красивые национальные художественные изделия.

Серпентинит характеризуется значительной вязкостью и разнообразием окраски: от зеленовато-желтого до темно-зеленого, почти черного. Некоторые разности его неотличимы по внешнему виду от дорогого нефрита. На территории Монголии весьма широко распространены выходы серпентинитов, которые приурочены к глубинным разломам и образуют целые пояса серпентинизированных пород, возникших по первичным перидотитовым и дунитовым породам в результате их гидротермального изменения. В настоящее время, по данным В. В. Беззубцева и И. И. Волчека (1963), на территории Монголии известны три таких пояса: Толбанурский, Дзабханский и Цаганшибэтинский, которые продолжают на север и, соединяясь с Тувинскими, образуют круп-

ные гипербазитовые пояса. Большинство гипербазитовых массивов располагается в кембрийской эффузивно-осадочной толще, охарактеризованной фауной археоциат, малая часть их находится в толще гнейсов и кристаллических сланцев докембрия.

Наиболее крупный гипербазитовый пояс — Дзабханский — имеет длину не менее 700—800 км. Цепь гипербазитовых массивов протягивается от оз. Рок-Нур на восток до границы Монголии с СССР в районе оз. Шара-Нур, где соединяется с Южно-Тувинским гипербазитовым поясом. В пределах Дзабханского гипербазитового пояса известно около 30 массивов.

Каганшибэтинский гипербазитовый пояс соединяется с Западно-Тувинским поясом в районе Барлыка и Алаша. Его длина не менее 200—300 км. Интрузии этого пояса, как и предыдущего, приурочены к кембрийской зеленокаменной толще.

Толбонурский гипербазитовый пояс насчитывает 24 гипербазитовых массива.

Кроме этих поясов, в Южной Монголии выявлены Гобийский и Южно-Тоташанский гипербазитовый пояса (Хасин, Храпов, 1965). Гобийский пояс расположен к югу от Улан-Батора и прослеживается более чем на 300 км от района Мандол-Обо на западе до района Мантан на востоке. В пределах этого пояса зафиксировано 13 массивов ультраосновных пород. Массивы сложены серпентинитами. Возраст этих интрузий относится к концу девона или началу карбона (Хасин, Храпов, 1965).

Южно-Тоташанский гипербазитовый пояс расположен на крайнем юге Монголии, будучи приурочен к западной части одноименного хребта. Он имеет субширотное простирание на протяжении около 60 км. В пределах пояса известно более 50 массивов. Образование их, по данным Р. А. Хасина и А. А. Храпова, произошло предположительно в карбоне или перми.

Из приведенного краткого перечня гипербазитовых поясов Монголии видно, насколько широко распространены там выходы гипербазитовых массивов, представленных в большей своей части серпентинитами. Нам удалось увидеть далеко не все выходы их, но из всех осмотренных привлекли внимание серпентиниты, расположенные на юге Монголии, в 5 км южнее аймачного центра Гоби-Алтайска. Здесь имеются три массива вытянутой формы, залегающих согласно с простиранием вмещающих кембрийских эффузивных толщ и характеризующихся небольшой шириной при значительной длине. Серпентиниты этих массивов входят в наиболее крупный Дзабханский гипербазитовый пояс, который приурочен к узкой (1—6 км) прямолинейной зоне разлома.

В краевых частях массивов, вблизи более молодых диоритов и габбродиоритов, а также в зонах разломов наблюдаются процессы карбонатизации и оталькования. Центральные части массивов сложены сильно серпентинизированными перидотитами, а краевые — серпентинитами. Характерная особенность этих мас-

сиров — присутствие в них довольно крупных скоплений хромита, размеры которых достигают иногда 100×50 м. В наиболее крупном (Центральном) массиве имеют место обильные проявления хризотил-асбеста и серпентита.

В юго-западном массиве серпентиниты имеют преимущественно массивное строение, и в обнажениях видны крупные блоки светло-зеленых серпентинитов. В составе их преобладают лизардитовые разности, среди которых различается магнетит, присутствующий в виде тонких шнуровидных выделений. Последние обычно располагаются параллельно друг другу, придавая породе гнейсовидный облик. Кое-где выделения магнетита образуют каркас породы, являясь реликтом первичных кристаллов хромшпинелидов, центры которых метасоматически замещены серпентинитом. Серпентинизация здесь связана, по-видимому, с более поздними диоритами, которые обнажаются вблизи гипербазитового массива. Серпентиниты здесь отличаются от серпентинитов других массивов сочным светло-зеленым цветом, который делает их пригодными для изготовления сувениров и украшений. Они отличаются большой прочностью, способностью хорошо принимать полировку. Запасы сырья для этих целей практически неограниченны. Весьма благоприятны и географические условия: месторождения расположены вблизи прекрасной шоссе-ной дороги. Все это позволяет рекомендовать южномонгольские серпентиниты как возможный материал для производства разнообразных изделий, для чего предварительно нужны специальные исследования с целью выделения наиболее подходящего участка для эксплуатации.

Несмотря на то, что змеевиковые массивы чрезвычайно широко распространены на территории Монгольской Народной Республики, участки с поделочными змеевиками встречаются относительно редко. Их возникновение связано, по-видимому, с двумя факторами: 1) с аллометаморфической гидротермальной переработкой отдельных блоков серпентинитов и 2) с процессами их выветривания. С первым фактором связано перераспределение магнетита в породах и неравномерное развитие в них хризотилового и антигортитового серпентинита; со вторым — появление светлых, зеленых и яблочно-зеленых (обесцвечивание) тонов серпентинитов. Оба процесса создают разнообразную палитру цветов, текстур и оттенков змеевиков.

Л и т е р а т у р а

Беззубцев В. В., Волчек И. И. Структурное положение гипербазитов Западной Монголии. (Материалы по геологии Монгольской Народной Республики). Гос. науч. техн. изд-во нефт. и горнотопл. лит-ры, 1963.
Крыжановский В. И. Пегматитовые жилы в окр. Урги в Монголии. М., 1925.
Телетихин Н. И. Краткий отчет о геологи-

ческих данных р. Селенги. Отчеты Монгольской экспедиции 1919 г. Иркутск, 1920.

Ферсман А. Е. Драгоценные и цветные камни России, т. 1, 1920; т. 2, 1925. Изд-во Акад. наук.
Хасин Р. А., Храпов А. А. Новые гипербазитовые пояса Южной Монголии. — Докл. АН СССР, 1965, 165, № 4.

МРАМОРНЫЙ ОНИКС

В русской литературе название «мраморный оникс» стало употребляться только с 1897 г., хотя применение этого камня в качестве декоративного и поделочного материала было известно очень давно. В 1901 г. горнопромышленник М. С. Бетанов в своей статье «О кавказском мраморном ониксе» пишет: «Название — оникс, данное мраморовидным красивым камням, чисто коммерческое название, под которым камни эти пользуются уже много лет...»¹.

В геологической литературе нет единого мнения в трактовке термина «мраморный оникс». Так часто называют сталактитовые и сталагмитовые сростки кальцита или арагонита — пещерный оникс или пластообразные залежи арагонита, образованные за счет отложения углекислой извести из горячих источников. В обоих случаях это массивный или зонально-полосчатый натечный агрегат мелких зерен или волокнистых кристаллов арагонита либо кальцита. В чистом виде он обладает жемчужно- или молочно-белым цветом, а в случае небольших примесей железа и никеля приобретает кремовый, розовый, коричневый, синеватый и зеленый цвет. Другая особенность мраморного оникса — способность воспринимать зеркальную полировку, просвечивать на глубину, что придает особую нежность декоративному рисунку как в полосчатой, так и в массивной разновидностях камня. Особенно привлекательны образцы с причудливой волнистой concentрически зональной слоистостью. Мощностъ одноцветных и разноцветных полос различна: от десятых долей миллиметра до нескольких сантиметров.

Основные месторождения мраморного оникса приурочены к районам проявления молодой тектоники и широкого развития горячих минеральных источников. Натечные и пластообразные скопления здесь образуются в результате воздействия термальных вод на окружающие карбонатные породы с последующей кристаллизацией арагонита при температурах от 50 до 80° С. Если в растворах есть стронций, то образуется арагонит, если стронция нет,

¹ Собственно «ониксом» называют тонкополосчатый агат, в котором чередуются белые и черно-бурые полосы.

то арагонит самопроизвольно, хотя и медленно, переходит в кальцит¹.

Мраморный оникс издавна употреблялся для изготовления различных бытовых и художественных изделий в сочетании с бронзой или другими материалами. Это различные письменные приборы, разнообразные шкатулки, подставки для настольных ламп и вазы тончайшей работы. Но в большем количестве мраморный оникс использован в архитектурных украшениях храмов и дворцов, а также в мозаичных работах.

Месторождения мраморного оникса

Крупные месторождения мраморного оникса известны в Алжире, АРЕ, Аргентине, Мексике, Италии, Северной Америке (Калифорния). Добыча его в старые годы, например с 1895 по 1897 г., в Алжире составляла около 5 тыс. т, в США 9 тыс. т. Ежегодная продажа бразильского оникса в Европу (в те же годы) составляла в среднем около 7 тыс. т (Бетанов, 1901). Статистических сведений о добыче и потреблении камня в более позднее время не имеется.

В нашей стране основные месторождения этого камня находятся в Закавказье и Средней Азии.

Мраморный оникс закавказских месторождений чаще всего имеет белую и желтую окраску в сочетании с зеленоватыми, оранжевыми, коричневыми и другими оттенками, при этом выделяются однотонные, пятнистые и полосчатые с сетью тонких прожилков разновидности. Этот оникс не уступает по качеству лучшим сортам южноамериканского и алжирского оникса (Бетанов, 1901).

Обработка закавказских месторождений была самой значительной в XIX в. и начале XX столетия.

В годы Советской власти закавказские месторождения были основной базой треста «Русские самоцветы», обеспечивающей регулярные поставки мраморного оникса крупным камнерезным предприятиям Ленинграда и Свердловска. В частности, из агамзалинского мраморного оникса в Москве выполнены световые щитки в метро на ст. Белорусская-радиальная. Кроме того, он широко использовался местной промышленностью. Ликвидация треста «Русские самоцветы» в 1957 г. и затопление добычного карьера на крупнейшем Агамзалинском месторождении в Армении привело к тому, что мраморный оникс почти вышел из ассортимента камней, потребляемых камнерезными предприятиями.

¹ Вряд ли это вполне правильно; образование кальцита или арагонита скорее связано с колебаниями температур источника: из более горячих вод отлагается арагонит, более холодные воды дают кальцитовые слои. Многие мраморные ониксы — явные отложения минеральных источников — состоят из переслаивающихся арагонитовых и кальцитовых слоев (прим. ред.).

Поиски новых и разведка известных месторождений до последнего времени почти не производились.

В настоящее время произведена переоценка известных месторождений и выявлен ряд новых месторождений, в частности Нор-Харбердский участок Агамзалинского месторождения, который весьма перспективен.

Среднеазиатские месторождения и проявления мраморного оникса также заслуживают большого внимания. В Таджикистане мраморный оникс использовался с глубокой древности. Так, при раскопках в Самарканде встречены обломки колонн, облицовочных плиток и других изделий из мраморного оникса. Самаркандский оникс — облачный, светло-зеленый, напоминающий в лучших образцах цвет морской воды и просвечивающий по краям (Ферсман, 1954).

Перспективным проявлением мраморного оникса является Кумышканское (Ташкентская область, УзбССР), заслуживающее уже сейчас постановки поисково-разведочных работ.

Несмотря на то, что мы знаем ряд крупных месторождений мраморного оникса, он все еще мало используется в отечественной промышленности. Основными потребителями этого камня пока являются лишь несколько предприятий: Свердловский завод треста «Русские самоцветы», Свердловская ювелирная гранильная фабрика, Киевский опытный завод, фабрика «Сувенир» в г. Алма-Ата. На 1967 г. по заявкам указанных организаций требуется 40,8 т мраморного оникса Карлюкского и 13,3 т Агамзалинского (Нор-Харбердского) месторождений.

Ниже дается обзор состояния сырьевой базы мраморного оникса основных регионов СССР.

Закавказье

На территории Закавказья крупные месторождения мраморного оникса сосредоточены в пределах Армянской ССР, где известно семь месторождений и проявлений этого камня. При этом два из них — Агамзалинское и Мисханское широко известны среди потребителей поделочного камня. Пять проявлений: Двин, Делижанское, Стана-Черни, Цахкадзор, Агбашское и районы, прилежащие к ним, подлежат дальнейшему изучению. Общие промышленные запасы мраморного оникса на 1.I.1966 г. по категориям В + С₁ составляют 8,3 тыс. м³ (Агамзалинское месторождение), запасы по Нор-Харбердскому участку оценены ориентировочно в количестве 100—120 тыс. м³. По Мисханскому месторождению ориентировочные запасы составляют 6,14 тыс. м³. Но запасы Агамзалинского и Мисханского месторождений (кроме участка Нор-Харбердский) находятся в настоящее время на консервации.

На территории Грузинской ССР проявления Джаржи, Мармало-Мта и Сухумское подлежат изучению.

Сирабское месторождение в Азербайджанской ССР имеет незначительные запасы.

Все упомянутые месторождения и проявления мраморного оникса в Закавказье образовались в результате отложения материяла из горячих минеральных источников.

Агамзалинское месторождение находится в Арташатском районе в 12 км юго-восточнее Еревана. Месторождение известно давно и разрабатывалось, по-видимому, в XVIII в. После революции первая промышленная добыча относится к 1925 г., но работы велись нерегулярно, кустарным способом. В последние годы месторождение разведывалось и периодически отрабатывалось.

В настоящее время месторождение законсервировано, но в 3 км от него разведан Нор-Харбердский участок с запасами по категории C_2 100—120 тыс. м³. Мраморный оникс этого участка весьма сходен с агамзалинским.

В геологическом строении Агамзалинского месторождения принимают участие светло-голубые известняки эоценового возраста, смятые в антиклинальные складки S_3 простираения. На них располагается толща известняков с пропластками ониксовидного мрамора нижнечетвертичного возраста. Длина продуктивной зоны 100—110 м, ширина 35—40 м, мощность 5,5 м. Мощность пропластков мраморного оникса от 0,15 до 0,40 м.

Выходы толщи известняков с мраморным ониксом прослеживаются до с. Агамзалу. Оникс встречается вблизи с. Двин, у р. Гарни-Чай, между селами Нижний и Верхний Агбаш. Азимут падения пластов с ониксом ЮЗ 225°, угол падения 55°.

На месторождении наиболее широко распространена белая разновидность оникса, способная просвечивать на глубину 3—4 см, есть также светло-зеленые и коричневые разности различных оттенков. Мраморный оникс обладает волокнистым строением, радиально- или параллельно-лучистой структурой и слоистой текстурой. В полированном виде отчетливо проявлен привлекательный концентрически зональный или полосчатый рисунок.

Мисханское (Анкаванское) месторождение расположено в Розданском районе, на окраине с. Анкаван, на Памбекском хребте.

Месторождение представлено тремя сравнительно большими (1200, 1800 и 1100 м²) и несколькими мелкими пластообразными телами мраморного оникса, прослеживающимися вдоль долины рек Мисханки и Мармарик в районе Анкаванских минеральных источников. Мраморный оникс несогласно залегает на туффилах, туфосланцах и порфирах эоценового возраста, метаморфических сланцах и мраморизованных известняках кембрия — докембрия. Перекрывается он согласно травертинами и конгломератами четвертичного возраста. На месторождении выделяются две разновидности мраморного оникса: 1) белая с желтым, серым и розовым оттенком и 2) полосчатая с красивым рисунком чередующихся зеленых и белых прослоев.

Месторождение обводнено, но периодически эксплуатировалось. Ориентировочные запасы мраморного оникса составляют 6,14 тыс. м³. Значительная часть их входит в санитарную зону завода минеральных вод, поэтому в настоящее время месторождение не имеет промышленного значения.

Остальные проявления мраморного оникса Закавказья изучены слабо. Следует отметить, что они, подобно вышеописанным месторождениям, характеризуются высоким качеством сырья. Есть основание предполагать также, что по соседству с ними могут быть встречены мощные залежи мраморного оникса, так как в районе некоторых проявлений разрабатывались (в начале прошлого столетия, а может быть и раньше) пласты довольно крупных размеров. Так, например, месторождение Мармало-Мта, расположенное в Ахалцихском районе, в 6 км от с. Снахве, эксплуатировалось еще в XVIII в. Оно находится в горной долине с высотной отметкой около 2,3 км. Мраморный оникс залегает в виде пластов среди четвертичных отложений. По сведениям М. С. Бетанова (1901), мраморный оникс этого месторождения является лучшим среди известных кавказских месторождений. Он обладает различными переходами цветов (розовый, оранжевый, белый), красивой узорчатостью, полупрозрачностью и является исключительно красивым поделочным камнем.

Месторождение Джарджиг находится в 20 км от ж.-д. станции Тбилиси. Пласты мраморного оникса залегают здесь среди туфов. Добыча камня производилась в начале нашего века. Размер глыб в поперечнике достигал 1,5 м, а вес — 1600 кг и более. Качество мраморного оникса высокое. Обилие углекислых минеральных источников в этом районе указывает на возможность выявления новых месторождений.

На территории Азербайджанской ССР известно Сирабское месторождение мраморного оникса. Оно находится в 18 км от г. Нахичевань, у Сирабских минеральных источников. В 1939 г. на месторождении была проведена разведка с попутной добычей 635 т камня. Материал был использован для поделочных целей в г. Баку. Пласты и пропластки оникса мощностью от 20 до 60 см залегают среди мелкозернистых известковых песчаников. Цвет оникса белый, серовато-желтый, бледно-зеленый, буроватый; камень иногда полосчатый, просвечивает на глубину 2—4 см. По красоте мраморный оникс не уступает агамзалинскому. На месторождении сохранились небольшие запасы оникса, которые могут быть увеличены поисково-разведочными работами.

Средняя Азия

На территории Средней Азии известны три месторождения мраморного оникса: Карлюкское в Туркменской ССР, Дюресу в Киргизской ССР и проявление Кумышкан в Ташкентской области.

Месторождения Карлюкское и Дюресу известны давно, но в настоящее время одна из карлюкских пещер, с которой связаны значительные скопления мраморного оникса, объявлена государственным заповедником, и добыча этого камня разрешена только из одной пещеры. На проявлении мраморного оникса Кумышкан в 1967 г. проводились поисково-разведочные работы. Месторождения Дюресу и Кумышкан могут явиться объектами добычи в ближайшие годы.

На территории Средней Азии мраморный оникс встречается в двух разновидностях: сталактито-сталагмитовый пещерный оникс (Карлюкское месторождение) и жилообразный, образованный за счет горячих углекислых вод.

Карлюкское месторождение расположено на западном склоне хр. Кугитанг-Тау в двух пещерах: Хоша-Ойык (Старая пещера) и Кан-Котан. Пещера Хоша-Ойык расположена в 7—8 км северо-восточнее пос. Карлюк, а пещера Кан-Котан — в 3 км южнее пещеры Хоша-Ойык. Ближайший крупный поселок (Гаурдак) находится в 50 км от Карлюкских пещер. Пещера Хоша-Ойык (или Старая пещера) известна с древних времен. Основная часть пещеры расположена в рифовых известняках верхней юры. Дно и стенки пещеры, а также поверхности глыб и обломков внутри ее покрыты натечными образованиями кальцита и арагонита. Свод и дно пещеры покрыты многочисленными сталактитами и сталагмитами. Длина пещеры около 2 км, кроме того, она имеет множество залов и ответвлений.

Образцы мраморного оникса отлично полируются и обладают высокими техническими и художественными качествами. Прекрасная расцветка и рисунок камня, представляющий чередование полос водяно-прозрачного, медово-желтого, кремового и белого кальцита и арагонита, характерны для мраморного оникса обеих пещер.

Преобладающая окраска оникса — янтарная с различными оттенками. Мощность однотонных полос не превышает 1—2 см. Наряду с преобладающей полосчатой текстурой оникса имеется и радиально-лучистая концентрического строения (Чистяков, 1963). Порода плотная и вязкая, часто просвечивает на глубину до 3—5 см. Ориентировочные запасы мраморного оникса пещеры Хоша-Ойык составляют 347,4 т.

Пещера Кан-Котан располагается на участке известняков, осложненных взбросами, и вытянута вдоль одного из них в направлении с севера на юг на расстоянии около 1500 м. Высота пещеры 5—12 м, ширина 8—12 м. Опрос местных жителей помог С. Ялканову обнаружить пещеру Кан-Котан. В 1966 г. составлен план пещеры и проведены поисковые работы на мраморный оникс, в результате чего обнаружено крупное скопление мраморного оникса, несомненно имеющее промышленное значение. Наибольшее скопление оникса приурочено к местам изги-

бов пещеры. Натечные образования контролируются, по-видимому, тектоническими трещинами, рассекающими известняки оксфорда.

Запасы мраморного оникса пещеры Кан-Котан утверждены ТКЗ в количестве: по категориям C_1 — 259 т, C_2 — 436 т.

Проявление мраморного оникса Дюресу находится севернее пос. Чирпы Иссык-Кульского района Киргизской ССР, в предгорной части юго-западного окончания хр. Кунгей-Алатау. Оно приурочено к зоне тектонического контакта верхнеордовикских гранитоидов с карбонатно-терригенными отложениями коктуринской свиты палеогена. Мраморный оникс встречается в основном в известково-конгломератовой толще, обнажающейся в виде узкой полосы на юго-востоке проявления. Он выполняет согласные и секущие трещины в белых тонкозернистых известняках и мелкогалечных конгломератах. Прожилки камня имеют неправильную ветвящуюся форму и в целом образуют «штокверкообразное» тело, обнажающееся на площади в 40 м². Прожилковые тела мраморного оникса наблюдаются далеко за пределами проявления. Карбонатные растворы циркулировали, по-видимому, по готовым трещинам, откладывая на стенках и вокруг различных обломков CaCO_3 в виде мраморного оникса. Цвет мраморного оникса в основном медовый и кремовый. Текстура чаще всего полосчатая, иногда сферолитовая, с расположением составляющих волокон перпендикулярно к общему простиранию зоны.

Рисунок мраморного оникса довольно своеобразный, блочность — удовлетворительная. Мраморный оникс может быть использован в качестве поделочного камня, запасы его значительны.

Месторождение Кумышкан расположено в Ташкентской области, в 65 км восточнее от с. Паркент, в отрогах Чаткальского хребта. Отложения мраморного оникса приурочены к двум системам трещин широтного и северо-восточного простирания в виде двух тел жилообразной формы. Мощность их колеблется от 10 до 40 см в раздувах. Цвет мраморного оникса желтовато-коричневый, коричневый, текстура волнисто-полосчатая и радиально-лучистая.

Декоративный и поделочный мраморный оникс объединяет натечные формы арагонита или кальцита. Наибольший практический интерес представляет оникс, образованный за счет горячих минеральных источников. Он отличается более высокими художественно-декоративными свойствами и распространен гораздо шире, чем так называемый пещерный оникс.

По масштабу известных месторождений и проявлений Закавказье пока занимает первое место и является основной сырьевой базой этого камня в СССР. Вместе с тем месторождения и проявления Средней Азии также заслуживают внимания.

Состояние изученности сырьевой базы и количество подготовленных запасов в настоящее время дают возможность использовать мраморный оникс только для поделочных целей. В случае

резкого увеличения потребности различных промышленных предприятий и на внешнем рынке сырьевая база может быть значительно увеличена за счет поисково-разведочных работ в Закавказье и Средней Азии. Реальными объектами, где в ближайшее время возможен прирост промышленных запасов поделочных и декоративных разновидностей мраморного оникса, являются: Нор-Харбердский участок Агамзалинского месторождения в Армении, месторождения Дюресу в Киргизии и Кумышкан в Ташкентской области.

В ближайшие годы необходима организация поисково-разведочных работ на неизученных и малоизученных месторождениях Закавказья, где есть надежда обнаружить новые месторождения высококачественного мраморного оникса.

Л и т е р а т у р а

- Бетехтин А. Г. Минералогия. Госгеолиздат, 1950.
- Бетанов М. С. О кавказском мраморном ониксе. (К Кавказской юбилейной выставке). Тифлис, 1901.
- Б. К. Ониксовые месторождения Закавказья.— Вестник горн. дела и орошения, № 18, 1901.
- Вачнадзе Н. Д., Каранетян О. Т. Мраморный оникс.— В кн. «Геология СССР. Полезные ископаемые», т. X, ч. II. Госгеолтехиздат, 1944.
- Винда. По поводу так называемого разноцветного «прозрачного мрамора» близ г. Ахалциха.— Вестник горн. дела и орошения, 1901, № 3.
- Горбунов С. С. Камни поделочные.— В кн. «Природные ресурсы Грузинской ССР», т. 2. Тбилиси, 1959.
- Дюкалов Н. А. Мировая торговля драгоценными и полудрагоценными камнями. М., 1932.
- Заварицкий А. Н., Михеев В. И. О ктипите.— Докл. АН СССР, 1948, 63, № 6.
- Иванов А. Сталактитовые пещеры окрестностей Сухума.— Естествозн. и геогр., 1898, № 10.
- Исвиныйш А., Ошис Ф., Матеус Э. Условия образования различных модификаций карбоната кальция.— Изв. АН ЛатвССР, 1955, № 2.
- Меллер В. И., Денисов М. Полезные ископаемые и минеральные воды Кавказского края. СПб., 1900.
- Синегуб Е. С. Драгоценные, полудрагоценные и поделочные камни.— В кн. «Неметаллические ископаемые СССР», т. 5. Изд-во АН СССР, 1941.
- Соболевский В. И. Арагонит.— В кн. «Неметаллические ископаемые СССР», т. I. Изд-во АН СССР, 1936.
- Соловьев Ю. С. Кристаллизация арагонита на Байкальских железорудных рудниках.— Природа, 1957, № 2.
- Стефанов Ю. Арагонитовая пещера край с. Искрен-Софийско.— Природа и знание, 1956, 9, кн. 10.
- Федорова И. И. Арагонит в почвах.— Труды Почв. ин-та им. Докучаева, 1950, 34.
- Ферсман А. Е. Очерки по истории камня, т. 1, 1954; т. 2, 1961. Изд-во АН СССР.
- Ферсман А. Е. Избранные труды, т. VII. Изд-во АН СССР, 1962.
- Чистяков П. А. Мраморный оникс в Кутитанге.— Узб. геол. ж., 1963, № 5.

ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АМЕТИСТА И ЕГО РЕСУРСЫ

Общие сведения, применение аметиста

Аметист — высококачественный ограночный материал, легко обрабатывается и сохраняется в изделиях, не теряя полировки. По классификации А. Е. Ферсмана (1962), аметист относится к группе драгоценных камней II и III порядка. Густо окрашенные его разновидности — фиолетовые с кроваво-красным оттенком при искусственном освещении, добывавшиеся из Мурзинских копей и известные под названием сибирских аметистов, ценились наряду с первоклассными камнями.

Аметист известен с глубокой древности, когда он использовался для изготовления гравированных печатей; древнее название относилось не только к истинным (западным) аметистам, но также и к фиолетовым корундам (восточный аметист), и к пурпурным гранатам. В древности ему придавалась округлая форма, и только несколько веков назад к аметисту стали применять изумрудную (ступенчатую) огранку.

Большинство аметистов используется в качестве ограночного материала для изготовления ювелирных изделий — колец, серег, запонок, брошей, бус и т. д., при этом применяются различные виды огранки, в том числе и кабошонирование. Используется аметист с эффектными включениями игольчатого гетита.

Кроме того, аметист находит применение в качестве поделочного, ювелирно-поделочного и сувенирного камня, где используются щетки мелких кристаллов аметиста и агат-аметистовые выполнения жёод и миндалин.

По химическому составу аметист отличается от других разновидностей кварца относительно большим содержанием Fe_2O_3 (порядка сотых долей процента), интенсивность окраски возрастает пропорционально содержанию железа. В качестве примесей установлены Al, Li, Ca, Mg, Cr, Mn, Ti, Cu (Дэна и др., 1966).

Характерные пригодные формы аметиста — обычно короткопризматические, скипетровидные кристаллы в двойниках, четверниках и полисинтетических двойниках по бразильскому и дофинейскому законам, сростки и параллельно-шестоватые агрегаты. Обычные размеры кристаллов от 3 до 10 см по длинной оси; крупные кристаллы редки, чаще всего они замутнены и трещи-

новаты. Только в бразильских месторождениях (Риу-Гранде-до-Сул) Фронделем (Дэна и др., 1966) описаны густоокрашенные кристаллы аметиста размером до 25 см в поперечнике.

Равномерно окрашенные кристаллы редки. Окраска распределяется зонально: параллельно вершинным граням кристалла, иногда селективно в пирамидах роста положительного ромбоэдра. Пирамиды нарастания призмы бесцветные или дымчатые.

Природная окраска аметиста из разных месторождений различна: кристаллы с о-ва Мадагаскар отличаются сине-лавандовым цветом, из Северной Каролины — красновато-фиолетовым, бразильские и уругвайские — красновато-бурый.

Отличительное качество уральских аметистов — богатство окраски, кроваво-красный оттенок и способность сохранять его при искусственном освещении, в то время как саксонские и бразильские камни становятся при таком свете серыми, незаметными. Неравномерное распределение окраски при умелой его огранке не сказывается отрицательно на качестве камня.

Устойчивость окраски аметистов в природных условиях различна. Аметист аллювиальных россыпей о-ва Мадагаскар, Шри-Ланка и Бразилии, окатанный и шероховатый с поверхности, внутри сохраняет прозрачность и блеск (Браунс, 1906), а на современной поверхности африканских россыпей он приобретает желтовато-зеленый цвет за счет действия солнечного света. Некоторые образцы аметиста даже в музеях выцветают на солнечном свете.

Окраска аметиста изменяется при термической обработке. При нагревании до 180—200° С аметисты обесцвечиваются, но при охлаждении окраска восстанавливается. Прокаливание до температуры 300—500° ведет к утрате окраски, восстанавливаемой действием γ -лучей.

Обработка аметиста при температуре выше 500° приводит к образованию устойчивой желтой и красновато-бурой окраски и используется в промышленном производстве ювелирных цитринов (Дэна и др., 1966). Прокаливание выше 600° С создает опалесцирующий мутно-молочный цвет, что используется для получения из некачественных аметистов материала, имитирующего лунный камень.

Окраска аметиста исчезает под действием ультрафиолетового облучения, которое на 80% разрушает характерные центры окраски. Последние восстанавливаются при γ - и рентгеновском облучении. При радиоактивном облучении наблюдается усиление первоначальной окраски, в результате чего можно добиться пятикратного увеличения интенсивности окраски.

Изучение природы окраски аметиста представляет область специальных исследований. Теории, объясняющие причину окраски, основывались на существовании в составе минерала примесей, способных быть красителями; в качестве примесей упоминалось коллоидальное золото (Henckel, 1925), титан (Bruce, 1813),

органическое вещество, марганец (Rosecited, 1800) и т. д. Наиболее распространена теория, объясняющая окраску примесью вещества, содержащего трехвалентное железо (Holden, 1925; Веденеева, 1940), которое может входить в структуру решетки в форме иона Fe^{3+} вместе с группой OH^- (Дэна, 1966) или занимать межатомные положения в структуре. К. Ф. Худоба (1966) объясняет причину окраски аметиста наличием примесей железа и действием радиоактивного излучения, т. е. «присутствием цветowych центров дефектно-электронной природы».

По области применения аметист делится на ограночный и поделочный. В качестве ограночного сырья используются кристаллы аметиста с различной интенсивностью окраски. По существующим техническим условиям размер кристаллов аметиста по наименьшей грани должен быть не меньше 6 мм, а выход бездефектной области от 75 до 100% для I сорта и от 35 до 75% для II сорта. Вес кристаллов соответственно 0,5 и 1 г. Бездефектная область должна быть сосредоточена в 1—2 местах, а дефекты — по краям камня.

Для изготовления кабошонов используются кристаллы, которые имеют вес не менее 2 г, с окраской различной интенсивности; допускается содержание газово-жидких включений и трещины.

В качестве поделочного камня используются два вида образований.

1. Аметистовые щетки и друзы, состоящие из множества мелких кристаллов одного размера, расположенных на основании из красного, хорошо полирующегося песчаника. Всесоюзный трест «Цветные камни» друзы с площадью от 6 см² до 1 дм² отнес ко II сорту, а более 1 дм² — к I сорту.

2. Агатовые миндалины и жеоды с кварц-аметистовым выполнением, которое представлено чередованием кварца, аметиста и агата, создающим полосчатый рисунок, и щеткой мелких кристаллов аметиста. Площадь поперечного сечения миндалин определяет сортность сырья, наименьший размер его 2,5 см². Дефектами являются включения цеолитов, занимающие более 5—10% площади сечения; развитие бесцветного кварца не должно превышать 25% площади.

Сырьевая база аметиста

Аметист в настоящее время добывается из крупных месторождений, расположенных в ЮАР, Родезии и Южной Родезии, агатаметистовых залежей и россыпей Бразилии, месторождений Малагасийской республики, а также из ряда мелких месторождений США, Венгрии и других стран.

Годовая добыча сырья из африканских месторождений составляет от 3 до 11 т (табл. 1) на сумму от нескольких тысяч до 288 тыс. долларов, а запасы по наиболее крупным из них (Мвакамбиго) составляют 1260 тыс. кг сырья. Запасы аметиста

Т а б л и ц а 1
Добыча аметиста в капиталистических странах

Страна	Добыча сырья, кг			
	1961 г.	1962 г.	1963 г.	1964 г.
Родезия и Ньясаленд	—	4563 на сумму 22 400 долл. ВИЭМС; 1966	15 423, РЖ, 1965; на сумму 286 000 долл.	6705, РЖ, 1966
Южная Родезия	3975, РЖ, 1961	11 918, РЖ, 1964	8804, РЖ, 1965	—
Юго-Западная Африка	3020, РЖ, 1963	—	—	—
Малагасийская республика	—	экспорт: 1390, ВИЭМС, 1966	—	—
США, рудник Форт Пикс	—	—	экспорт: 213 на сумму 560 долл.	—

на россыпях Минас-Жераис (Бразилия) составляют 3 т с выходом ограночного сырья, равным 10%.

В СССР промышленные запасы аметиста отсутствуют, а добыча сырья не проводится с 1961 г. Месторождения Мурзинского района, отработанные с поверхности, требуют перспективной оценки нижних горизонтов. Месторождение Ватиха ниже горизонта подземной отработки (60 м) имеет геологические запасы 170 кг сырья, которые при современном состоянии горных выработок, сложных горно-технических условиях и существующих ценах нужно считать забалансовыми.

Сырьевая база поделочного аметиста складывается из запасов месторождения Мыса Корабль Мурманской области, где геологические запасы аметистовых щеток составляют 20 000 дм^2 , и запасов «кварц-агата» Саригюхского месторождения (АрмССР) в 220 т, утвержденных протоколом ГКЗ 14 июня 1967 г. Поэтому становится понятной актуальность задач, направленных на расширение отечественной сырьевой базы, и в первую очередь ограночного аметиста.

Типы месторождений аметиста

Аметист образуется в разнообразных геологических условиях (Меренков, 1936; Дэна и др., 1966): он присутствует в пегматитах, гидротермальных агатовых залежах, в эпитермальных жилах в ассоциации с баритом, кальцитом, сульфидами, в альпийских жилах, в залежах гематита в условиях циркуляции гипогенных растворов, в россыпях.

Т а б л и ц а 2

Классификация месторождений аметиста

Морфолого-генетические типы месторождений	Промышленное значение	Месторождения, перспективные районы
I Гранитные пегматиты		
1. Хрусталеносные гнезда с аметистом в камерных дифференцированных пегматитах	Мелкие месторождения, источники россыпей аметиста	Шт. Монтана (США), Майдантал (Узбекистан), Южно-Канские проявления (Красноярский край)
2. Миароловые пустоты и гнезда в жильных микроклиновых пегматитах с убогой редкометальной минерализацией	Мелкие месторождения драгоценных камней	Алудские-I, -II (Читинская обл.)
II. Гидротермальные		
1. Аметистоносные штоки в зонах жильных трещин		
а) среди полимиктовых железистых песчаников	Месторождения подолочного аметиста с запасами в тыс. дм ³ аметистовых шток	Мыс Корабль, участки Индера, Орловский, Турин Мыс (Мурманская обл.)
б) среди глинистых сланцев, диабазов, гранитов	Мелкие месторождения подолочного аметиста с низким качеством сырья	Волк-Остров, Ваз-Остров (Карельская АССР), Тетрино (Мурманская обл.)
2. Кварц-аметистовые жилы и минерализованные трещины в зонах тектонических трещин		
а) среди биотитовых гранитов, магнетитосодержащих плагиогранитов, пегматитов	Месторождения с запасами в десятки — сотни кг ограниченного сырья	Ватиха, Каменный Ров, Волчьих ям, Тальян (Средний Урал), Чуксинское, Акмуллинское, Кочкарские
б) среди гранитов и гнейсов, обогащенных гематитом, в контактах кислых интрузивных комплексов	Крупнейшее месторождение ограниченного камня с запасами в сотни тыс. кг сырья	Мвакамбико (Родезия)
в) среди метаморфических сланцев в связи с хрусталеносными кварцевыми жилами	Попутное сырье при отработке хрусталеносных гнезд	Хасаварка (Приполярный Урал), Джанги-Джол, Майдантал (Узбекистан) и др.
г) среди гранат-пироксеновых и рудных скварнов	Попутное сырье на железорудных месторождениях	Дашкесан (Азербайджан), Ангара-Илимские месторождения, проявления Средней Азии, Траварселла (Италия)
д) кварц-аметистовое выполнение миндалинов в агатовых залежах	Месторождения подолочного «кварц-агата» с запасами в сотни тонн сырья и объемы попутной добычи на месторождениях технического агата	Саригюхское (Армения), Тодан-Михайловское, Аметистовое ущелье
3. Аметистоносные газовые полости в пузыристых и миндалекаменных базах	Крупнейшие месторождения агата и аметиста, перспективные районы	Рио-Гранде-до-Сул (Бразилия), Иларберштейн (ФРГ), Сибирская платформа, Северный Тиман
III. Экзогенные		
1. Полости растворения и минерализованные трещины с аметистом в линейных корках выветривания и зонах гипергенеза на железорудных и полиметаллических месторождениях	Возможные источники попутного сырья на железорудных и полиметаллических месторождениях	Кургашинокан (Узбекистан), Яковлевское (КМА), Кальминус (Украина), Средняя Азия и др.

Таблица 2 (окончание)

Морфолого-генетические типы месторождений	Промышленное значение	Месторождения, перспективные районы
2. Кварцевые аметистосодержащие россыпи		
а) аллювиальные с рубином, цирконом, топазом, турмалином, цитрином и т. д.	Месторождения драгоценных камней с запасами аметиста в несколько тонн сырья	Минас-Жераис (Бразилия), Шри Ланка, Санарка (Южный Урал)
б) элювиальные	Мелкие месторождения, масштабы не известны	Хасаварка (Приполярный Урал), лог Аметистовый (Оренбургская обл.)

В основу предложенной классификации (табл. 2) положен морфолого-генетический принцип: типы месторождений выделены с учетом условий образования минерала и геолого-структурных черт месторождений. Последние определяют форму аметистоносных тел, характер выделения в них аметиста и область применения камня.

Пегматиты

Месторождения, связанные с пегматитами, обычно мелкие и едва ли могут иметь самостоятельное значение; в случае удовлетворительного качества сырья аметист может извлекаться комплексно при отработке хрусталеносных гнезд или полостей с драгоценными камнями.

1. Камерные хрусталеносные пегматиты с аметистом — полнодифференцированные образования, локализующиеся вблизи кровли гранитных интрузий. Пегматитовые тела отличаются хорошо развитым ядром, сменяющимся к периферии зонами пегматоидного, графического и мелкозернистого гранита.

Хрусталеносные полости представляют собой наиболее поздний продукт свободного роста кристаллов с микроклином, альбитом, олигоклазом, биотитом, минералами группы кварца, реже — топазом, литиевыми слюдами.

Аметист, представляя последнюю генерацию кварца, нарастает на кристаллы мориона и дымчатого кварца в форме мелких уплощенных друз, зон, корок. В таком виде он присутствует на Майдантальском (УзбССР), Южно-Канском (Красноярский край) месторождениях горного хрусталя и на участке Анги (Читинская обл.).

На всех этих месторождениях аметист представляет лишь минералогический интерес.

В США (шт. Хемпшир, шт. Монтана) мелкие месторождения отрабатываются; из гнезд объемом до $0,5 \text{ м}^3$ добывается по несколько тысяч кристаллов аметиста, из которых получают камни весом до 40 карат (Syncaucas, 1959).

2. Жильные микроклиновые пегматиты с драгоценными камнями и убогой редкометальной минерализацией представляют собой слабо дифференцированные пегматиты. Такие пегматиты известны в эндо- и экзоконтакте Мурзинского и Аduitского массивов (Средний Урал). Они сложены письменным гранитом с участками блоковой структуры и содержат трещины и свободные полости, выстланные кристаллами черного турмалина, лепидолита, топаза; размер полостей достигает $5 \times 2 \times 1 \text{ м}$. Гнезда с аметистом установлены в пегматитах Аduitского массива, которые отличаются полным отсутствием топаза, слабым развитием турмалина и наличием минералов редких земель и танталонибатов (Ферсман, 1962).

Кристаллы аметиста достигали огромных размеров, покрывая и обтекая дымчатые кварцы в крупных гнездах, в мелких трещинах и пустотах. Они извлекались при добыче дымчатого кварца (копь Семенинская). Месторождения этого типа по качеству аметиста (серые, грязно-фиолетовые замутненные кристаллы) не могут служить самостоятельными объектами работ.

Гидротермальные месторождения

Аметистоносные штокверки в зонах тектонических жильных брекчий

Месторождения располагаются в поясе крупных региональных разрывных структур, часто имеющих характер пограничных разломов. По отношению к ним аметистоносные зоны занимают согласное положение или положение поперечных разломов и состоят из серии параллельных и кулисообразных трещин.

Месторождения локализуются в песчаниках, гранитах, глинисто-шунгитовых сланцах, диабазах, но промышленные месторождения залегают только в железистых красноцветных песчаниках.

Месторождение Мыс Корабль (Мурманская область) связано с северо-восточным бортом Кандалакшского грабена, сопряженного с зоной Карело-Кольского пограничного разлома. Оно приурочено к зоне сброса протяженностью более 2 км, согласного со структурой грабена, и залегает в красноцветных полимиктовых песчаниках терской свиты палеозоя. Простираение сброса широтное, падение к югу под углом $50-60^\circ$. Ширина зоны измененных пород 500—100 м. Породы в зоне сброса трещиноваты, брекчированы, перекристаллизованы и окварцованы.

Аметистовая минерализация распределяется неравномерно; рудные тела представлены штокверками, размер которых в плане достигает 60×20 м, а в глубину по падению не установлен. Степень изменения пород и минерализация часто находятся в прямой зависимости от величины штокверка. В его пределах обнаруживается отчетливая зональность: наиболее интенсивное дробление наблюдается в центральной части зоны, где брекчия состоит из обломков песчаника, флюорита, ноздреватого кварца. Кварц-аметистовая минерализация приурочена к висячему боку, выполняя систему пересекающихся трещин, и развивается на стенках открытых трещин, жеод, поверхностях обломков в форме щеток, друз и корок.

Минеральный комплекс штокверка: флюорит двух генераций (дорудный и сингенетичный с аметистом), кальцит, барит, кварц, горный хрусталь и аметист. Последовательность отложения кварца выражена зонами халцедона, мелкозернистого, шестоватого кварца, щеткой горного хрусталя и аметиста. Для месторождения характерен одинаковый размер кристаллов в одной щетке, колеблющийся от 1 до 5 мм. Цвет их от светло-сиреневого до густо-фиолетового с дымчатым оттенком.

Площадь друз и щеток от нескольких квадратных сантиметров до 2 дм^2 , среднее содержание щеток составляет $0,3 \text{ м}^2$ в 1 м^3 продуктивных пород штокверка. Геологические запасы щеток оцениваются в $22\,000 \text{ дм}^2$.

Аметистовая минерализация этого типа установлена на южном и юго-восточном побережье Кольского полуострова, на островах Заонежья (Волк-Остров и др.); из зарубежных к ним относятся Шклярская Поренба (Lis, 1961). Кварц-кальцит-баритовый состав образований, характер изменения вмещающих пород, отсутствие отчетливой связи с магматическими комплексами позволяют считать аметист низкотемпературным образованием. Формирование щеток может носить характер друз перекристаллизации в процессе растворения и перетотложения кремнезема и друз нарастания в открытых трещинах за счет привнесенного кремнезема.

Кварц-аметистовые жилы и минерализованные трещины
в зонах тектонических трещин

В гранитах, магнетитсодержащих плагиогранитах, пегматитах. Месторождения этой группы являются самостоятельными объектами разведки и добычи камня. Уральские аметистовые копи почти в течение двух веков обрабатывались старательским путем, а с 30-х годов нынешнего столетия периодически разведывались и эксплуатировались. К этой группе относится около ста Мурзинских копей, ряд слабо изученных месторождений в западном и восточном контакте Адуйского массива, Чуксинское место-

рождение, ряд точек с минерализацией в Кочкарском гранитном массиве, а также аметистовые проявления в гранитных массивах Средней Азии.

В структурном отношении месторождения локализуются в эндо- и меньше в экзоконтактах кислых интрузивных комплексов и контролируются зонами трещиноватости, занимающими секущее положение относительно интрузивного контакта. Они залегают в основном в породах кислого состава — гранитах, гранодиоритах, граносиенитах, пегматитах, иногда в заметных количествах содержащих свободные окислы железа.

Месторождение Ватиха, как и ряд других месторождений Мурзинского района, локализуется в эндоконтакте Мурзинского гранитного массива и приурочено к тектоническим зонам, занимающим поперечное положение относительно интрузивного контакта.

Вмещающие породы представлены гранитами, гранито-гнейсами, плагиогранитами и пегматоидными гранитами с титаномегнетитом.

В пределах месторождения установлено 12 зон с преимущественным простиранием СВ 35—70°, мощность которых составляет 1—5 м, а протяженность 100—500 м.

В глубину по падению зоны отличаются выдержанностью: протяженность их на некоторых месторождениях достигает 60—90 м. Минерализация в зоне представляет собой сеть параллельных и пересекающихся минерализованных трещин с горным хрусталем и аметистом, сменяющихся четковидными маломощными (1—3 см) кварцевыми прожилками, которые в местах пересечения и сопряжения образуют раздувы — аметистоносные полости.

Форма аметистовых образований — кварц-аметистовые жилы и аметистоносные столбы.

Морфология первых определяется формой трещин, выполненных щетками и друзами кристаллов, соприкасающихся в центре или образующих полость с кристаллами свободного роста шириной 2—5 см и длиной до 0,5 м.

Столбы образуются на пересечении трещин различного направления (СВ 35 и 51°); они содержат многочисленные полости, развивающиеся в раздувах кварцевых прожилков и в измененных боковых породах вне связи с кварцевыми жилами. Объем таких полостей от нескольких кубических сантиметров до нескольких кубических метров.

В составе кварц-аметистовых образований присутствуют кварц, горный хрусталь, аметист, карбонаты, редко — анальцит, пирит, лимонит. Аметист образует скипетровидные кристаллы, растущие на основании из горного хрусталя, друзы и щетки, нарастающие непосредственно на стенках полостей, свободные кристаллы в глине, выполняющей полости. Развиваются кристаллы и в измененных породах за пределами полости. Наиболее высококачественное сырье получено из последних.

Изменения вмещающих пород представлены серицитизацией, каолинизацией, окварцеванием и сопровождаются развитием хлорита и эпидота в форме корок и оолитовидных стяжений. Часто зоны сопровождаются линейной каолиновой корой выветривания мощностью от нескольких метров до 30 м.

В отличие от описанных известны мелкие месторождения, где аметистовые гнезда локализируются в кварцевых жилах, представленных короткими параллельно или кулисообразно расположенными кварцевыми телами. Аметистовые гнезда при этом бывают приурочены к остаточным полостям, либо к тектоническим полостям растворения.

Остаточные полости располагаются цепочками вдоль шва жилы и содержат кристаллы горного хрусталя, аметиста и цитрина; размер полостей до 0,3 м в поперечнике (Хомутовское месторождение).

Жилы с полостями растворения (Чуксинское месторождение) сложены катаклазированным кварцем со следами перекристаллизации и регенерации на стенках трещин и в зальбандах. Полости в них обычно локализируются в висячем боку пологопадающих жил и прожилков, а иногда и вне связи с ними. Размеры полостей составляют от первых десятков сантиметров до $0,5 \times 1,5$ м в поперечнике.

В некоторых месторождениях (Тальян, жила Тихониха) аметистовая минерализация пространственно контролируется пегматитовыми телами, что можно объяснить способностью пегматита, залегающего среди пластичных сланцев и гнейсов, в отличие от последних отвечать на деформации образованием трещин. Такой связи в свое время придавали генетическое значение, считая кварц-аметистовые образования «кварц-аметистовыми пегматитами».

В гранитах и гнейсах, обогащенных гематитом. Месторождение Мвакамбико, находящееся в Родезии, с запасами 1260 т сырья локализуется в зоне тектонического нарушения, секущего контакт массива гранит-сиенитов с метаморфическими породами. Кварц-аметистовые жилы выполняют трещины разрыва и ассоциируются с сильно окварцованными, богатыми гематитом породами. Добыча сырья ведется из латеритной почвы мощностью 2,5 м; повышение концентрации кристаллов аметиста при этом наблюдается на вершинах холмов, что связано с естественным обогащением в результате размыва и выноса мелкозема (Brown, 1962). Характерно, что аметист на поверхности россыпи изменяет цвет от фиолетового до желтовато-зеленого.

В метаморфических сланцах в связи с кварцевыми хрусталеносными жилами. Хрусталеносные гнезда с аметистом при положительной оценке его качества могут служить объектами попутного извлечения камня.

Аметист присутствует в хрусталепосных гнездах Хасаварки (Приполярный Урал), в месторождениях горного хрусталя Майдантал (Узбекистан), Джаги-Джол (Киргизия), Обиракзоуского (Таджикистан) и других месторождениях.

Кварцевые жилы залегают в интенсивно дислоцированных метаморфических сланцах и гнейсах, выполняя трещины скола. Хрусталеносные гнезда, приуроченные к выклиниванию жил по падению и простиранию, имеют характер полостей растворения. Аметист находится в гнездах в резко подчиненных количествах, представляя собой самостоятельные кристаллы размером 4—6 см (редко до 20 см — Хасаварка), либо скипетровидные формы на кристаллах горного хрусталя и раухтопаза. Качество аметиста в таких образованиях, как правило, низкое: кристаллы замутненные, трещиноватые, слабо и неравномерно окрашенные.

В известняках, гранат-пироксеновых и рудных скарнах. Среди многочисленных неизученных проявлений аметиста в контактово-метасоматических образованиях не известны крупные скопления камня; при положительной оценке качества сырья они могут служить объектами попутного извлечения сырья при отработке железорудных залежей или хрусталеносных гнезд.

Аметистовая минерализация в магнетитово-гранатовых скарнах в тесной связи с железорудными залежами установлена на Дашкесанском железорудном месторождении, на Копаяевском и Чапкинском месторождениях Ангари-Илимской группы. Аметист присутствует в хрусталеносных гнездах кварцевых жил, связанных с гранат-пироксеновыми и рудными скарнами (Майдантал, Узбекистан), в жеодах метасоматически измененных известняков в ассоциации с магнетитом и железосодержащими карбонатами в Траварселла (Италия) (Rend soc. mineral, 1962).

Друзы кварца и аметиста нарастают на магнетите в железорудной залежи либо инкрустируют остаточные полости в безрудных кварцевых жилах, приуроченных к зонам дробления внутри железорудных залежей.

На Дашкесанском месторождении аметист является второй генерацией кварца, позднего минерала магнетито-гранатовых скарнов (Барсанов, 1953) и ассоциируется с эпидотом, актинолитом и гранатом.

В хрусталеносных гнездах в связи со скарнами аметист относится к последней, шестой генерации кварца, температура образования которого заключена между 184 и 94° (Эликсон, Полюковский, 1961).

Качество кристаллов аметиста в этих образованиях низкое: это или крупные бледноокрашенные просвечивающие кристаллы (Дашкесан), либо слабо- и неравномерноокрашенные, замутненные мелкие кристаллы (Ангари-Илимские месторождения).

В агатоносных залежах миндалекаменных андезитов и порфировитов. Аметистовая минерализация в форме кристаллического выполнения агатовых миндалин, жеод, гнезд установлена в месторождениях технического агата Закавказья. Некоторые из них, имеющие значительные запасы поделочного «кварц-агата» (Саригюхское месторождение), могут быть объектами комплексной добычи, на других — сырье может извлекаться попутно при отработке агатоносных тел. Наконец, месторождения, в которых выполнение миндалин представлено в основном кристаллическим кварцем с друзами и щетками аметиста, являются перспективными участками поисков ограночного камня.

Среди агатовых месторождений Закавказья известно два промышленно-генетических типа, представленных минерализованными зонами: 1) в залежах миндалекаменных эффузивов, где минерализация представлена миндалинами, прожилками, гнездами, и 2) в залежах пирокластических образований, где минерализация связана с трубчатыми образованиями. Аметист присутствует в форме щеток и друз, выполняющих центральную часть миндалины, гнезд, трубок.

В отношении аметиста наибольший интерес представляют такие месторождения, где в составе агатовых миндалин и гнезд значительную долю составляет кристаллический кварц, в частности, группа Иджеванских и Аджикендских месторождений. На Тодап-Михайловском месторождении, например, описаны крупные миндалины (до 20—25 см в поперечнике), в которых кристаллы аметиста достигают 8 см в длину, занимая 3—30% объема миндалины (Крыжановский, 1936).

Для кристаллов и друз с густой окраской характерно присутствие включений железистых минералов — гетита и гематита.

Агат- и аметистоносные газовые полости
в пузыристых и миндалекаменных базальтах

К этому типу относятся месторождения Бразилии и Уругвая, наиболее крупное из которых — Риу-Грандо-до-Сул. По общей геологической обстановке, характеру и возрасту вулканизма, составу покровов, характеру минерализации к этим месторождениям близки проявления аметиста в пределах трапповой формации Сибирской платформы, на Северном Тимане и в Забайкалье.

Бразильские месторождения расположены в поле верхнепалеозойских траппов, площадь которых 5 млн. км², а общая мощность осадков до 800 м (Obenauer, 1963). Месторождения локализируются в верхней части разреза, будучи приуроченными к покрову пузыристого базальта мощностью 10 м. Агат и халцедон выполняют миндалины и трещины или цементируют брекчию базальта. Аметист выстилает внутренние части миндалины и полостей, образуя друзы тесно сросшихся кристаллов (Браунс,

1906). «Вещество, выполняющее миндалины, представляет собой осадок, выпавший из гидротермальных растворов и растворов в коре выветривания» (Obenauer, 1963).

Добыча агата и аметиста ведется из латеритной площадной коры выветривания мощностью 30 м. Сведения о размерах месторождений и запасах сырья в них отсутствуют.

Районы Сибирской платформы, Северного Тимана и Забайкалья, где установлен ряд проявлений аметиста, являются перспективными для поисков. Среди базальтовых покровов на территории Восточной Сибири присутствуют пузыристые и мандельштейновые разности, в которых найдены гидротермальные образования — миндалины, жеоиды, гнезда, жилы (Лебедев, 1955).

В Красноярском крае обнаружен ряд проявлений аметиста в связи с пустотами в базальтах, долеритах и шаровых лавах (Курейское, Хонтайское), где размеры миндалин составляют от первых сантиметров до 0,6 м, а размеры кристаллов — от миллиметра до 2,5 см.

Крупные миндалины агата с аметистом известны на Белореченском месторождении агата (Северный Тиман), где они локализируются в верхних частях базальтовых покровов.

Экзогенные месторождения

Полости растворения и минерализованные трещины в линейных корах выветривания и зонах гипергенеза на полиметаллических и железорудных месторождениях

Гипергенный аметист ни по размерам минерализации, ни по качеству камня не может служить самостоятельным объектом работ, но в отдельных случаях в качестве поделочного камня может извлекаться попутно при эксплуатации месторождений. Он установлен в трещинах и пустотах растворения среди известняков в зоне окремнения на месторождении Кургашинка (Узбекистан) в ассоциации с гипергенными халцедоном, агатом, кварцитом, гетитом (Голованов, 1965). Гипергенный аметист нарастает на халцедон в форме друз, щеток, корок бледно-фиолетовых и красноватых кристаллов размером 1—2 см в длину, с зональной окраской и включениями сноповидных агрегатов гетита.

На одном из месторождений КМА — Яковлевском (Петрунь, 1963) — аметист присутствует в пустотах выщелачивания среди маритово-гидрогетитовых руд в зонах тектонического нарушения, где наиболее интенсивно проявлены гипергенные процессы.

Гипергенный аметист минералогического значения установлен в базальтах Волины (Шашкина, 1959), в коре выветривания известняков Украинской ССР (Кумпан, 1927), в Таджикистане и ряде других районов.

Россыпи

Аллювиальные россыпи драгоценных камней. Россыпи, связанные с пегматитами, представляют собой объекты промышленной отработки и известны на Шри Ланка (Ферсман, 1954), в штате Могок, Бирма (Spaulding, 1956), в Бразилии — в штате Минас-Жерайс (Меренков, 1936). Аметист извлекается вместе с рубином, сапфиром, цитрином, топазом, турмалином и др. Добыча на россыпях Могока ведется из гравия на глубине от 5 до 15 м. Запасы аметиста на одном из россыпных месторождений в штате Минас-Жерайс составляют 3 т с выходом ограночного сырья в 10%. Близки по составу драгоценных камней к зарубежным россыпям золотоносные россыпи Кочкарского района (Южный Урал), связанные с кварц-мусковитовыми и полевошпатовыми жилами; из них извлекались горный хрусталь, аметист, топаз, турмалин, эвклаз, гранат, корунды, шпинель.

Элювиальные и делювиальные кварцевые россыпи с аметистом. Среди них известны погребенные третичные и четвертичные россыпи на Среднем и Южном Урале и современные россыпи в делювиальных шлейфах хрусталеносных кварцевых жил на Приполярном Урале. В Мурзинском районе кварцевые аметистоносные россыпи (Дерниха, Сарафанница) локализуются в основании четвертичных песчано-галечных отложений на глубине 4—10 м в непосредственной близости от коренных жил и обнаруживают связь с локально развитой корой выветривания; они служили объектами старательской отработки.

На Южном Урале хрусталеносные россыпи с некачественным аметистом присутствуют в основании пестроцветных глин, выполняющих долину третичного лога (Кумус-Тюбе Оренбургская обл.). Источниками россыпей служили хрусталеносные кварцевые жилы, а образование их связано с историей формирования третичного рельефа в условиях площадной коры выветривания.

Пути увеличения минеральных ресурсов аметиста

В Советском Союзе отсутствуют промышленные запасы сырья на известных месторождениях ограночного камня, а месторождения поделочного аметиста находятся в стадии оценки. Несмотря на то, что качество «сибирских» аметистов считается непревзойденным, СССР не может конкурировать на мировом рынке с Бразилией и Африкой, так как месторождения этих стран насчитывают соответственно тонны и тысячи тонн данного сырья. Объем добычи аметиста за последние 20 лет (до 1961 г.) был незначительным, а в последние годы ювелирная промышленность совсем не получает этого камня.

Скопления аметиста образуются в разных геологических условиях: в пегматитах, в различных низкотемпературных гидротер-

мальных образованиях, в зонах гипергенных изменений, во вторичных ореолах рассеяния.

Промышленные скопления аметиста, представляющие собой самостоятельные месторождения ограночного и поделочного сырья, относятся к гидротермальным образованиям и выражены зонами жильных брекчий с аметистовыми щетками, зонами тектонических трещин с кварц-аметистовыми жилами, минерализованными трещинами и выполнением газовых полостей в верхних частях миндалекаменных базальтовых покровов.

Скопления аметиста в других морфолого-генетических группах незначительны по размерам и, как правило, обладают низким качеством сырья; целесообразность их освоения решается в конкретных условиях. Чаще всего они могут представлять собой объекты попутной отработки при эксплуатации месторождений технического агата, железорудных залежей или комплексной добычи на пегматитах с пьезокварцем и драгоценными камнями, хрусталеносных жилах и россыпях. В связи с этим расширение сырьевой базы камня предусматривает несколько путей.

1. Поиски промышленных месторождений аметиста в районах с благоприятной геологической обстановкой и установленной аметистовой минерализацией путем поисково-ревизионного обследования.

2. Перспективная оценка флангов и нижних горизонтов месторождений аметиста, служивших объектами отработки камня.

3. Оценка масштаба аметистовой минерализации, категории сырья и способов его попутного или комплексного извлечения на месторождениях агата, железных руд, пьезокварца и т. д.

Литература

- Барсанов Г. П. Сб. «Вопросы петрографии и минералогии», т. 2. Изд-во АН СССР, 1953.
- Браунс. Царство минералов. СПб., 1906.
- Веденеева Н. Е. О природной и искусственной дымчатой окраске кварца.— Труды Лабор. кристаллогр. АН СССР, 1940, 107, № 2.
- Голованов И. М. Минералогия и геохимия зоны гипергенеза Кургашинкана. Ташкент, изд-во «Наука», 1965.
- Дэна Дж., Дэна Э. С., Фрондель К. Система минералогии. Минералы кремнезема. Изд-во «Мир», 1966.
- Крейтер В. М. Поиски и разведка месторождений полезных ископаемых. М., 1960.
- Крыжановский В. И. Неметаллические полезные ископаемые. М., 1936.
- Кумпан П. Г. Новые находки аметиста в Донбассе.— Вестник Геол. ком., 1927, № 7.
- Лебедев А. П. Трапповая формация центральной части Тунгусского бассейна. Изд-во АН СССР, 1955.
- Меренков Б. Я. Драгоценные поделочные и технические камни. М.—Л., НТИ, 1936.
- Петрунь К. Ф. Аметист в коре выветривания Яковлевского железорудного месторождения КМА.— В кн. «Кора выветривания», вып. 5. Изд-во АН СССР, 1963.
- Ферсман А. Е. Очерки по истории камня. Изд-во АН СССР, 1954.
- Ферсман А. Е. Избранные труды, т. VII. Изд-во АН СССР, 1962.
- Шашкина В. П. К минералогии коры выветривания базальтов Западной Волыни.— Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1959, № 13.
- Худоба К. Ф. О некоторых взаимоотношениях между причинами окраски аметиста, дымчатого кварца и цитрина с точки зрения современных научных познаний.— Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1962, № 16.
- Эликсон М. М., Польшковский В. С. Некоторые особенности процесса формирования хрусталеносных пегматитов по данным изучения газового состава включений в минералах и горных породах.— Геохимия, 1961, № 10.
- Brown A. I.— Rhodesian Mining and Eng., 1962, 27, № 12.
- Lis.— Przenioslost., Przegl. geol., 1961, 9, № 3.
- Ovenauer K.— Aufschluss, 1963, 14, № 3.
- Spaulding D. L.— Gems and gemmology, 1956, 8, № 11.

ЦВЕТНЫЕ БРУСИТИТЫ И ОФИКАЛЬЦИТЫ — НОВЫЕ ПОДЕЛОЧНЫЕ МАТЕРИАЛЫ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

В пределах советского Дальнего Востока нет такого обилия месторождений цветного камня, как на Урале, Алтае, Забайкалье. Однако красивый розовый мрамор Бираканского месторождения (ЕАО) еще в 30-е годы использовался для облицовки Московского метрополитена (станция Белорусская). Выявлены и другие месторождения мраморов, в частности на Шантарских островах, а также декоративные конгломераты (Финько, Овсянников, 1959) и некоторые другие поделочные материалы. В течение ряда лет известны «зеленые мраморы» — офикальциты, приуроченные к контактам доломитов мурандавской свиты с гранитоидами различного возраста на Малом Хингане¹. В самые последние годы эти контакты стали объектом детальных разведочных работ в связи с выявлением здесь месторождений нового полезного ископаемого — брусита, природной гидроокиси магния. Наряду с главными видами промышленного использования брусита, в качестве наиболее концентрированного в природе источника магнезии (69% MgO), обладающего к тому же рядом преимуществ для получения химически активных соединений магния по сравнению с другими типами магниального сырья, это совершенно новое для нашей страны (в массовом проявлении) минеральное образование привлекает внимание и как поделочный материал по своим механическим свойствам (легкая обрабатываемость, полируемость) и по декоративным качествам (просвечиваемость, интересные текстурные узоры и окраски). С брусититами ассоциируются уже упоминавшиеся «зеленые мраморы» — офикальциты, также обладающие хорошими декоративными качествами. Этим двум материалам в основном и посвящено настоящее сообщение. При этом речь будет идти преимущественно о минералогическо-петрографической их характеристике, генезисе и в меньшей мере — об исчерпывающей оценке их как декоративных и поделочных материалов. Будут рассмотрены геологические позиции, петрографические типы и генезис цветных камней, затем их физико-механические свойства и некоторые специальные вопросы генезиса и характеристики декоративных свойств.

¹ Подобный материал из генетически близких месторождений в районе Дайрена (КНР) добывается в больших количествах и используется как дешевый камень, близкий к нефриту.

Общая характеристика контактно-метамagneзиальных комплексов Малого Хингана

В пределах Малого Хингана, представляющего собой выступ докембрийского фундамента, широко распространена рифейская мурандавская свита, сложенная доломитами, к которым местами приурочены тела фарфоровидных магнезитов, а в низах — мергелистыми (до глинистых сланцев) и кремнистыми доломитами. Мощность свиты колеблется в пределах 150—700 м.

Совместно с подстилающей сланцевой и гинчинской свитой, а также несколькими перекрывающими свитами эта толща собрана в напряженные, часто изоклинальные складки безмеридионального направления. Рифейские отложения лишь местами согласно перекрыты нижнекембрийскими осадками и шире (несогласно) верхнемеловыми эффузивами.

В основном рифейские породы контактируют с палеозойскими гранитоидами, особенно широко развитыми в северной части Хинган-Бурейнского антиклинория.

В районе развиты также нижнемеловые гранитоиды, которые не всегда четко отграничены от палеозойских.

В результате изучения контактно-метаморфизованных мурандавских пород автор полагает, что характер развитых в них минеральных ассоциаций, зависящих от глубинности, позволяет получить косвенные критерии для оценки возраста гранитоидов. В одних случаях доломиты и магнезиты при контактном метаморфизме термически разлагаются с образованием соответственно периклазово-кальцитовых и периклазовых пород, которые в результате последующей гидратации переходят в бруситовые мраморы (Смолин, 1960) и брусититы. В других случаях такого термического разложения магнезиальных карбонатов не происходит, и большее развитие получают тальк и тремолит.

В связи с зависимостью реакций образования периклаза, талька и тремолита (особенно первого) от давления CO_2 (и соотношения давлений CO_2 и H_2O) (Смолин, 1962; Коренбаум, 1967) можно полагать, что апопериклазовые породы возникали в условиях меньшей глубинности, чем метамagneзиальные контактные образования с существенным участием талька и тремолита.

Эти минерально-парагенетические критерии глубинности увязываются и с обликом гранитоидов, а также с признаками их комагматичности (при субэффузивном облике) с жерловыми фациями кислых пирокластов.

Последнее соотношение позволило предположить, что бруситовая минерализация наиболее изученного Кульдурского месторождения связана с воздействием меловых гранитоидов в субвулканической обстановке, тогда как палеозойские гранитоиды лишь в наименее глубинных условиях сопровождаются бруситовой минерализацией (верховья р. Самары), а, как правило, — лишь кон-

тактными мраморами с тальком и тремолитом (Бираканское месторождение талька, среднее течение р. Самары и др.). В качестве примера месторождений бруситов и офикальцитов рассматриваются разведанное Кульдурское месторождение брусита и Самарское бруситовое поле, детально изучавшиеся автором.

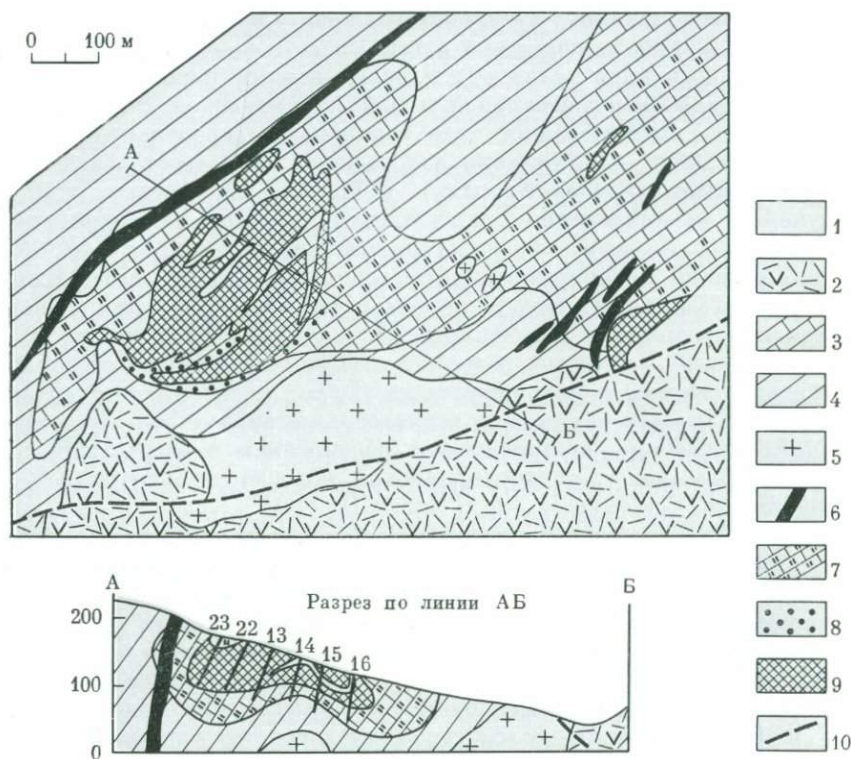
Геологическое строение месторождений брусита

Кульдурское месторождение расположено в 15 км севернее ст. Известковая Транссибирской железнодорожной магистрали в Облученском районе Хабаровского края, в непосредственной близости от железнодорожной ветки Известковая — Ургал. В пределах рудного поля развиты алюмосиликатные породы игинчинской свиты, метамagneзиальная толща мурандавской свиты (Pt_3), секущее их штокообразное тело гранитоидов, продольные и поперечные дайки и несогласно налегающие на все остальные породы кислые пирокласты (Cr_2) (фиг. 1). На первых этапах изучения месторождение представлялось простой открытой синклинальной складкой северо-восточного направления, в ядре которой развиты метаморфизованные доломиты, подстилаемые игинчинскими сланцами. Предполагалось, что при внедрении гранитоидов в доломитах на контакте с гранитным массивом и с игинчинскими сланцами возникли реакционно-метасоматические оторочки скарнов и кальцифиров, а также метасоматическая залежь брусита. В результате исследований автора эти представления о структуре месторождения, содержании и возрастных соотношениях геолого-петрографических комплексов уточнились и изменились.

В структурном отношении месторождение представляет собой отжатое ядро запрокинутой складки, в котором развиты метамagneзиальные породы, практически со всех сторон облекаемые алюмосиликатными роговиками, возникшими за счет игинчинских сланцев. Судя по вариациям залегания первичной полосчатости, эта структура многопорядково осложнена складками волочения, нагнетания, а также будинажем. Фестончато-осложненная (в плане и разрезе) вследствие складчатости главная залежь брусита при вертикальной мощности 40—110 м достигает ширины около 400 м в средней части, а в северо-западном и юго-восточном направлении погружается в связи с перегибом складки (в северо-западном направлении установлено заметное выклинивание залежи), общая установленная протяженность тела бруситов около 1200 м.

Метамagneзиальные породы распадаются на нижнюю пачку перемежающихся скарноидов, кальцифиров, бруситовых и магнетитово-доломитовых мраморов мощностью порядка 25—30 м (первоначально терригенно-доломитовую) и верхнюю пачку мощностью около 30 м, по-видимому, первоначально почти целиком

сложенную магнетитом (за счет которого при метаморфизме возникли бруситы). Колеблющаяся мощность (40—110 м) верхней пачки (залежи брусита), сдвоенной при складчатости, позволяет предполагать, что в пределах рудного поля может быть развита только отжатая при складчатости часть свиты. На фиг. 2 приведены схематизированные колонки детально изученных разрезов по буровым скважинам; можно видеть симметричность разреза метамagneзильной толщи, а также подстилание и налегание алюмосиликатных роговиков.



Фиг. 1. Схема геологического строения Кульдурского месторождения брусита

- | | |
|---|-----------------------------------|
| 1 — современные отложения; | 5 — граниты; |
| 2 — туфы станолірской свиты; | 6 — дайки; |
| 3 — метамagneзильные породы мурандавской свиты; | 7 — скароноиды и кальцифилы; |
| 4 — металаумосиликатные породы игинчинской свиты; | 8 — зоны контактовых скарнов (?); |
| | 9 — бруситы; |
| | 10 — тектонические нарушения |

К отказу от трактовки пачки переслаивающихся силикатных и карбонатных метамagneзиальных пород как реакционно-метасоматических образований, помимо ее явной стратиграфической приуроченности к низам мурандавской свиты, побудило тонкое, часто микропереслаивание разновидностей, отсутствие направленных изменений состава и комплементарных по составу метамagneзиальных породам известковых и существенно алюмосиликатных метасоматитов. В целом эта пачка несомненно представляет собой продукт метаморфической дифференциации вещества в пределах слоистой терригенно-доломитовой толщи, в связи с чем существенно силикатные породы были названы скарноидами (а не скарнами).

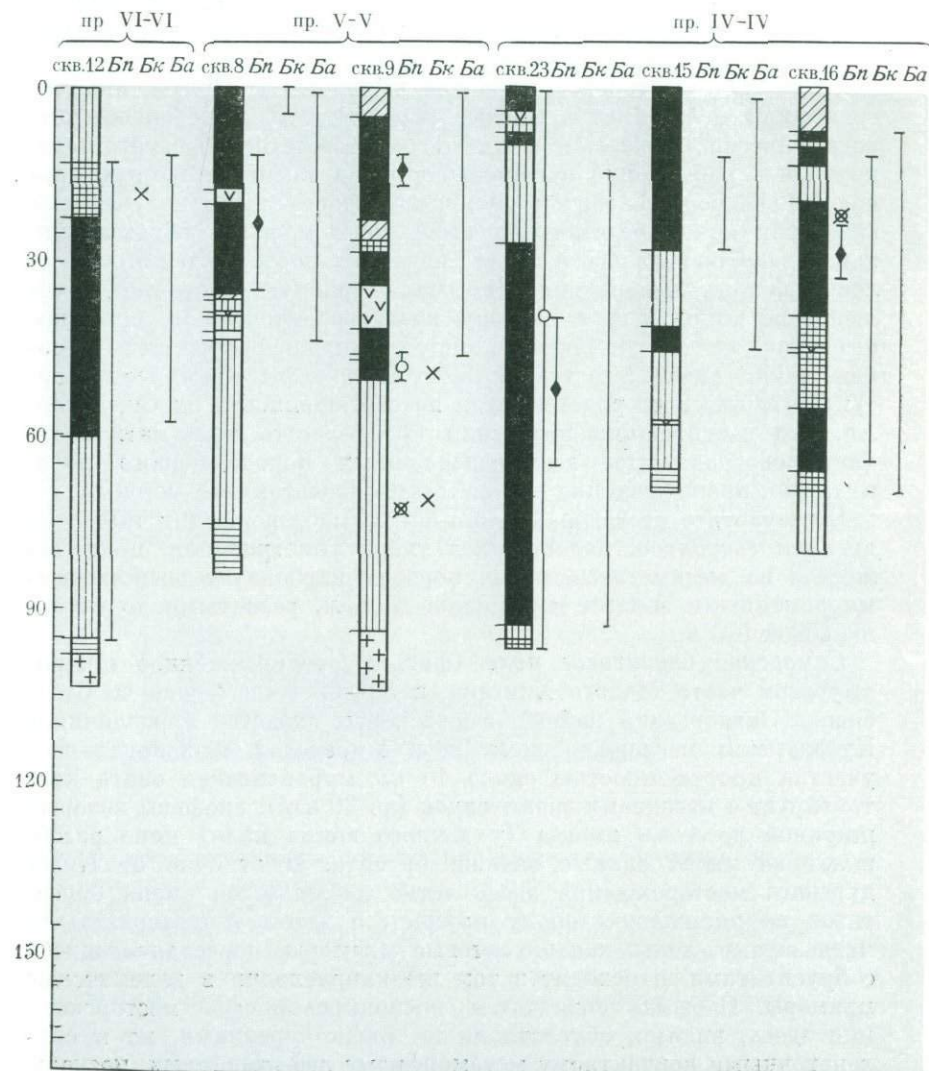
Среди даек месторождения были выявлены долериты, аплиты, гранофиры и бостониты. Кислые породы даек очень близки петрографически к краевым фациям гранитов штокообразного тела, круто и неравномерно погружающегося в северном направлении под рудное поле. Развитые на месторождении туфы по условиям залегания явно представляют собой не покровные образования, как это предполагалось в начале изучения месторождения, а жерловые фации. Изверженные породы — граниты, частично колеблющиеся по составу в сторону плагиогранитов и в основном имеющие мелкоравномернозернистое или порфировидное строение, дайки кислого состава и долеритов, туфы — все несут черты геохимического родства, судя по обогащенности их Cu, V, Zn, Ag. Эти соотношения позволили предполагать комагматичность (и одновозрастность) всех изверженных пород рудного поля, а также происхождение их за счет базальтоидной магмы.

В результате исследований автора на месторождении выделена древняя (вероятно, палеогеновая) кора выветривания, представленная на метамagneзиальных породах карбонатно-девейлитовыми линейными зонами мощностью до 5 м, развитыми до глубины более 100 м.

Самарское бруситовое поле (фиг. 3), расположенное в Приамурской части Малого Хингана, в 50—60 км севернее с. Столбовое (Октябрьский район), имеет черты сходства и различия с Кульдурским месторождением. Здесь в пределах меридионального участка протяженностью около 10 км мурандавская свита контактирует с массивами гранитоидов (до 30 км²), апофизы которых шириной до 1 км иногда (у южного конца поля) явно разобщают на части единые залежи брусита. В отличие от Кульдурского месторождения здесь четко наблюдается смена бруситов во внешнюю сторону крупно-, а затем тонкозернистыми магнетитами, тогда как бруситовые мраморы, переслаивающиеся с брусититами, переходят в том же направлении в доломитовые мраморы. Сложная складчатая дислоцированность месторождения здесь, видимо, обусловлена не только древними, но и сингенетичными контактным метаморфизмом деформациями, поскольку

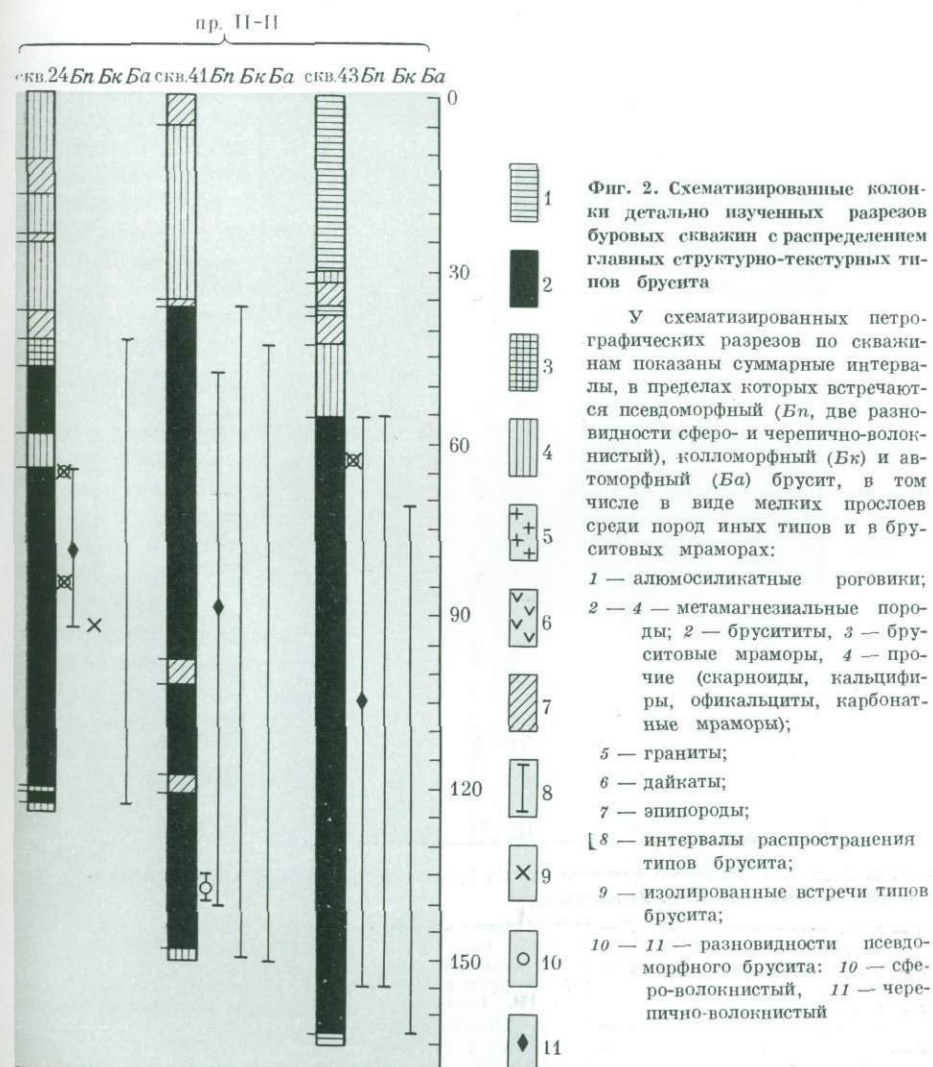
ку в крупнозернистых магнезитах наблюдается четкая линейная ориентировка.

В отличие от Кульдурского месторождения здесь отсутствуют жерловые пирокласты, гранитоиды, так же как и метамagneзиальные породы, имеют крупнозернистое сложение. В бруситах иногда макроскопически видна грубая пloidчатость, различимая на Кульдуре лишь под микроскопом. Все это свидетельствует (наряду с появлением тремолита) о большей глубинности метаморфизма.



Нижняя терригенно-карбонатная подсвита мурандавской свиты в верховьях р. Самары отчетливо прослеживается от слабоизмененного состояния в удалении от контакта с гранитами до тонкостратифицированной перемежаемости скарноидов, кальцифириров и мраморов в контактном ореоле.

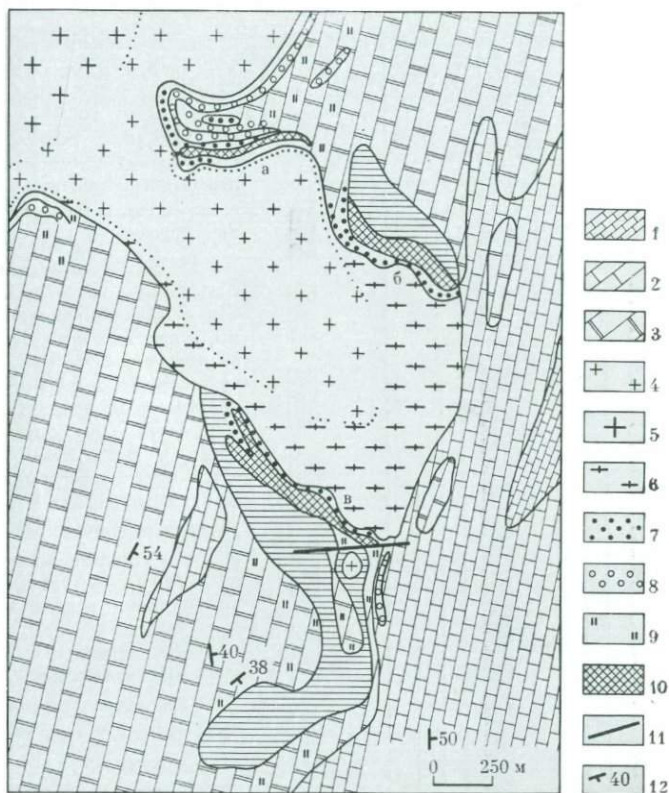
Бруситовые руды Самарского поля по сравнению с теми же рудами Кульдура в значительной мере представлены пятнистыми разностями (включения бруситового мрамора в брусититах, и наоборот). Аналоги таких пород во внешних частях контакт-



ных ореолов представлены пятнистыми доломитово-магнезитовыми породами и очень напоминают внешние зоны магнезитизированных доломитов, развитых на месторождениях фарфоровидных магнезитов, локализующихся в бассейне р. Самары вне пространственной связи с гранитоидами.

Мощность отдельных прослеженных тел брусита достигает 200 м при ширине до 350 м и протяженности до 1,9 км.

В древней коре выветривания на Самарском поле в отличие от Кульдурского месторождения более устойчив брусит, поскольку его прожилки здесь секут девейлит.



Фиг. 3. Схема геологического строения района бруситовых проявлений Самарской группы (по материалам В. В. Успенского)

- 1 — доломиты третьей под-
свиты;
- 2 — доломиты второй под-
свиты;
- 3 — доломиты первой под-
свиты;
- 4 — мелко- и среднезерни-
стый биотитовый гранит;

- 5 — крупнозернистый био-
титовый гранит;
- 6 — контаминированные по-
роды (гранодиориты,
диориты, габбро);
- 7 — магнезиальный скари;
- 8 — кальцифир с лювиги-
том, флюобритом, ко-
тоитом;

- 9 — бруситовый кальци-
фир;
- 10 — брусит;
- 11 — нарушение;
- 12 — элементы залегания

Бруситовые проявления:
а — Залив, б — Централь-
ное, в — Южное

Петрографические типы метамagneзиальных пород и генезис цветных камней

Среди пород метамagneзиальных комплексов выделены существенно карбонатные породы — бруситовые и карбонатные мраморы, силикатно-карбонатные породы — кальциты и офикальциты, существенно силикатные породы — скарноиды и серпентиниты и, наконец, существенно бруситовые породы — брусититы. В отдельную генетическую группу отнесены гипергенные девейлитово-карбонатные породы (эпиофикальциты и эписерпентиниты). Характер переслаивания этих типов пород на Кульдурском месторождении в схематизированном виде отражен на фиг. 2. Некоторую приближенную оценку количественных соотношений различных групп пород метамagneзиального комплекса Кульдур можно получить при сравнении величин их интервалов в детально изученных разрезах буровых скважин (в %): бруситы 58, кальцифиры 21 (в том числе офикальциты 3), скарноиды 8, бруситовые мраморы 4, карбонатные мраморы 3, гипергенные породы 6. Карбонатные мраморы имеют доломитовый или магнетитово-доломитовый состав и возникли в результате полной гистерогенной рекарбонатизации бруситовых мраморов.

Полосчатые кальцифиры и скарноиды, переслаивающиеся с мраморами, неизменно имеют резко магнезиальный состав (Mg/Ca от 1,6 до 8,2). Нередкие их моно- и биминеральные составы свидетельствуют, что метаморфическая дифференциация осуществлялась как процесс метасоматический. В проанализированных скарноидах независимо от их минерального состава обнаружены два типа простых кратных величин атомного отношения $Mg + Ca / Si + Al = 1,5$ и 1,0. В связи с этим предположено, что перераспределение вещества при метаморфической дифференциации происходило с образованием на месте более карбонатных слоев скарноидов с отношением $Mg + Ca / Si + Al = 1,5$ (существенно магнезиальные более 30% MgO), тогда как отношение 1,0 характерно для пород (сильно глиноземистые более 4% Al_2O_3), возникших на месте прослоев, обогащенных терригенным материалом.

В скарноидах и кальцифирах выделено более 60 ассоциаций только некарбонатных минералов. Главнейшие минералы (в порядке распространенности): форстерит, гумитовые фторосиликаты, флогопит, диопсид, магнезиальный авгит, паргасит, энстатит, кумингтонит, шпинель, тальк, автофиллит, тремолит, флюоборит. Очень широко распространен хризотил, развивающийся по многим минералам, меньше — антигорит (по диопсиду), еще реже — хлорит по флогопиту. Самый необычный из этих минералов — магнезиальный авгит с отношением Mg/Ca более 2,5 и содержанием глинозема выше (более 7%), чем в наиболее глиноземистых пироксенах — фассаите и омфаците.

Т а б л и ц а 1
Текстурно-структурные типы и разновидности брусититов

Типы		Главные типы структур (по степени палимпсестовости)			
		Псевдоморфные		Колломорфные	Автоморфные
		Волокнистые		Волокнисто-полосчатые (сплошные)	Пластинчато-зернистые
		Волокнисто-апопериклазовозернистые			
		Разновидности типов			
		Строение псевдоморфоз	Форма псевдоморфоз		
I. Сфероволокнистые (претектонобластовые)		Радиально-секториально-концентрическое	Изометрично-полигональная	IV. Колломорфные (эпитектонобластовые, отчасти паратектонобластовые)	V. Парапсевдоморфные (эпитектонобластовые)
		Неправильно-блочное	Изометрическая		I. Однородно-пластинчато-зернистые
		Концентрическое	Удлиненно-полигональная		a. Ультратонкозернистые (<0,01 мм) (по типу IV)
		С концентрическим ядром	Удлиненная		б. Тонко-мелкозернистые (0,01—1 мм) (по типу I)
					2. Перекрещенно-пластинчато-зернистые
Синтектонобластовые Усиление деформации ↓	II. Ромбоволокнистые	Параллельно-волоконистое	Ромбическая дипирамида (?)	1. Ленточно-поперечно-волоконистые (по типам I, II, III _{1,2})	a. Однородно-директивные (сетчатые) (по типам II, III _{1,2})
	III. Черепично-волоконистые	Ориентировка волокна в псевдоморфозах	Ориентировка псевдоморфоз	2. Линзовидно-поперечно-волоконистые	б. Неоднородно-директивные (плойчатые) (по типу III ₃)
	1. Статистически нелинейные	Параллельная в пределах отдельных псевдоморфоз	Не ориентированы	3. Клиновидно-поперечно-волоконистые	
		Параллельная общая	Слабо ориентированы	4. Ленточно-косоволокнистые	

12 Драгоценные камни Синтектонобластовые Усиление деформации ↓	2. Однородно-линейные	Параллельная общая	С продольно-блочной вир- гацией осей	5. Ленточно-ромбовидно-косоволокнистые	VI. Автоморфные собственно (прожилковые)
		Тонко-продольно-ельчатая	Совершенная однородная		I. Продольно-пластинчато-зернистые (синтектонопластовые) (примазки на поверхностях скольжения)
		Параллельная общая	» »		2. Поперечно-пластинчато-зернистые (эпитектонокластовые) (продукты выполнения трещинок разрыва)
	3. Неоднородно-линейные	Название разновидностей			
		Блочно-продольно-плойчатые Блочно-неправильно-плойчатые Флексурно- и ельчато-поперечно-плойчатые Такситово-плойчатые со слабой полосчатостью, поперечной к оси волокнистости			
IIIa. Параллельно-волоконистые агрегаты зон пластического истечения (синтектонопластовые)		Косоволокнистые (зоны трансляции на поверхности сдвига)			
		Плойчато-волоконистые (зоны растяжения поперечной флексурной плойчатости)			
		Ромбовидно-сетчато-волоконистые (продольные зоны истечения в шарнирах поперечной плойчатости, осложненной продольной ельчатостью)			
		Вихревидно-волоконистые (зоны истечения по границам неправильной блочности)			

РАЗНОВИДНОСТИ ОФИКАЛЬЦИТОВ





Главнейшая особенность распределения минералов — преимущественная приуроченность диопсида к скарноидам, а форстерита — к кальцифирам, тогда как флогопит в этих группах пород распространен примерно одинаково. Очень часто встречаются венцовые, псевдоморфные структуры и структуры распада. Особенно интересны сростки форстерита, гумитовых фторосиликатов магния и кальцита, вероятнее всего представляющие продукт разложения монтчеллита. В кальцифирах присутствуют доломитово-кальцитовые изопертиты, продукты распада магнезиального кальцита. На фиг. 4 показаны некоторые микроструктуры офикальцитов.

Брусититы практически всегда обнаруживают признаки присутствия былых зерен периклаза несмотря на исключительное разнообразие текстурно-структурных типов (табл. 1). Сложены они двумя морфологическими разновидностями брусита — волокнистой и пластинчатой. В порядке структурной эволюции различаются три главные группы текстурно-структурных типов — псевдоморфные (волокнисто-зернистые, апопериклазовые), колломорфные (сплошные, волокнисто-полосчатые) и автоморфные (пластинчато-зернистые, преимущественно параморфные). Типичные примеры микроструктур и текстур брусититов приведены на фиг. 5.

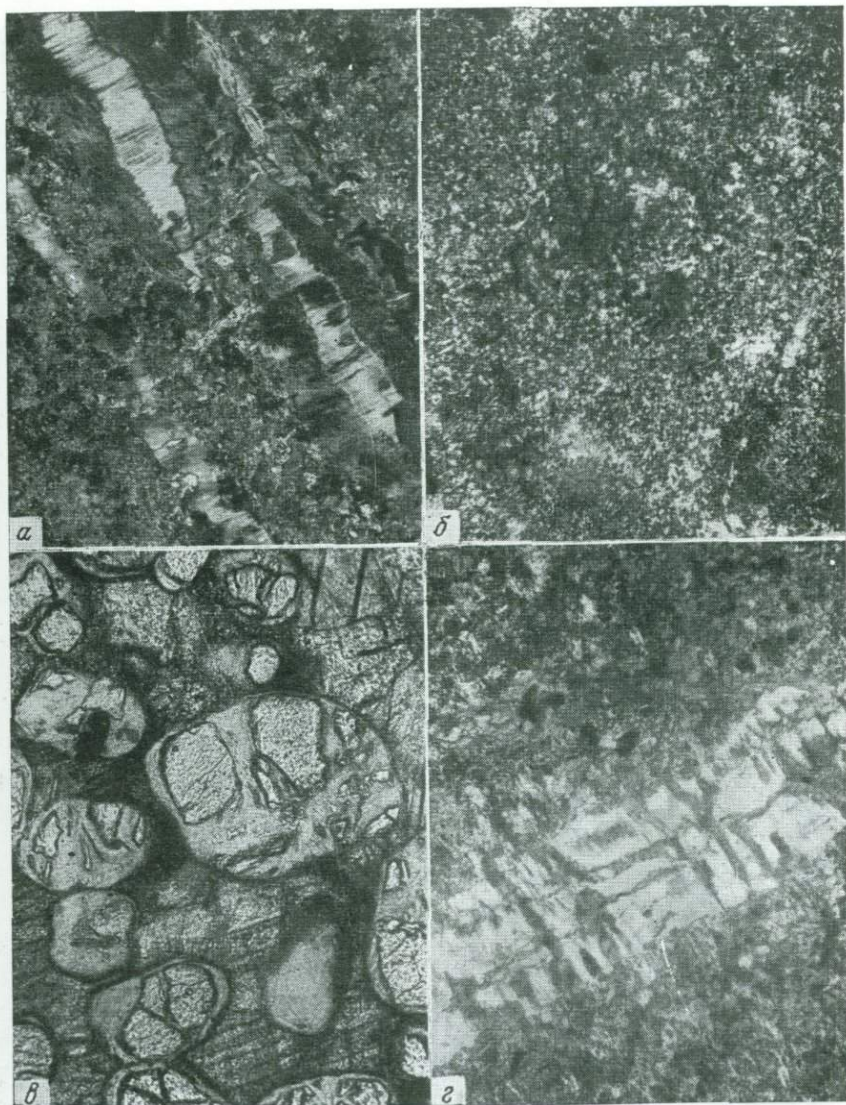
Наиболее интересная особенность псевдоморфных брусититов — самая различная степень деформированности, вплоть до возникновения очень сложных блочно-плосчатых структур с зонами пластического течения волокнистого брусита. Изометрические радиально-секториально-концентрические апопериклазовые псевдоморфозы в процессе этой деформации приобретают форму ромбической дипирамиды с совершенно однородной во всей породе ориентировкой волокна по длинной оси псевдоморфоз; эта линейность при более интенсивной деформации плоскато усложняется.

Колломорфные поперечно-волокнисто-полосчатые брусититы развиваются по псевдоморфным под различными углами к их ориентировке и часто в явной зависимости от определяющих их полосчатость жилок пластинчатого брусита. Наиболее интересная особенность колломорфных брусититов — четкая периодичность волокна и связанное с ней ритмическое распределение тончайшей примеси магнезита. На контакте со стяжениями измененного форстерита в колломорфных брусититах встречаются протуберанцевые формы магнезита типа мембранных.

Автоморфные пластинчато-зернистые брусититы — продукт раскристаллизации волокнистых брусититов. Вследствие ориентировки пластинок по граням деформированных псевдоморфоз эти брусититы часто обладают интересным полидирективным строением. Наиболее поздние малораспространенные разновидности собственно автоморфных брусититов — продольно-пластинчатые выделения на редких поверхностях скольжения и поперечно-пластинчатые — в трещинках разрыва.

Фиг. 4. Микроструктуры офикальцитов

- а — сложный прожилок поперечно-волоконистого хризотила и карбоната (светлое) в антигоритовом серпентините. Шлиф 634-68 (скв. 43, гл. 30, 2 м), увел. 150, николи +;
- б — хризотилковый апофорстеритовый серпентинит. Видны пластинчатые выделения брусита (светлое) по границам апофорстеритовых псевдоморфоз. Шлиф 400-68 (скв. 24, гл. 58, 7 м), увел. 150, николи +;
- в — петельчатые псевдоморфозы хризотила по форстериту с тонкими венцовыми каемками доломита на контакте со связующей кальцитово-сульфидной массой, черное — сульфид. Шлиф 1096-67 (скв. 2), увел. 70, без анализатора;
- г — прожилок хризотила, пластинчатого брусита (наиболее светлое) и карбоната (наиболее темное) в тонкозернистом псевдоморфном апофорстеритовом офикальците. Шлиф 45-67 (скв. 2), увел. 30, николи +



Фиг. 5. Микроструктуры и текстуры бруситов

- a* — ромбо-волокнистый бруситит. Видна форма ромбоидальных псевдоморфоз параллельно-волокнистого брусита, подчеркиваемая остаточным интерстиционным кальцитом (темные полоски). Шлиф 454-68 (скв. 16, гл. 35,6 м), увел. 20, без анализатора;
- б* — сферо-волокнистый бруситит. Видно радиально-концентрическое строение апотериклазовых псевдоморфоз. Шлиф 569в-68 (скв. 23, гл. 1,0 м), увел. 70, без анализатора;
- в* — деформированный черепично-волокнистый бруситит со «сколовой» зонкой пластического истечения. Шлиф 496б-68 (скв. 12, гл. 25,8 м), увел. 30, николи +;
- г* — сферо-волокнистый бруситит. Радиально-концентрическая апотериклазовая псевдоморфоза с вытянутым языком (слева вверх), отражающим начальную стадию кристаллизации в черепичную псевдоморфозу. Шлиф 659-68 (скв. 43, гл. 60,6 м), увел. 90, николи +

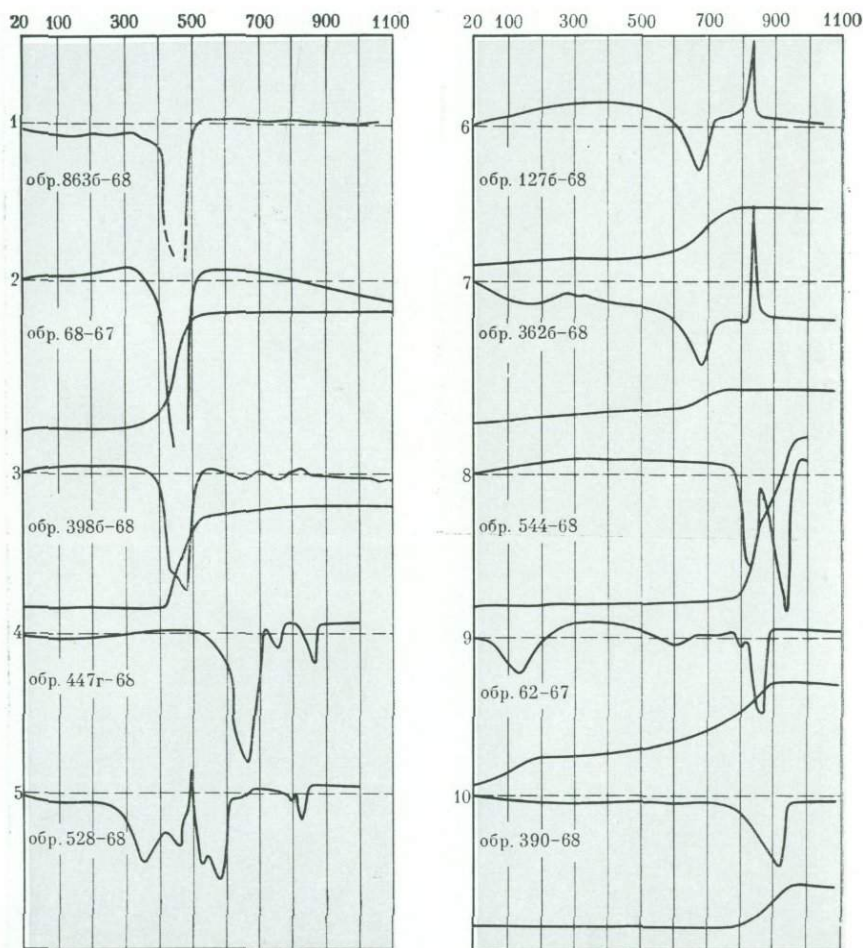


- д — колломорфный бруситит. Ромбиклиновидная полосчатость, обусловленная взаимным наложением двух ритмических серий. Шлиф 354-68 (скв. 41, гл. 149,6 м), увел. 30, николи +;
- е — колломорфный бруситит. Взаимоотношения линзовидно-поперечно-полосчатого агрегата волокнистого брусита с прожилком пластинчатого брусита. Полосчатость частично сечется, частично отклоняется прожилком. Шлиф 446а-68 (скв. 16, гл. 20,1 м) увел. 20, без анализатора;
- жс — колломорфный бруситит. Линзовидно-ленточная ромбическая полосчатость с реликтовыми частично преобразованными в полосчатый агрегат черепично-волокнистыми псевдоморфозами (особенно вверху слева). Шлиф 449-68 (скв. 16, гл. 22,0 м), увел. 30, николи +



Бруситовые мраморы представлены преимущественно апотермическими разностями и отличаются от аналогичных пород других месторождений присутствием мономинеральных скоплений апотермического брусита. Это свидетельствует о наличии в исходных породах включений магнезита.

Эпидиопсиды и эпидиопсиды коры выветривания отличаются от гипогенных пород повышенной пористостью, отсутствием реликтов первичных силикатов и псевдоморфного характера серпентиновых агрегатов, коллоидными структурами, а по



Фиг. 6. Дифференциальные кривые нагревания (ДТА) и потерь веса (ТГ) субминеральных образцов термически активных минералов

составу — присутствием гидромагнезита и девейлитовым характером серпентина. Девейлит характеризуется обильной низкотемпературной водой, иногда почти рентгеноаморфен, но в других случаях лучше окристаллизован и обладает, напротив, повышенным двупреломлением. Рентгеновские порошкограммы девейлитов дают картину серпентиновых минералов. Однако при химическом анализе в них обнаруживается дефицит октаэдрических катионов, позволяющий считать их, как это уже предполагалось, смесями серпентиновых и монтмориллонитовидных

- 1 — брусит (ДТА). Пластинчато-зернистый бруситит с незначительной примесью гидромагнезита, гидроокислов железа, магнетита и серпентина. На кривой отразились признаки присутствия всех этих минералов. Обр. 8636-68, скв. 43, гл. 136,25 м;
- 2 — брусит ТГ и (ДТА). Признаки примеси (порядка 1—1,5%) магнетита и кальциевого карбоната неясного минерального вида. Обр. 68-67, скв. 2;
- 3 — брусит (ТГ и ДТА). Пластинчато-зернистый бруситит с апофорстеритовыми псевдоморфозами, состоящими из серпентина, волокнистого брусита и магнетита. Видны эффекты диссоциации всех фаз. Нисходящая ветвь пика брусита осложнена изгибом, отражающим присутствие волокнистого брусита. Эндозффекты магнетита (660°) и серпентина (770°) четко разделены, экзотермический эффект серпентина при 825°. Обр. 3986-68, скв. 24, гл. 48,4 м;
- 4 — магнетит с примесью доломита (ДТА). Брекчия пелитоморфного гистерогенного (апобрусититового) магнетита в среднезернистом эпидомите. Эффект диссоциации магнетита находится в обычном для него интервале температур, эндотермические реакции доломита несколько смещены в сторону низких температур. Обр. 447г-68, скв. 16, гл. 20,6 м;
- 5 — гидромагнетит с примесью доломита (или магнезиального кальцита) (ДТА). Характерный резкий экзотермический эффект при 500° С, отличающий обычно гидромагнетит от артинита. Видны также наиболее типичные эндотермические пики — выделения молекулярной (355°) и гидроксильной (430°) воды, углекислоты (500—600°). Эффект диссоциации

- магнезиально-кальциевого карбоната смещен в сторону низких температур. Обр. 528-68, скв. 15, гл. 4 м;
- 6 — хризотил (ТГ и ДТА). Типичное сочетание эндотермического и экзотермического эффектов. Низкотемпературная вода содержится в количестве (около 3%), иногда наблюдающемся у гипогенных хризотилов. Обр. 1276-68, скв. 9, гл. 23,4 м;
- 7 — девейлитовый серпентин (ТГ и ДТА). В образце присутствуют реликты форстерита, чем и объясняется общая малая потеря веса. Обр. 3626-68, скв. 24, гл. 0,1 м;
- 8 — доломит (ТГ и ДТА). Типичная дифференциальная кривая нагревания. По пересчету потерь веса на $MgCO_3$ и $CaCO_3$ и по определению удельного веса почти идеально отвечает теоретическому безжелезистому доломиту. Обр. 546-68, скв. 15, гл. 35,5 м;
- 9 — магнезиальный кальцит (ТГ и ДТА). Магнезиальный кальцит в этом образце определен рентгеновски. Ассоциирует со слабо окристаллизованным, оптически (и рентгеновски) почти аморфным девейлитовым серпентином. Видна характерная петля на нисходящей ветви кальцитового пика, располагающаяся выше смещенного в сторону низких температур экзотермического эффекта серпентина. Содержание $MgCO_2$ в кальците в данном случае определить не удастся в связи с нечетким окончанием диссоциации серпентина. Содержание молекулярной воды в девейлитовом серпентине около 9%. Обр. 62-67, скв. 2;
- 10 — кальцит (ТГ и ДТА). Присутствует в качестве карбонатной составляющей форстеритового кальцифира, чем и объясняется малая потеря веса. Обр. 390-68, скв. 24, гл. 36,0 м

компонентов, что увязывается с наблюдающимся иногда повышенным двупреломлением и присутствием обильной низкотемпературной воды.

Особое значение при изучении метамagneзиальных пород имели термоаналитические исследования, которые позволили объективно оценить распределение преобладающих в этих породах термически активных минералов. Как на Кульдурском месторождении, так и в Самарском бруситовом поле выявлены восемь термически активных фаз — брусит, магнезит, гидромагнезит, серпентин, девейлит, доломит, магнезиальный кальцит и кальцит. Типичные термограммы с преобладанием этих минералов приведены на фиг. 6. По данным двухсот термических анализов, эти минералы участвуют в пятидесяти двух ассоциациях (при 255 математически возможных). Некоторые ассоциации или их отсутствие весьма показательны. Так, на Кульдурском месторождении брусит не встречен совместно с девейлитом, а в Самарском поле эти минералы иногда тесно ассоциируются. Относительно ранний волокнистый брусит ассоциируется с магнезиальным, а поздний пластинчатый — с обычным кальцитом, что свидетельствует об уменьшении магнезиальности кальцита при гистерогенезе. Примечательна часто встречающаяся ассоциация магнезита, доломита, кальцита, которая свидетельствует о незавершившейся венцовой рекарбонатизации включений кальцита в брусититах и т. д. Один кальцит встречен лишь в качестве связующей массы кальцифиров. Интересно нередкое появление магнезиального кальцита в эппородах. В Самарском поле он встречается лишь совместно с бруситом.

Генезис метамagneзиальных комплексов

Как по тесной пространственной ассоциации с гранитными массивами, так и по распределению малых элементов магнезиальные комплексы однозначно увязываются с контактным воздействием гранитоидов. Контактный метаморфизм метамagneзиальных пород по петрографическим наблюдениям можно расчленить на девять ступеней, группируемых в три этапа (фиг. 7, 8; табл. 2): высокотемпературный этап прогрессивного метаморфизма и безводного гистерогенеза, среднетемпературный этап гидратации, низкотемпературный этап рекарбонатизации. Наиболее высокотемпературная ассоциация монтичеллит — энстатит — периклаз — магнезиальный кальцит в процессе регрессивного метаморфизма преобразовывалась в другие безводные (с магнезиальным авгитом, форстеритом, шпинелью, диопсидом) и водные (брусит, амфиболы, фторосиликаты магния, флогопит, серпентин, тальк, хлорит) парагенезисы. Регрессивный метаморфизм завершился реконструкцией исходных магнезиальных карбонатов — доломита и магнезита, однако первичная ассоциация кварц — магнезит —

Таблица 2

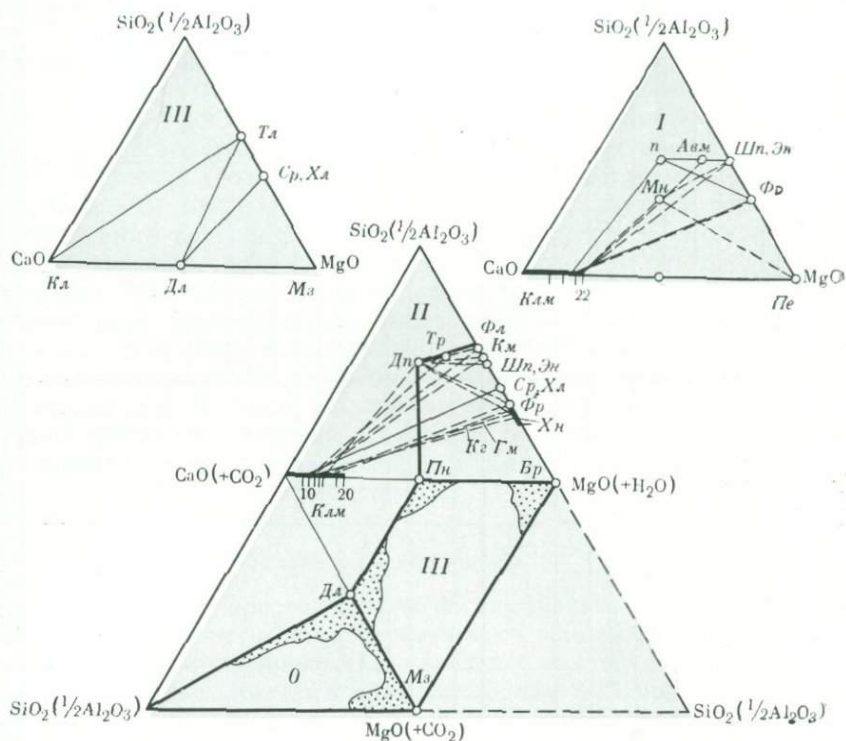
Вероятная последовательность гипогенного минералообразования в метамagneзиальных породах Кульдурского месторождения

Этапы и ступени метаморфизма *										
Названия этапов	Общее	I. Высокотемпературный (прогрессивного метаморфизма и безводного гистерогенеза)			II. Среднетемпературный (гидратации)			III. Низкотемпера- турный (рекарбо- натизации)		
	По типоморфным минера- лам растворимой составляющей	Периклазово-магнезиально- кальцитовый			Бруситово-кальцитовый			Магнезитово- доломитовый		
	По типоморфным силикатам	Пироксеново-форстеритовый			Амфибол-гумитово-флогопитовый			Тальково- серпентиновый		
Ступени метаморфизма		1	2	3	4	5	6	7	8	9
Минерал	Смена минералов	—	Mn — Авм, Фр	Авм — Дпн, Шп	Эп — Км, Кг	Шп, Фр — Фл	Дпн — Тр	Фл — Ср, Хл	(Эп) — Тл, Дл	Бр — Мз
Периклаз **										
Монтичеллит		?								
Энстатит										
Магнезиальный кальцит		М ²²							М ²⁶	
Магнезиальный авгит										
Форстерит										
Шпинель										
Диопсид										
Брусит										
Куммингтонит (автофиллит)										
Клиногумит										
Флогопит										
Гумит										
Хондродит										
Тремолит										
Серпентин (хлорит)										
Тальк										
Доломит										
Магнезит										

* Нумерация этапов и ступеней метаморфизма соответствует номерам парагенетических треугольных диаграмм фиг. 7 и 8; там же см. обозначения символов минералов. ** Курсивом выделены наиболее распространенные минералы.

Пунктиром показаны интервалы существования минералов в качестве неустойчивых реликтов (до более позднего установленного замещения).

доломит не воссоздалась не только при гистерогенезе, но и при гипергенезе. Наиболее высокотемпературная ассоциация метамagneзиальных пород в сопоставлении с экспериментальными данными свидетельствует о максимальных температурах метаморфизма не ниже $700-800^{\circ}$ и низком давлении нагрузки. Эта ассоциация относится к санидинитовой метаморфической фации и монтчеллит-геленитовой фации глубинности Д. С. Коржинского (1940). Вместе с тем алюмосиликатные роговики относятся к роговообманково-роговиковой метаморфической фации, т. е. по-

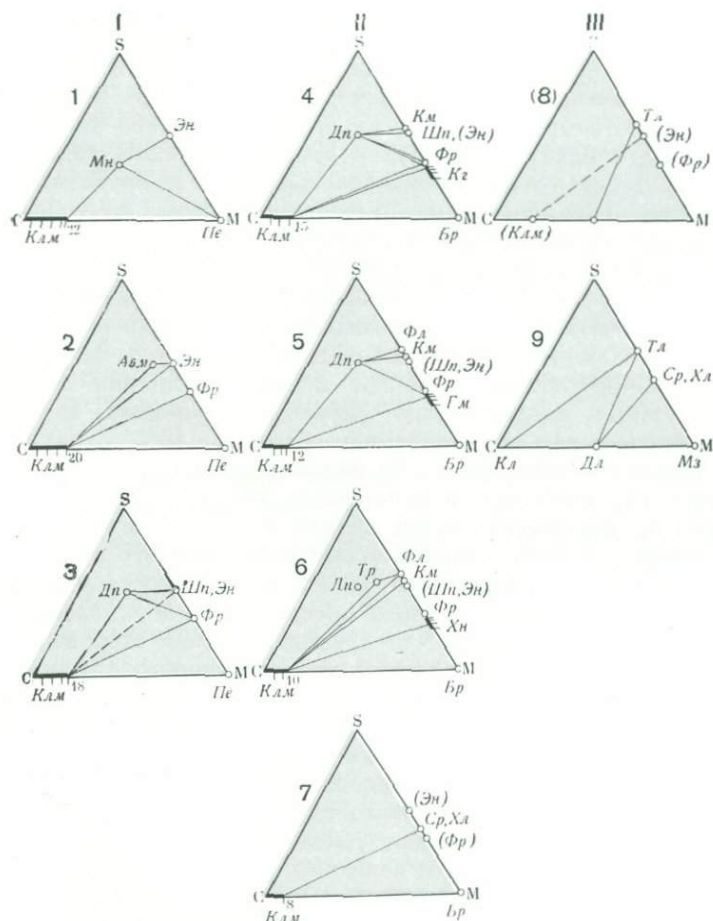


Фиг. 7. Схема соотношений главных парагенезисов метамagneзиального комплекса в системе $CaO(+CO_2) - MgO_2(+CO_2) - MgO(+H_2O) - SiO_2(1/2 Al_2O_3)$ (развертка тетраэдра)

О — поле исходной ассоциации;
 I — высокотемпературный этап прогрессивного метаморфизма и безводного гистерогенеза;
 II — среднетемпературный этап гидратации;
 III — низкотемпературный этап рекристаллизации.

В треугольных диаграммах I, II, III сплошные линии — конечные парагенетические связи этапа, штриховые — более ранние парагенезисы этапа (см. фиг. 8). В развертке тетраэдра жирной линией выделены области реальных составов метамagneзиальных пород, крапом — области наиболее часто встречающихся составов.

родам заметной глубинности. Подобное противоречие наиболее просто объясняется соотношениями давлений — низким CO_2 и высоким H_2O . Последнее было выше, чем на некоторых месторождениях апотериклазовых бруситовых мраморов, где встречаются реликты периклаза. Однако вряд ли давление было аномально высоким, поскольку серпентинизация метамagneзиальных пород проявилась не столь интенсивно, как, например, в некоторых гипербазитах. Таким образом, можно полагать, что магнезиальные парагенезисы санидинитовой фазии (близповерхностный



Фиг. 8. Распределение парагенезисов метамagneзиальных пород по этапам и ступеням метаморфизма (вероятная последовательность минералообразования)

Условные обозначения см. на фиг. 7

широморфизм, преимущественно под воздействием базальтов) могут формироваться и на некоторой глубине в контакте с гранитами. Отсутствие конечного регрессивного парагенезиса кварц — магнезит отчасти можно связывать с низким давлением CO_2 , но, учитывая и гипергенные породы, скорее с ультрамагнезиальным общим составом продуктивного комплекса.

Повсеместные признаки бывшего присутствия периклаза в бруситах свидетельствуют о существовании на этапе прогрессивного метаморфизма тела периклазитов, которое в свете признаков нормальнометаморфической природы ассоциирующихся с ними полосчатых скарноидов и кальцифиров могло возникнуть лишь за счет магнезита. Интенсивную деформацию апопериклазовых псевдоморфных бруситов, происходившую на регрессивном этапе, когда единственный вероятный внешний фактор деформации (механическое напряжение при внедрении гранитов) уже не мог проявляться, следует увязывать с самим процессом гидратации периклаза. Действительно, механические свойства бруситов, установленные при проведении настоящей работы, не позволяют предполагать повышенную селективную восприимчивость бруситов к слабым внешним механическим условиям, да и сама приуроченность деформации к начальной стадии структурной эволюции бруситов побуждает связывать ее с процессом гидратации периклаза. При замещении магнезита бруситом происходит уменьшение объема на 14%, а при замещении периклазом — на 60%; следовательно, переход периклаза в брусит должен сопровождаться увеличением объема на 46%. Субвулканические условия метаморфизма (и малое давление нагрузки) и высокое давление воды при метаморфизме могли обусловить существование на некоторой стадии сильно пористого агрегата периклаза. Например, легко можно доказать вероятность существования 25% пор на периклазовой стадии образования пенкититов. Однако, видимо, часть пористого пространства периклазитов закрылась вследствие усадки, что привело, с одной стороны, к интенсивной автодеформации породы при гидратации, а с другой — к выносу части магнезии, что реально и наблюдается в окружающих породах в виде развития поздних, более магнезиальных минералов по менее магнезиальным.

Необычайная однородность ориентировки волокна или, наоборот, самая причудливая пloyчатость деформированных псевдоморфных бруситов побуждают считать, что деформация происходила при особом состоянии вещества, которое в силу волокнистости брусита можно рассматривать как гелевое или гелеподобное. Очевидно, при автодеформации было быстро достигнуто равновесие с полем неоднородного давления. Дальнейшее развитие бруситов происходило при постоянном объеме и сопровождалось усилением гелефикации (во всяком случае в отдельных участках), что привело к развитию по псевдоморфным бруситам

широко распространенных колломорфных текстур с тонкой периодичностью волокна, ритмичным распределением тонкопсевдоморфного (типа кристаллозоля) магнетита, а также глобулярными и мембранными его выделениями.

Наиболее тонкопластинчатый агрегат брусита, по-видимому, представляет собой продукт непосредственной раскристаллизации магнезиогидрогеля, о чем можно судить по его участию в тонкополосчатых колломорфных брусититах. Аналогичные соотношения наблюдаются и в полосчатых агрегатах волокнистого кварца, отдельные полосы которых иногда сложены обычной зернистой модификацией. Однако большая часть пластинчато-зернистых бруситов возникла в результате раскристаллизации волокнистых агрегатов. Пластинчатый брусит развивался не в менее стесненной обстановке, чем волокнистые агрегаты. Поэтому часто высказывающиеся предположения о возникновении волокнистых форм минералов в условиях быстрой кристаллизации в стесненных условиях совершенно непригодны для объяснения структурной эволюции бруситов. Неоднократное наложение полосчатых бруситовых агрегатов на псевдоморфные и один на другой под явным ориентирующим влиянием трещинок свидетельствует скорее о диффузионной перекристаллизации вещества по типу колец Лизеганга, возможность которой, вероятно, существовала, пока сохранялось особое (гелеподобное) состояние вещества, а при утрате этого состояния кристаллизовалась нормальная для минерала пластинчатая модификация.

Физико-механические свойства метамагнезиальных пород

Для 47 наиболее однородных образцов восьми типов метамагнезиальных пород Кульдурского месторождения Е. А. Саниной (ИГЕМ АН СССР) были определены удельный и объемный веса, общая и эффективная пористость. Э. А. Тонковой определены другие константы бруситов. Пределы колебаний и средние значения свойств отражены на графике (фиг. 9): в координатах объемный — удельный вес. В главном поле диаграммы проведена линия абсолютно плотного вещества, ориентированная к принятым осям под углом 45° . На этой линии нанесены точки удельных весов главных минералов, слагающих метамагнезиальные породы, а также точка теоретического удельного веса пенкатита (бруситового мрамора с эквимолекулярным соотношением брусита и кальцита 1 : 1, соответствующего доломиту; Смолин, 1959). Эта последняя точка практически совпадает с удельным весом серпентина. Затем нанесены точки средних значений удельного и объемного весов восьми типов метамагнезиальных пород и отражены графически, параллельно соответствующим осям, пределы колебаний этих показателей.

Фиг. 9. Физико-механические свойства метамagneзиальных пород.
Зависимость удельного и объемного весов (и пористости)

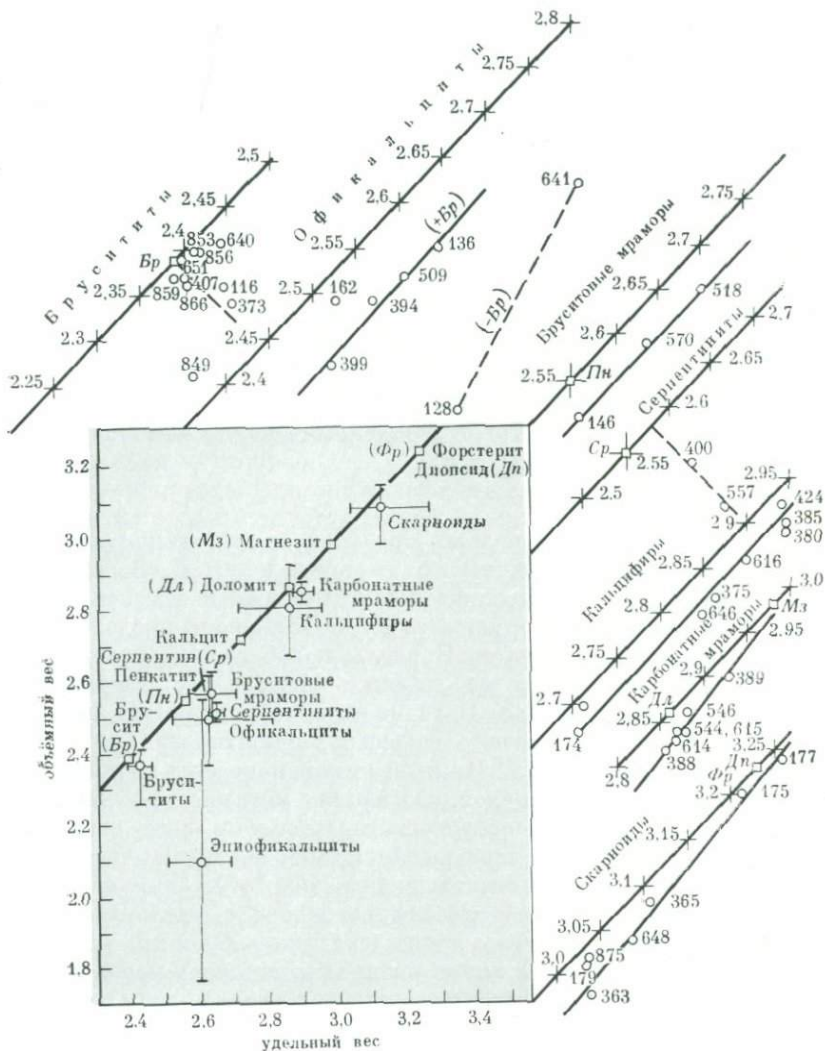
В главной части графика показана теоретическая прямая абсолютно плотных агрегатов с точками удельного веса наиболее распространенных минералов метамagneзиальных пород (квадратики), а также — пенкати́та.

Точками с кружками даны средние значения удельного и объемного весов типов

пород, а пересекающиеся в этих точках линии — пределы их колебаний.

Вне главного поля приведены детали той же диаграммы для всех типов пород (кроме эпнофикальцитов).

Точки отдельных образцов расположены относительно координатной сетки, приведенной на соответствующих отрезках



прямой абсолютно плотного вещества. Квадратиками на этих линиях показаны удельные веса:

Br — брусита, *Дл* — доломита, *Дп* — диопсида, *Ма* — магнезита, *Пп* — пенкаатита, *Ср* — серпентина, *Фр* — форстерита (одна с диалсидом).

По точкам образцов проведены наиболее характерные линии изменения соотношений удельного и объемного веса (и пористости).

В группе офикальцитов даны две линии для бруситсодержащих (+ *Br*) и безбруситовых (— *Br*) образцов

Восемь типов метамagneзальных пород образуют пять групп (в порядке возрастания объемного веса): 1) эпидофикальциты, 2) брусититы, 3) офикальциты, серпентиниты и бруситовые мраморы, 4) кальцифиры и карбонатные мраморы, 5) скарноиды.

На графиках, вынесенных за пределы главного поля диаграммы и демонстрирующих соотношения свойств в отдельных образцах по типам пород, можно видеть суммарный эффект влияния минералов-примесей. Эти графики представляют собой единообразно увеличенные фрагменты главной диаграммы. Для каждого типа приведен соответствующий отрезок линии плотного вещества, на котором показана координатная сетка (объемный — удельный вес) и даны точки отдельных образцов.

Если иметь в виду, что мерой пористости в принятой системе координат служит вертикальное расстояние от линии плотного вещества, то можно наметить четыре варианта распределения серий точек у типов пород:

1) по нормали (или под большим углом) к линии плотного вещества — брусититы, серпентиниты (значительные вариации пористости при относительно слабых вариациях удельного веса);

2) параллельно линии плотного вещества — бруситсодержащие офикальциты, бруситовые мраморы, бруситсодержащие кальцифиры (значительные вариации удельного веса при постоянной пористости);

3) под острым углом к линии плотного вещества, обращенным в сторону больших значений удельного и объемного веса, — безбруситовые офикальциты, карбонатные мраморы, скарноиды (увеличение пористости по мере уменьшения удельного веса);

4) по вертикали — безбруситовые кальцифиры, частично скарноиды (вариации пористости при постоянном удельном весе).

У брусититов и серпентинитов при общем преимущественном влиянии на объемный вес пористости, а не удельного веса наблюдается в целом увеличение пористости по мере увеличения удельного веса, т. е. при увеличении содержания минералов-примесей. Так, во всех образцах брусититов с пористостью, достигающей нескольких процентов, присутствует вторичный магнезит. Антигоритовой серпентинит имеет вдвое большую пористость (6,57%) по сравнению с хризотилитом (3,28%).

Т а б л и ц а 3

Механические свойства бруситита

(в сопоставлении с субмономинеральными талькитами и известняками)

Порода, месторождение	Объемный вес, г/см ³	Пористость эффективная, %	Скорость продоль- ных волн, р, м/сек	Скорость попереч- ных волн, м/сек
Бруситит	2,347 (среднее) } 2,336 2,352 2,352	0,93 (среднее) } 1,26 0,75 0,85	5950	3420
Талькит (Оно- ское)	2,75	0,67	3870	1990
Известняк (Зелен- гофенское)	—	—	5500	3080

Порода, месторождение	Модуль упругости		Кэффи- циент Пуассона	Прочность на сжатие, кг/см ²
	$E_{\text{дин}}$, кг/см ²	$E_{\text{ст}}$, кг/см ²		
Бруситит	$7,88 \cdot 10^5$	7,40	0,14	1000 1450 1700
Талькит (Оно- ское)	$3,3 \cdot 10^5$	—	—	355
Известняк (Зелен- гофенское)	$6,3 \cdot 10^5$	—	0,25	1450— 3000 *

* Пределы прочности на разрушение при сжатии приведены для определений малопористых плотных известняков, максимальное значение 3000° — для однородного и плотного литографического камня. Все определения были сделаны на кубиках, обычно дающих большую величину по сравнению с испытаниями цилиндров.

В сериях образцов, расположившихся параллельно линии плотного вещества, оказались исключительно бруситсодержащие породы с незначительной и однородной пористостью, величина которой постепенно уменьшается в ряду: бруситсодержащие офикальциты — бруситовые мраморы — бруситсодержащие кальцифиры.

Особенно четко разбились на две группы офикальциты, у которых два безбруситовых образца резко отличаются большей пористостью от остальных бруситсодержащих образцов.

Тенденция к увеличению пористости по мере уменьшения удельного веса у скарноидов связана с их серпентинизацией;

такова же в общем причина возникновения вертикальной серии из трех образцов скарноидов. В безбруситовых кальцифирах, образующих также вертикальную серию из трех образцов, увеличение пористости происходит по мере уменьшения содержания форстерита и возрастания количества карбонатов.

Таким образом, намечаются следующие тенденции зависимости свойств от минерального состава.

1. Наименьшая и однородная пористость в полиминеральных породах находится в видимой связи с присутствием в них брусита; эта тенденция сохраняется и в брусититах, пористость которых резко уменьшается в наиболее мономинеральных образцах.

2. Наибольшая пористость пород находится в видимой связи с наличием в них серпентиновых минералов. В бруситах аналогичная роль принадлежит магнезиту; частично возрастание пористости в кальцифирах также происходит с увеличением содержания карбонатов.

3. Пористость первичных метамagneзиальных пород (без серпентина) незначительна (десятые доли процента) и резко отличается от наблюдающейся у гипергенных эпипород (десятки процентов).

В таблице 3 приведены определения упругих и прочностных свойств одного штуфа бруситов из пробного карьера Кульдурского месторождения. Для сравнения приведены цифры по другим субмономинеральным породам, полученные по единой методике на тех же приборах. Для бруситов такого рода данные публикуются впервые. Величины упругих свойств, определенные у бруситита, несколько занижены по сравнению с их значениями для монокристаллов брусита в связи с некоторой нарушенностью и неоднородностью образца; последнее проявилось в значительном разбросе значений нагрузок, при которых разрушались отдельные цилиндры. С учетом этого обстоятельства особенно интересно сопоставление с двумя другими породами. Скорость происхождения волн и модуль упругости в общем должны быть пропорциональны плотности вещества. У бруситита эти величины в 1,5—2 раза выше, чем у талькита, хотя по соотношениям плотностей и пористости должна была бы иметь место обратная картина. Упругие константы брусита (и теоретическая прочность) также выше, чем у известняка. Для этого образца известняка отсутствуют определения пористости, но она, судя по его внешнему виду, не должна существенно влиять на упругие свойства.

Конкретные величины прочности на раздавливание (сжатие) у бруситита находятся в пределах, обычных для плотных известняков.

Таким образом, брусититы обладают аномально высокими упругими (и прочностными) свойствами. Вопрос этот заслуживает

дальнейшего изучения. Однако независимо от выяснения причин такого поведения бруситов уже можно сделать два вывода, непосредственно относящихся к интересующим нас прикладным и генетическим аспектам изучения брусита.

1. Бруситы обладают сочетанием механических свойств, благоприятным для их использования в качестве поделочного материала. При малой твердости (порядка 2,5), легкой обрабатываемости (в том числе токарной) и хорошей полируемости они вместе с тем имеют высокую прочность, в связи с чем изделия из них могут надежно служить под нагрузкой.

2. Высокая степень пластической деформированности бруситов явно не связана с пониженными упругими свойствами. Причины совершенной деформационной ориентировки бруситов скорее можно видеть в большой химической активности (растворимости) и, следовательно, — способности к перекристаллизации в присутствии растворов, а также в простой слоистой структуре кристаллической решетки брусита. Косвенно эти данные могут свидетельствовать и в пользу проявления гелевой стадии в процессе становления бруситов.

Декоративные свойства метамagneзиальных пород и их генезис

Из числа упоминавшихся выше метамagneзиальных пород интерес в качестве поделочного материала представляют бруситы, офикальциты и в меньшей мере — не полностью серпентинизированные кальцифиры. Бруситы как поделочный материал, насколько известно автору, ранее не использовались, тогда как декоративное применение офикальцитов известно с античного времени. Еще в древнем Риме зеленые мраморы Апуанских Альп использовались для облицовок и мозаичных полов. С времен Византии (IV в. н. э.) особенно популярным был зеленый брекчиевидный офикальцит Фессалии, которым облицован собор св. Софии. Эта брекчия ввозилась и в Россию, в частности, ею отделаны лестница и панели Музея изобразительных искусств в Москве (Ферсман, 1954, 1961).

Древнее название офикальцитов *verde antico* до сих пор служит собирательным торговым наименованием декоративных офикальцитов и серпентинов в США.

Великолепные вазы из уральского зеленого офикальцита изготовлены в наши дни мраморным заводом метростроя. Бруситы, офикальциты и кальцифиры Кульдурского месторождения и Самарского поля получили высокую предварительную оценку треста «Цветные камни» как декоративный материал.

Большая мягкость брусита требует разработки специальных приемов для его полировки. При обычной обработке окисью хрома на полированной поверхности остаются царапины. Лучшие

результаты дает полировка микропорошком М-5. Очевидно, для полировки брусита необходимы особо тонкие и специальные порошки, а также оборудование, не используемое для других целей, так как даже небольшая примесь грубых частиц портит полированные поверхности.

Текстурно-декоративные характеристики

У бруситов и офикальцитов наряду с массивными макроскопическими разновидностями имеется много разностей с различными сложными текстурными узорами, среди которых наиболее распространены полосчатые, линзовидно-полосчатые, сетчато-прожилковые и брекчиевидные. Наиболее ценными декоративными качествами обладают бруситы колломорфно-полосчатой текстуры (фиг. 10). Среди них наряду с относительно грубораспывчато-ленточными образованиями встречаются тонколиновидно-полосчатые ритмические текстуры, внешне напоминающие бастонные агаты. Генезис этой макроколломорфной полосчатости полностью обусловлен микроскопическими колломорфными образованиями — наличием сплошных поперечно-волокнистых агрегатов брусита, ритмически чередующихся с полосками, содержащими примесь магнезита. Полосчатые текстуры в разной мере осложнены прожилками карбонатизации и серпентинизации.

Еще в большей мере сетчато-прожилковый узор характерен для офикальцитов и кальцифиров. Прожилки в этих породах, обычно ветвистые, выступают гораздо резче (см. стр. 178). Выдержанность этих текстурных узоров, наблюдавшихся преимущественно в кернах скважин, оценить трудно. Интервалы колломорфно-полосчатых бруситов или сетчато-прожилковых офикальцитов обычно составляют доли метра. Гораздо большие (метры, десятки метров) блоки сложены относительно массивными, слабо распывчато-пятнистыми бруситами с редкими распывчатыми прожилками карбонатизации. Блочность таких пород иногда очень высокая (сплошные столбики керна без трещин достигают 2 м и более).

Окраска и другие оптические эффекты

Главная декоративная ценность бруситов заключается в сочетании широкой гаммы окрасок нежных оттенков с несколько неравномерной (иногда красиво текстурированной) просвечиваемостью. Цветные разности бруситов имеют ограниченное распространение, слагая интервалы, не превышающие 2,5 м. Главная масса бруситов имеет светло-серую до белой окраску. Генезис этой окраски особенно четко выявляется при рассмотрении колломорфно-полосчатых бруситов. В них белые матовые полосы содержат тонкую примесь магнезита (обычно небольшую, не более 1—1,5%). Светло-серая окраска свойственна более чис-

Фиг. 10. Макротекстуры бруситов

а — расплывчатая полосчатость неравномерной магнетитизации (белое) в черепично-волокнистом бруситите, заметно перекристаллизованном в ленточно-волокнистый.

Обр. 862А-68, скв. 43, гл. 133,5 м;

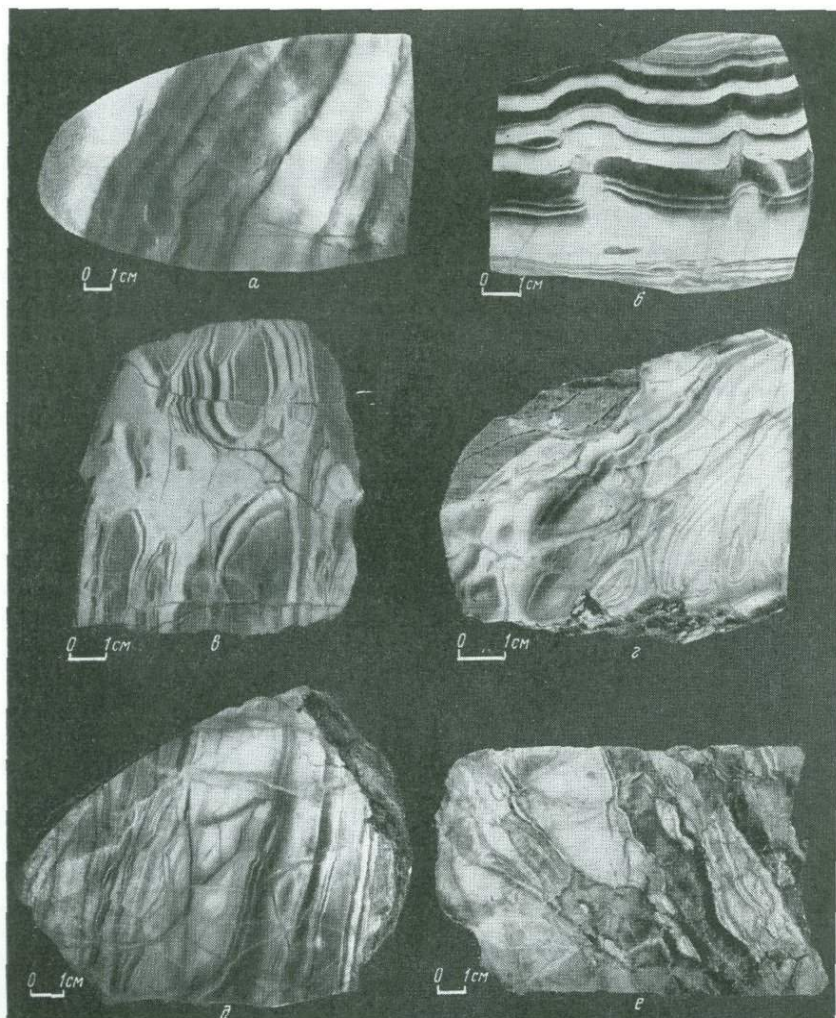
б — слабоплойчатая резкая выдержанная ритмическая полосчатость колломорфного бруситита. Ритмично чередуются полосы пластинчато-зернистого бруситита (темное) и псевдоморфно-маг-

нетитизированного поперечно-волокнистого брусита. Магнетитизированные участки частично секут чистый брусит.

Обр. 855-68, скв. 43, гл. 103,5 м;

в — линзовидно-поперечно-волокнистый бруситит с ритмической магнетитизацией (белое). Колломорфная полосчатость слабо смещается по прожилочкам пластинчатого брусита.

Обр. 862Б-68, скв. 43, гл. 134,1 м;



а — линзовидно- и клиновидно-полосчатый поперечно- и ельчато-волокнистый колломорфный бруситит. Полосчатость косо сечется прожилочками пластинчатого брусита в ассоциации с серпентином.

Обр. 355-68, скв. 41, гл. 150,5 м;

б — черепично-волокнистый бруситит с отдельными полосками и участками колломорфного ленточно-поперечно-волокнистого брусита. Секущие про-

жилочки пластинчатого брусита (темное) и карбоната (более светлые). Обр. 448-68, скв. 16, гл. 20,9 м;

с — такситовый линзовидно-полосчатый волокнистый и тонкопластинчато-зернистый бруситит. Отдельные пятна — включения типа пенкитита.

Видны невыдержанные секущие прожилочки доломита (светлые, слева вверх).

Обр. 147-68, скв. 9, гл. 45,7 м.

тым и блестящим полоскам; обусловлена она их большим светопоглощением; полоски, соответственно, сильнее просвечивают.

Окраска цветных разностей брусититов колеблется от голубой до розовой (и малиновой). Наиболее часто встречается голубовато-зеленая и сиреневая окраска с белыми и желтоватыми распылчатыми участками. Поиски элементов и минералов хромов почти во всех случаях не дали удовлетворительного результата. Лишь изредка зеленоватая окраска брусититов обусловлена тонкой примесью серпентина. Очевидно, природа окраски в основном заключается в эффекте светорассеяния Тиндаля, за счет тех или иных размеров тонкопсевдоморфной примеси магнетита. При наличии относительно грубых и довольно разноразмерных частиц магнетита рассеивается свет всех длин волн, что отвечает наиболее распространенному типу белой окраски непрозрачных полосок колломорфных брусититов. В случае присутствия частиц определенных ультратонких размеров, рассеивается свет только с определенной длиной волны.

Окраска офикальцитов и частично серпентинизированных кальцифиров в основном более интенсивная, чем брусититов. Офикальциты просвечивают слабо или совсем не просвечивают. Наиболее характерная гамма окрасок — зеленая, коричневатая, красная, черная. Зеленая окраска офикальцитов обусловлена присутствием серпентина. Черная окраска обычно приурочена к сети эффектных прожилков и обусловлена примесью тончайших выделений сульфидов и ассоциирующихся с ними углеродистых соединений (что было установлено непосредственными определениями серы и свободного углерода).

Зеленая и черная окраска весьма причудливо постепенно или очень резко сменяется соответственно розовато-бурой и коричневатой-красной, что связано с распространением фронтов окисления. Это подтверждается химическими определениями содержаний железа и серы в зеленых и красных частях одного образца. Содержание суммарного железа в этих частях иногда оказывается одинаковым, тогда как сера, присутствующая в черно-зеленых участках, исчезает в красных.

Заключение

Брусититы и офикальциты Малого Хингана, возникшие в результате контактного метаморфизма магнезито-доломитовых пород мурандавской свиты, представляют собой новые интересные поделочные материалы.

Рядовые разности брусититов, обладающие хорошей блочностью в связи с высокой механической прочностью и прекрасной обрабатываемостью, могут быть использованы для изготовления различных крупных резных и хорошо просвечивающих изделий. Относительно малораспространенные цветные разности брусититов в связи с интересной гаммой окрасок и тонкими текстурами пригодны для изготовления различных украшений. Офикальциты и в меньшей мере не полностью серпентинизированные кальцифиры, обладающие более резкими текстурами, интенсивными окрасками и практически непрозрачные, представляют интерес в качестве облицовочного материала.

Литература

- Коренбаум С. А. Минеральные парагенезисы тальковых месторождений. Изд-во «Наука», 1967.
- Коржинский Д. С. Факторы минеральных равновесий и минералогические фации глубинности. — Труды Ин-та геол. наук АН СССР, петрогр. серия, 1940, вып. 12, № 5.
- Смолин П. П. Опыт рациональной классификации метаморфизованных карбонатных пород. — Изв. АН СССР, серия геол., 1959, № 12.
- Смолин П. П. Контактные процессы послегерцкинских интрузий Алдана. Изд-во АН СССР, 1960.
- Смолин П. П. Закономерности размещения промышленных месторождений талька на территории СССР и критерии локализации особо ценного безжелезистого талька. — В сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 6. Изд-во АН СССР, 1962.
- Смолин П. П. Структурная эволюция и условия образования брусититов в метаматнезально-карбонатных породах. — Докл. АН СССР, 1970, № 10.
- Ферсман А. Е. Очерки по истории камня, т. I. 1954; т. II, 1961. Изд-во АН СССР.
- Финько В. И., Овсянников Н. В. Новое месторождение декоративного камня. — Природа, 1959, № 6.

СЫРЬЕВЫЕ РЕСУРСЫ САМОЦВЕТНЫХ И ПОДЕЛОЧНЫХ КАМНЕЙ КРЫМА И ПУТИ ИХ ПРАКТИЧЕСКОГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ

Еще при первых разведках ископаемых богатств Крыма в 1823—1825 гг. маркшейдер Козин обращал внимание на халцедоны горы Карадаг. Месторождения карадагских самоцветов издавна привлекали внимание минералогов и ювелиров. «Коктебельские камешки» довольно широко использовались Петергофской гранильной фабрикой как для мозаики, так и для изготовления различных ювелирных изделий. В 1884 г. эта фабрика выписала от управляющего Ливадийским имением 10—15 пудов камней (под названием «голышки») с Южного берега Крыма для мозаичной работы. Известны также декоративные столики, изготовленные Петергофской гранильной фабрикой по рисункам художника Кудрявцева (1887 г.). В Крыму поделочные камни начали использовать с конца XIX в., когда в Симферополе была построена фабрика по полировке декоративных каменных материалов.

В 1910 г. в Коктебеле чех Я. Тиханек организовал шлифовальную мастерскую, которая обслуживала до 1921 г. первоклассные столичные ювелирные и ограночные мастерские.

Из карадагских самоцветов изготавливались бусы, запонки, булавки, броши и другие мелкие ювелирные изделия, которые продавались не только в Крыму, но и в других крупных городах России. Н. Ф. Чуриным в 1918 г. для Петергофской гранильной фабрики на Карадаге было добыто около 50 пудов халцедона и агата.

Вопрос о промышленном использовании карадагских самоцветов в качестве ювелирного камня был поставлен в 1940 г. К этому году относится проведение маршрутного обследования месторождений цветных камней на Карадаге Азово-Черноморским геологическим управлением (отряд Д. Румановой) по договору с Крымгеолбюро и артелью «Крымский зеркальщик». В Симферополе была создана опытная гранильная мастерская, успевшая выпустить до начала войны лишь первые образцы своей продукции.

Крымские самоцветы в разные годы изучали П. А. Двойченко (1914), А. Е. Ферсман (1921), С. П. Попов (1938), А. А. Рыбин (1953), А. И. Шалимов (1960), Л. А. Попугаева (1965), Ю. В. Семенченко (1966) и др. С 1967 г. в Институте минеральных ресурсов Министерства геологии УССР разрабатывается

тема — «Изучение самоцветных и поделочных каменных материалов Крыма и пути их промышленного использования».

В настоящее время в Крыму известны следующие виды самоцветного сырья: халцедоны, сердолики, агаты, гелиотропы, аметисты, опалы, гагат и другие; в качестве поделочного камня могут быть использованы разнообразной окраски яшмы и трассы-пуццоланы, окаменелое дерево, гипсы, кремни, декоративные мраморовидные известняки, гравеллиты и ряд изверженных горных пород (диабазы, габбро-диабазы, порфириды и пр.).

Месторождения самоцветных камней в Горном Крыму генетически связаны с эффузивными породами среднеюрского возраста. Самоцветы являются продуктами гидротермальных и пневматолито-гидротермальных процессов.

Наибольший практический интерес по ювелирным и декоративным качествам, а также по запасам сырья представляют самоцветы вулканической группы Карадага. Ассортимент самоцветных и поделочных камней Карадага весьма разнообразен.

1. Группа кварца — горный хрусталь, аметист, цитрин.

2. Группа халцедона:

а) халцедон равномерно окрашенный — светло-сизый, облачный, светло-серый, темно-серый, черный, темно-розовый, оранжевый и красный (сердолик), светло-каштановый (сардер), темно-зеленый (плазма);

б) халцедон неравномерно окрашенный: сизый, серый, темно-серый, красноватый с редкими полосками или пятнами более темных оттенков, зеленый халцедон со звездчатыми включениями красного гематита (гелиотроп);

в) халцедон слоистый многоцветный, окраска и прозрачность отдельных слоев различные — агат; по рисунку выделяются круговые, глазчатые, багрянные, пейзажные и моховые агаты;

г) ленточный агат по преобладающей окраске резко окрашенных слоев имеет такие разновидности: оникс — молочно-белые слои чередуются с темно-серыми, сердоликовый оникс — то же, с красными, халцедоникс — то же, с серыми, сардоникс — то же, с бурыми.

3. Группа опала и полуопала:

а) обыкновенный опал, молочно-белый, фарфоровидный (кахолонг);

б) благородный опал молочно-белого цвета с голубым отливом, опалесцирующий;

в) полуопал, непрозрачный, равномерно окрашенный в молочно-белый, голубоватый или розовый цвет;

г) полуопал агатовый — агатовидный по структуре, окраска отдельных слоев различная (чередование темно-серых полос с серыми, светло-розовых с молочно-белыми и др.).

4. Группа яшм (халцедонолиты, окрашенные соединениями железа и включениями селадонита и хлорита в разнообразные цвета):

а) одноцветные яшмы (зеленые, желтые, сургучные, красные, кремовые, розовые, сиреневые, черные);

б) пятнистые яшмы (в одноцветной основной массе включения, струйки и заливы яшмы иной окраски: красная с зелеными пятнами, голубовато-зеленая с красными заливами, сургучная с желтыми пятнами и др.);

в) пестроцветные яшмы: «огненная» с включениями сердолика и халцедона, «парчовая» яшма осенних тонов с различными красивыми узорами, обусловленными включениями железистых соединений, «пейзажные» яшмы живописных рисунков;

г) агатовые яшмы с тонким чередованием халцедона, агата и сердолика с яшмовым материалом желтого и бледно-фиолетового цвета.

5. Группа трасса (сваренные витрокластические туфы и туфобрекчин липаритов):

а) кремнеелые трассы яшмовидного облика плотного сложения, характеризующиеся однотонным голубовато-зеленым, серым или зеленым цветом;

б) полосатые трассы (строение их подобно ленточному агату), в которых полосчатость обусловлена чередованием разного оттенка зеленых и серых черных и коричневых слоев;

в) пейзажные трассы прихотливого в срезах рисунка.

Минералы группы кварца на Карадаге не имеют практического значения, некоторого внимания может заслуживать только аметист. В массиве Татар-Хабурга (пос. Планерское), в ущелье Гяур-Бах и на р. Карагач могут быть добыты аметистовые щетки мелких (несколько миллиметров в поперечнике) кристаллов, годные для вставок в ювелирные изделия.

Большой известностью и славой пользуются халцедоновые самоцветы Карадага. По мнению А. Е. Ферсмана (1920 г.) и заключению ВНИИЮвелирпрома (1965 г.), по нежности тонов, благородству их сочетаний и интересным переходам одного тона в другой халцедоны Карадага не имеют себе равных среди месторождений Советского Союза.

Для халцедоновых самоцветов Карадага характерны миндалекаменный и жильный тип минерализации.

Миндалины — тела округлой или несколько приплюснутой эллипсоидальной формы, достигающие 5—15 см в диаметре и образованные вследствие раскристаллизации коллоидно-кремнистых масс в полостях первичных газовых пустот в спилитовых лавах. Более мелкие миндалины имеют продолговатую форму и обладают хорошо выраженной линейной ориентировкой, перпендикулярной к столбчатой отдельности порфириев и дацитов. Многочисленные миндалины и жеоды различной степени заполнения состоят из одного или нескольких минералов. Мономинеральные миндалины обычно представлены дымчатым халцедоном или сердоликовым агатом, ониксом, полуопалом или сардониксом. Агаты этих миндалинов очень декоративны и состоят из чередования тонких полосок красного, белого, серого и голубоватого цветов. Полиминеральные миндалины сложены различными халцедонами,

кварцем, селадонитом, хлоритом, кальцитом и пренитом. Наружная поверхность таких миндалин часто покрыта коркой мяско-красного гейландита или шелковистыми сноповидными агрегатами десмина. Центральные участки крупных миндалин обычно выполнены горным хрусталем или аметистом.

Халцедоно-кварцевые жилы представляют собой маломощные тела неправильной формы с многочисленными раздувами и пережимами. По простиранию они прослеживаются иногда на несколько десятков метров при средней мощности до 10—12 см. Жилы, выполняющие полости разрывных нарушений, так же как и миндалины, бывают моно- и полиминеральными, состоящими из агата, халцедона, сердолика, опала, полупопа, кварца, кальцитов, цеолитов и других низко- и среднетемпературных гидротермальных минералов. При этом жилы часто имеют четко выраженное симметричное строение, залбанды их сложены хлоритом, селадонитом, цеолитами, в краевых частях жил обычно присутствуют агат, халцедон, а центральные части выполнены сердоликом, кварцем или кальцитом. Иногда в щелевидных остаточных полостях раздувов жил наблюдаются друзы из хорошо образованных кристаллов горного хрусталя и пирамидального кальцита.

Формирование миндалин, жеод и жил происходило в течение одной многоступенчатой стадии гидротермального процесса. Начало гидротермальной деятельности характеризовалось поступлением кремнистых коллоидных растворов, о чем свидетельствуют концентрически зональные, радиально-лучистые и другие коллоидные структуры минералов группы халцедона и опала, которые проникали в газовые пустоты и подируженные участки трещин, т. е. застойные зоны, и образовывали различные халцедоновые и агатовые выполнения. Образование агата происходило на протяжении нескольких ступеней, в пределах которых менялись физико-химические условия среды, способствующие изменению полосчатости агата.

Кристаллизация молочно-белого кварца, горного хрусталя и аметиста, а также сопутствующих им минералов (кальцита, цеолитов и др.) происходила в основном из низко- и среднетемпературных истинных растворов при незначительном участии коллоидов. Процесс кристаллизации протекал в результате пульсации прерывистого минералообразования, при котором по мере постепенного падения концентрации раствора от высоконасыщенных коллоидных к истинным молекулярным происходила смена аморфных разновидностей кремнезема его кристаллическими разновидностями.

На Карадаге халцедоновая и агатовая минерализация (в виде миндалин, жеод и жил), представляющая практический интерес, приурочена к спилитам и туфобрекчиям хр. Карагач, ущелья Гяур-Бах и Магнитного хребта. Подсчет запасов халцедоновых самоцветов из-за крайне неравномерного их распределения в эф-

Фузивных породах весьма затруднителен, однако, как показали проведенные полевые обследования участков наибольшей концентрации халцедоновых и агатовых тел, на Карадаге легко может быть добыто несколько тонн халцедоновых самоцветов высокого и среднего качества для ювелирного и сувенирного производства.

Несомненный практический интерес представляет открытое нами на хр. Карагач месторождение жильных яшм. В ущельях между скалами Трон и Иван-разбойник обнаружено шесть яшмовых жил различной протяженности и мощности. В обнажениях отдельные жилы прослеживаются на несколько десятков метров, достигая мощности до 60—80 см.

Под термином «яшма» мы подразумеваем гидротермальные халцедонолиты, окрашенные окислами железа и другими хромофорами (хлоритами, селадонитом и др.) в различные цвета. Некоторые из яшмовых жил напоминают каменную радугу, в которой собраны полосы малиново-красного, коричневого, сургучного, сиреневого, желтого, зеленого и синего цвета со множеством тонов и оттенков. Среди монолитной яшмовой породы нередко встречаются прожилки халцедона, сердолика и фарфоровидного опала, некоторые «занорыши» выполнены кристалликами бледно-фиолетового аметиста или ромбоэдрическими кристаллами исландского шпата. Самые обычные цвета крымской яшмы — желтый и красный, но к ним присоединяются зеленый, сиреневый, оранжевый, черный, голубовато-зеленый и др. Яшма, как правило, — непрозрачный камень, и лишь в некоторых разностях слабая просвечиваемость дает ему особую глубину и мягкий, бархатистый тон. Одни яшмы одноцветны, плотного сложения, с раковистым изломом, в других же наблюдается пестрое смешение различных цветов, переплетающихся в сказочную картину. Особый интерес представляют яшмы чисто желтого цвета, потому что поделочные камни такого цвета в природе встречаются крайне редко. «Царицами» крымских яшм называют огненную и парчовую. Огненная яшма просвечивает в полировках; в халцедоновой основной массе, как в «моховом» агате, взвешены струйчатые огненно-красные сгустки железистых минералов (гетита и гематита). Парчовая яшма напоминает цвета крымской осени, она очень декоративна и выразительна, прекрасно принимает зеркальную полировку. Из этих яшм изготавливают различные украшения, особенно эффектны яшмовые вставки в серебряных браслетах, кулонах и брошах. В природе не встречается двух кусков одинаковых яшм, поэтому каждый срез хранит своеобразную природную картину.

Ниже в таблице приведен химический состав яшм различной окраски. Во всех цветовых разновидностях яшм — желтых, красных и сиреневых тонов содержание закисного железа преобладает над окисным; только в зеленых яшмах наблюдаются об-

ратные взаимоотношения закисных и окисных форм железа. Полосчатость отдельных образцов яшм обусловлена неравномерным распределением железа, зеленые окраски иногда связаны с примесью хлорита и селадонита.

Запасы яшмового сырья визуальны оценены нами более чем в 50 т. Особый интерес представляют отпрепарированные процессами выветривания от вмещающих пород участки яшмовых жил, среди которых наблюдаются отдельные блоки объемом до 1,5—2 м³, которые легко могут быть разработаны на месте. Опытная обработка карадагских яшм и изготовление из них сувениров и ювелирных изделий показали, что по художественно-декоративным качествам яшмы Карадага превосходят известные яшмы уральских месторождений.

Близки к яшмам и так называемые карадагские трассы, представляющие собой своеобразные породы зеленоватого цвета литонидного или брекчиевидного сложения и характеризующиеся большой плотностью и крепостью. Они составляют значительную часть Святой горы. Трассы — пирокластические породы типа сваренных туфов, почти полностью состоят из обломочков липаритов и гиалодацитов разной размерности, отличающихся по структуре основной массы, причем особенно характерно, что обломочные частицы тесно примыкают друг к другу, совершенно не оставляя пространства для цемента. Такая структура свидетельствует о том, что обломки стекловатого материала накапливались в горячем пластическом состоянии и тотчас сваривались.

Окремнелые трассы по своим свойствам и декоративным качествам отвечают типичным яшмам. Это плотные породы зеленого, голубовато-зеленого, дымчатого и темно-коричневого цветов. Около двух с половиной тысяч лет тому назад древнегреческое население Крымского полуострова использовало трасс из-за его высокой прочности для изготовления зернотерок; в советское время (до 1941 г.) трасс добывался в качестве весьма ценного цементного сырья. Запасы трассового сырья огромны и оцениваются в несколько сот миллионов тонн. Это весьма ценный поделочный и декоративный камень. Некоторые разности его не трещиноваты и прекрасно принимают полировку. Это камень приятных голубых и зеленых тонов, камень цвета моря. В срезах трасса проявляются картины морских пейзажей: пенящиеся волны, набегающие на берег, бирюзовые бухты. Отдельные образцы трасса слоисты: темно-коричневые полосы чередуются с тонкими светлыми. Изделия из такого трасса напоминают по внешнему виду поделки из благородных пород дерева.

Цветного камня, подобного крымскому трассу, нет на территории Союза, это типично крымский поделочный камень. Сувениры из него хранят память не только о тех местах, где они изготовлены, но и о тех краях, где рожден камень. Запасы сырья для производства сувениров и ювелирно-галантерейных изделий

из трасса практически неисчерпаемы. Следует иметь в виду, что трасс — ценный облицовочный камень и было бы желательным его использование при строительстве станций Киевского метрополитена и других монументальных сооружений.

Карадагские пляжи весьма богаты гальками цветных камней. После штормов в Сердоликовой, Пуццолановой и Разбойничьей бухтах, а также в пляжной зоне пос. Планерское и Курортное в изобилии появляется самоцветная галька, сложенная сердоликом, халцедоном, агатом, яшмами и трассом. Наиболее красивые разновидности глазчатых, кольцевых и других агатов легче найти среди галек пляжа, чем в коренном залегании, поскольку миндалины халцедоновых самоцветов в эффузивных породах встречаются крайне неравномерно и рассеянно, редко давая значительные концентрации.

Помимо Карадага, появления халцедоновой, агатовой и яшмовой минерализации отмечены и в других районах Горного Крыма. Красные яшмовидные образования известны в спилитах мыса Фиолент, голубовато-зеленые роговики встречаются в окрестностях с. Украинка. Халцедоновая галька красных тонов встречается на всем западном побережье Крыма — от Севастополя до Сак, особенно обогащены ею пляжи у устья рек Альмы и Качи.

Проявления агата и халцедона в юго-западной части Горного Крыма связаны с вулканогенной толщей пород среднеюрского возраста, которые протягиваются полосой северо-восточного простирания от горы Кременной в бассейне р. Бодрак до горы Лысой в бассейне р. Альмы. Агат и халцедон выполняют миндалины различной величины и формы в пироксеновых и плагиоклазовых порфиритах. Мелкие месторождения агата и халцедона известны на левом берегу Альмы, близ пос. Старый Карагач. Скопления агатовых миндалин обычно приурочены к верхним частям покровов. Миндалины округлой формы сложены темным агатом, характеризующимся тонкой полосчатостью. Размер миндалин 1—3, реже 5—6 см, встречаются отдельные агатовые миндалины до 10—12 см в поперечнике. Крупные миндалины обычно трещиноваты. Уплотненные миндалины неправильной формы чаще сложены светлым, розоватым, голубоватым, бледно-фиолетовым халцедоном и агатом, в их срезах нередко проявляются эффектные полосчатые рисунки. На этом участке ежегодно без всяких затрат на горные работы можно собирать десятки килограммов агатовых миндалин, выносимых дождевыми и паводковыми водами из разрушающихся порфиритов. Халцедоно-агатовая минерализация известна и в других участках Бодрак-Алминского междуречья.

Кроме самоцветных камней, в Крыму известны месторождения различных декоративных каменных материалов, которые могут рассматриваться как поделочные камни (см. рисунок).

Таким своеобразным поделочным материалом является гагат. Легкость обработки, напоминающая обработку пород красного де-

рева, малый удельный вес, красивая черная окраска, способность принимать полировку привлекли внимание к гагату еще за тысячу лет до нашей эры.

В Крыму гагат в виде отдельных гнезд и обломков в изобилии встречается в старых отвалах и штольнях Бешуйского угольного месторождения, на р. Каче. Находки его известны и в окрестностях Ялты, Симеиза и Балаклавы. Крупные куски гагата (до 50 см) сохраняют следы анатомического строения древесины. Ориентировочные запасы гагата на Бешуйском месторождении

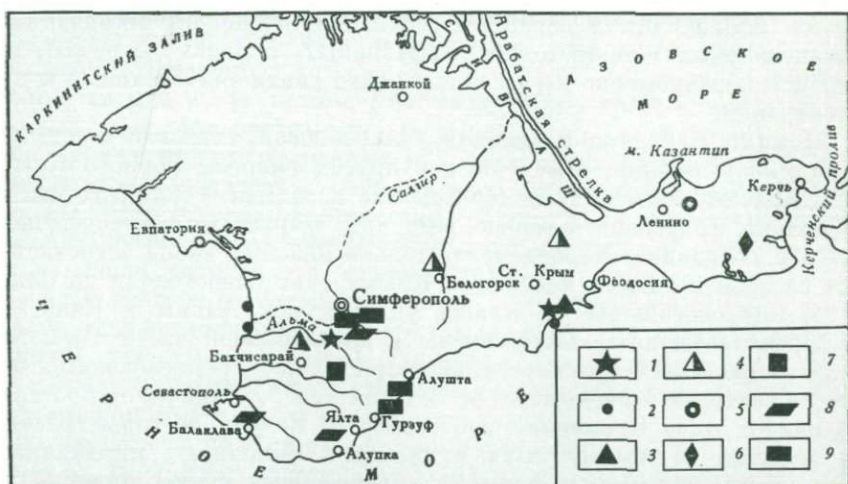


Схема распространения самоцветных и поделочных камней на территории Крыма

- | | | |
|-----------------------------|------------------------|-------------------------------|
| 1 — халцедоновые самоцветы, | 5 — окаменелое дерево, | 8 — мраморовидные известняки, |
| 2 — самоцветная галька, | 6 — гипс, | 9 — диабазы, габбро, порфиры |
| 3 — трассе, | 7 — агат, | |
| 4 — кремнь, | | |

оцениваются в 100—200 т. Гагат может быть рекомендован для ювелирно-галантерейных изделий, для изготовления мундштуков, пудрениц, трубок, разрезных ножей, браслетов, ожерелий, шкатулок и т. д. Гагат при изготовлении сувениров может быть использован в комплексе с другими крымскими самоцветами: пестроцветными яшмами, халцедонами, мраморами, кальцитом и пиритом.

Интересный поделочный материал — окаменелое дерево опалово-халцедонового состава, встречающееся в сарматских отложениях Ленинского района на Керченском полуострове. Здесь в карьерах, где добывается мергель для строительных целей, попадаются обломки стволов древних сосен длиной от 10 до 80 см при толщине 20—60 см. Снаружи древесная кора у них замеще-

на белоснежным опалом, а сердцевина заполнена кисельным или сургучным халцедоном. Годовые кольца имеют голубоватую или желтовато-коричневую окраску. Наличие на поверхности некоторых стволов опаловой коры и сохранившихся сучьев придает окаменелому дереву еще большую декоративную выразительность. На месте разрушенных частей древесины остаются иногда пустоты, на стенках которых вырастают прозрачные кристаллики горного хрусталя.

Проведенные испытания показали, что крымское окаменелое дерево может использоваться как поделочный материал. Поверхность спила прекрасно принимает полировку, по декоративным и техническим качествам окаменелое дерево Ленинского района превосходит известные проявления подобного поделочного сырья на Украине (окрестности Львова, Могилева-Подольска, Николаева и в Донбассе). Запасов этого поделочного камня вполне достаточно для изготовления различных сувениров. Окаменелое дерево с успехом может использоваться в виде подставок в комплексе с другими цветными камнями Крыма.

В качестве поделочного камня могут использоваться и кремни Предгорного Крыма, в изобилии встречающиеся в верхнемеловых отложениях Бахчисарайского, Симферопольского, Белогорского и Кировского районов. Окраска их весьма разнообразная; известны кремни черных, серых, желтых и голубых тонов. Запасы кремней весьма значительны, в отдельных участках можно вести разовую добычу кремня в количестве нескольких тонн. Для нужд камнесамоцветной промышленности кремни при добыче должны отбираться специалистом со вскрытием конкреций и желваков. Красиво окрашенные и рисунчатые кремни вполне могут использоваться как для небольших сувенирных камнерезных изделий, так и в качестве вставок в ювелирном производстве.

Определенный интерес при производстве каменных сувениров могут иметь гипсы Пташкинского (Чекур-Кояшского) месторождения на Керченском полуострове, которые встречаются в виде эффектных друз чечевицеобразных кристаллов винно-желтого цвета. Здесь же нами впервые обнаружены прослои гипса-селенита мощностью 3—6 см и протяженностью в десятки метров. Для производства сувениров и поделок запасы этого сырья практически неограниченны. Только на Чекур-Кояшском месторождении общие запасы гипса составляют около 600 тыс. т. Известны месторождения гипса и в других районах Керченского полуострова и Присивашья.

В качестве поделочного камня в Крыму могут рассматриваться многие разновидности декоративно-облицовочных камней (мраморовидные известняки и различные изверженные породы).

Мраморовидные известняки Горного Крыма довольно разнообразны как по тонам, так и по характеру рисунка. Представляют декоративную ценность желтые и розовые известняки Балак-

Химический состав халцедоновых самоцветов Карадага

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO
Яшма							
Темно-желтая	96,72	0,17	0,93	0,51	Сл.	0,50	0,11
Светло-желтая	96,72	0,53	1,00	0,95	—	0,15	0,23
Коричневая	94,39	0,30	1,87	1,97	Сл.	0,50	0,13
Сургучная	96,22	0,75	0,78	1,55	»	0,20	0,36
Парчовая	93,53	0,47	Не обн.	4,07	0,06	0,90	0,11
Сиреневая темная	93,29	0,68	»	3,64	0,03	0,80	0,32
Кроваво-красная	93,97	0,60	0,92	2,68	Сл.	0,20	0,16
Огненная	94,34	0,51	0,83	2,94	0,02	0,17	0,12
Фиолетовая	93,97	0,80	1,00	2,23	Сл.	0,45	0,16
Зеленая, полосчатая	91,50	0,85	3,37	2,08	0,02	0,50	0,32
Травяно-зеленая	91,94	1,80	1,57	1,16	Сл.	0,75	0,23
Среднее	94,24	0,74	1,13	2,17	0,01	0,47	0,21
Халцедон							
Бледно-розовый (сердолик)	98,30	0,10	0,04	1,20	—	0,30	0,22
Оникс	97,39	0,22	0,23	0,81	—	0,10	0,11
Дымчатый	96,36	0,60	0,17	2,33	Сл.	—	0,22
Полосчатый (агат)	97,02	0,17	0,10	0,62	0,14	0,75	—

лавского месторождения, розово-красные коралловые известняки с. Мраморного (Биюк-Янкойское месторождение), коричнево-серые и черные глазчатого рисунка водорослевые известняки Гаспринского месторождения, известняки зеленого цвета с узором из черных дендритов Симферопольского района и многие другие. Разведанные запасы мраморовидных известняков Крыма по отдельным месторождениям колеблются от 3 до 6,5 млн. м³ и более. Декоративные известняки живописной расцветки могут широко использоваться в производстве различных сувениров и камнерезных изделий.

Ценными декоративными качествами обладают некоторые разновидности изверженных горных пород: диабазы, габбро-диабазы, порфириды и гранодиориты зеленых тонов, широко распространенные на Южном берегу Крыма (Аю-Даг, Кастель, Урага, Шарха, Чемны-Бурун и др.), в Предгорном Крыму (Ферманово, Украинка, Партизаны) и в Восточном Крыму (район Судака). Запасы изверженных пород огромны — только на Кастельском и Фрунзенском (Партенитском) месторождениях они превышают 10 млн. м³. В окрестностях Ялты и Гурзуфа встречаются плот-

	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	С у м м а	Свободная SiO ₂	SiO ₂ /Al ₂ O ₃
	0,04	0,07	0,10	0,12	Не обн.	0,20	99,47	96,47	568
	0,08	0,03	—	—		0,48	100,17	95,93	182
	0,05	0,07	—	—		0,73	100,01	93,94	315
	0,08	0,07	—	—		0,23	100,24	95,14	123
	0,05	0,03	0,18	0,17	Не обн.	0,50	100,07	92,82	199
	0,04	0,07	0,30	0,13		0,13 0,43	100,23	92,27	137
	0,16	0,07	—	—		0,76	99,52	93,07	157
	0,04	0,05	0,13	—		0,11 0,38	99,64	93,58	184
	0,05	0,07	—	—		0,80	99,56	92,77	117
	0,08	0,16	—	—		1,54	100,42	90,22	107
	0,20	0,36	0,30	0,05		0,39 0,94	99,69	89,24	51
	0,08	0,09	0,09	0,04		0,73	100,00	93,13	127
	0,05	0,07	—	—		0,18	100,46	98,15	—
	0,02	0,07	—	—		0,68	99,63	97,06	—
	0,05	0,07	—	—		0,25	100,05	95,46	—
	0,12	0,12	Сл.	0,13	0,12	0,64	99,93	96,77	—

ные туфы кислого состава приятных салатно-зеленых и голубых тонов, прекрасно принимающие полировку.

На территории Крыма известны и другие горные породы и минералы, которые могут использоваться в качестве самоцветного и поделочного сырья. Здесь встречаются «крымские диаманты» — водяно-прозрачные кристаллики горного хрусталя идеальной огранки, золотистые пириты, искристые и лучистые цеолиты, белоснежные арагониты, мелкие кристаллики фиолетового флюорита и др.

С 1967 г. по рекомендациям Института минеральных ресурсов МГ УССР в Крымской области начался массовый выпуск сувениров и ювелирно-галантерейных изделий из местных самоцветных и поделочных камней.

В Симферополе в Крымском производственно-художественном комбинате Союза художников УССР создан цех декоративно-прикладного искусства, где выполняются камнерезные работы и изготавливаются ювелирные изделия. Цех оснащен необходимым камнерезным и полировальным оборудованием. При выделке разнообразных ювелирных изделий используются серебро, латунь,

мельхиор и крымские самоцветы (халцедоны, сердолики, агаты, аметисты, яшмы, трассы и т. д.). Первые образцы этой продукции хорошо зарекомендовали себя и пользуются большим спросом. На Ялтинской фабрике сувенирно-подарочных изделий Управления местной промышленности Крымской области создан цех по обработке декоративного камня. Фабрика уже наладила массовый выпуск крымских сувениров из мраморовидных и коралловых известняков Горного Крыма. Эти сувениры тиражом в несколько десятков тысяч экземпляров реализуются во многих городах Союза. Феодосийский быткомбинат имеет специализированные мастерские и ларьки в Планерском и Судаче, где изготавливаются и сбываются сувениры из крымских цветных камней.

Постепенно осуществляется предсказание А. Е. Ферсмана о том, что «скоро полированный камень и самоцвет займут свое место в ювелирном деле, войдя в наш повседневный быт... Роль прикладного искусства, умение воплотить в камень определенную идею, использовать его черты, умение связать художественную мысль с задачами предмета или изделия — все это вопросы, имеющие громадное значение для психологии человека, его настроения, его самочувствия, его работоспособности. Перед нашей камнерезной промышленностью стоит задача внести в брошку или кольцо, в безделушку или пепельницу на столе то художественное чутье и творческую мысль, которые одухотворяют камень, сочетая в нем собственную красоту с красотой замысла художника»¹.

Известно, что вопросы спроса и потребления самоцветов и поделочных камней в значительной мере зависят от традиций и моды, так как в сферу законов экономики здесь вторгаются законы психологии. Если камнесамоцветная промышленность будет выпускать свою продукцию в массовых количествах, одинаковых по цвету, форме и художественному замыслу изделий, то она вряд ли найдет сбыт. Серийное производство ювелирных и камнерезных изделий из природного сырья экономически невыгодно. Изделия должны быть высокохудожественными по замыслу и самобытными по исполнению.

Самоцветные и цветные камни в первую очередь должны найти применение в искусстве в виде сувениров, главная ценность которых заключается в своеобразии, отражающем местный колорит. Поделочные и цветные камни могут найти также широкое применение в декоративно-прикладном искусстве для производства различных рельефных, скульптурных и мозаичных художественных работ. Массовый выпуск сувениров и ювелирно-галантерейных изделий из местного цветного камня удовлетворил бы самые изысканные вкусы. Художественные, ювелирные и другие изделия из крымских самоцветов могли бы стать доходным предметом экспорта.

¹ Ферсман А. Е. Очерки по истории камня, т. 1, 1954; т. 2, 1961 Изд-во АН СССР.

ПРАКТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ЕСТЕСТВЕННЫХ ЮВЕЛИРНЫХ И ПОДЕЛОЧНЫХ МАТЕРИАЛОВ

В последние годы за рубежом и в нашей стране повысился интерес к естественным декоративным материалам, особенно к ювелирным и поделочным. Для воссоздания отечественной промышленности, использующей эти материалы, необходима «инвентаризация» богатств наших недр, т. е. поиски, ревизия, разведка, чему немало способствует ясное представление о предмете, наличие системы, классификации объектов исследований.

До настоящего времени в СССР бытует классификация самоцветов и цветных камней Ферсмана — Бауэра (Ферсман, 1923, 1954, 1961; Дюкалов, 1932; Bauer, 1932; Меренков, 1936; Андреев, 1957 и др.). Эта классификация, во многом традиционная, существенно связана с критерием редкости или ценности. Не отказываются от определяющей роли этого фактора и другие современные исследователи: Синканкас (Sinkankas, 1955), Вебстер (Webster, 1962), Перл (Pearl, 1965).

Надо подчеркнуть первостепенную важность экономико-технологических трудностей в организации современного ювелирно-камнерезного производства. Штучные изделия прекрасны, но ручной труд не обеспечит наш огромный внутренний рынок и конкурентоспособность советских изделий за рубежом. Успех решает техника: автоматы по огранке и кабошонированию, ультразвуковые копировальные устройства для тиражирования глинки и многое другое, но та же техника требует однородного, унифицированного сырья, поэтому ювелирные фабрики выпускают изделия многотысячными сериями из синтетического корунда, стекла и т. п. Сложившееся противоречие небезнадежно (Белинский, 1969). С одной стороны, многое зависит от конструкторов и организаторов производства. А с другой, от проводимой геологами «инвентаризации», которая отразила бы со всей тщательностью технологические особенности сырья, позволила бы для каждого классификационного подразделения удовлетворительно решить задачу трех факторов: 1) запасы, 2) технологические расходы, 3) доход государства.

Предлагаемая классификация является попыткой такого разделения всей совокупности естественных ювелирных и поделочных материалов на типы, подтипы, группы по ведущим технологиям, единым для каждой таксонометрической единицы. По-

сколько технология определяется физико-механическими и декоративными качествами камня, то представляется уместным именно эти качества и свойства вынести в определения. Естественно, что для разных изделий и способов обработки первостепенными будут различные свойства материала: твердость, прозрачность, цвет, спайность, рисунок и т. д. Автор надеется, что искушенный читатель не смутится кажущимся нарушением единства классифицирования, а распознает единый технологический принцип во всех формах его выражения. Так же обстоит дело и с однозначностью принятой системы: фантазия художника (и природы) неисчерпаема, и для любого из перечисленных ниже камней можно, вероятно, предложить способ применения, выходящий за рамки того классификационного подразделения, куда он отнесен. Пусть это смущает нас не более, чем факт существования магматического или гипергенного кварца при составлении списка высокотемпературных минералов гидротерм.

В основу настоящей работы наряду с литературными данными положен опыт изучения декоративных и технологических свойств почти 700 проб более чем 100 наименований минералов и горных пород с 266 месторождений СССР.

В соответствии с двумя интересующими нас областями применения можно выделить два основных типа камней — ювелирные и поделочные. При этом в ювелирных окажутся монокристаллы, реже тонкодисперсные минеральные агрегаты (опал, бирюза), а основную массу поделочных камней составят моно- и полиминеральные агрегаты и горные породы. Ювелирные камни — самые яркие, прозрачные, блестящие, прочные — проявляют свои свойства даже в мельчайших зернах и обычно используются оправленными в металл. Поделочные камни, декоративные качества которых менее «насыщены», механические свойства ниже или менее однородны, а размеры выделений, как правило, больше, чем у ювелирных, обычно являются и конструкционным материалом изделий. При таком понимании возникает необходимость в выделении промежуточного типа — ювелирно-поделочных камней, т. е. таких минералов и горных пород, которые по своим механическим качествам и способам обработки относятся скорее к поделочным, но из-за яркой окраски или тонкого красивого рисунка (при высокой прочности) широко применяются в ювелирных изделиях.

Эти три типа — ювелирные, ювелирно-поделочные и поделочные камни — и составляют первую рубрику классификации.

Тип 1, ювелирные камни

По относительной роли ведущих декоративных факторов — прозрачность, блеск и цвет — ювелирные камни подразделяются на четыре подтипа: прозрачные, непрозрачные сверкающие, просвечивающие и непрозрачные матовые.

Подтип 1—1—прозрачные (собственно ограночные камни)

Главное свойство, определяющее достоинства этих камней,—светопреломление, для выявления которого камню придается правильная фасетчатая огранка. Форма огранки подбирается так, чтобы обеспечить максимальную дисперсию света (игру) и максимальное внутреннее отражение (блеск). Для анизотропных минералов важна еще и правильная ориентировка изделия. Прозрачные ювелирные камни подразделяются на четыре группы по твердости. Твердость в данном случае обуславливает два важнейших свойства: применимость тех или иных абразивов и стойкость, долговечность изделия. Для камней этого подтипа применяется и кабошонирование, но обычно тогда, когда камню присущи различные дефекты, или чрезмерно густая окраска, или астеризм, известный в корундах, гранатах, хризоберилле.

Группа 1—1—1. Единственный камень этой группы — алмаз — обрабатывается только алмазом, в изделиях практически вечен.

Группа 1—1—2. Допускают обработку корундом, стойкие по отношению к кварцевой пыли, т. е. практически в любых условиях ношения изделия; твердость 7 и выше. К этой группе относятся разновидности корунда, берилла, турмалина, граната, хризоберилла, шпинели, монокристаллического кварца, топаз, эвклаз, фенакит, циркон, кордиерит, андалузит, ставролит.

Группа 1—1—3. Твердость от 7 до 5, обрабатываются практически любыми абразивами, стойкие по отношению к стеклу, т. е. к большинству источников случайного повреждения, но при постоянной носке в течение многих лет полировка тускнеет, это разновидности сподумена, хризолит, кианит, диоптаз, бразилианит, танзанит¹, хромдиопсид, апатит, бенитоит, аксинит, скаполит, томсонит, данбурит, улексит, касситерит, гамбергит, синхалит, эканит, зеленый обсидиан, актинолит.

Группа 1—1—4. Твердость меньше 5, не стойкие по отношению к стеклу, при постоянном ношении в течение немногих лет тускнеет полировка и «заваливаются» ребра: сфалерит, флюорит, бурит, цинкит, шеелит.

Подтип 1—2 — непрозрачные сверкающие (псевдоограночные) камни

Эти камни характеризуются сильным блеском полированной поверхности. Огранка фасетками применяется широко, но поскольку используются не внутренние, а поверхностные эффекты, соблюдение строгих геометрических параметров излишне (отсюда и название «псевдоограночные»). Применяются и плоские кабо-

¹ Танзанит — ювелирная разновидность цоизита из окрестностей Килиманджаро, ярко-синяя, с резко выраженным трихризмом.

шенированные формы, инталио. Данный подтип подразделяется на две группы — однородные камни и рисунчатые. Наличие рисунка определяет выбор формы изделий и строгие условия ориентировки.

Группа 1—2—1. Однородные камни: гематит-кровавик, пирит, кобальтин, псиломелан.

Группа 1—2—2. Рисунчатые камни, сложенные минералами с разным показателем отражения, что и создает рисунок; известны под собирательным названием «черный малахит»: гематит-гетитовая стеклянная голова, криптомелан-голландитовая стеклянная голова.

Подтип 1—3 — просвечивающие камни

Этот подтип объединяет камни, окраска или рисунок которых благодаря полной или частичной просвечиваемости характеризуется чистотой и глубиной.

Форма изделий и правила их ориентировки зависят от наличия или отсутствия рисунка, яркой окраски или внутренних декоративных эффектов. По соотношению этих факторов выделяются четыре группы.

Группа 1—3—1. Яркоокрашенные камни, в основном используемые в кабошонах: сердолик, хризопраз, хлоропал, хром-халцедон, розовый кварц, цветные полуопалы, смитсонит, пренит, асперолит, дьюмортьерит, цоизит, полупрозрачный жадеит.

Группа 1—3—2. Камни с рисунком или декоративными включениями, форма изделий из них — произвольная, часто уплощенная: агат, волосатики, моховики. Окрашенные ониксы (сардоникс, карнеолоникс и др.) могут быть отнесены как к этой группе, так и к предыдущей.

Группа 1—3—3. Камни без рисунка и цветной окраски; применяются в основном искусственно подкрашенными или в мозаиках: халцедон, полуопал, кахолонг.

Группа 1—3—4. Псевдохроничные камни, обрабатываются преимущественно в форме кабошонов; очень важна правильная ориентировка: благородный опал, лунный камень, иризирующий обсидиан.

Подтип 1—4 — непрозрачные матовые камни

Здесь относятся естественные материалы, обладающие красивой очень чистой окраской и чрезвычайно плотной, однородной фактурой поверхности. Разделяются на две группы: материалы, подвергаемые механической обработке (изделия произвольной формы, кабошоны, бусины) и используемые с необработанной поверхностью.

К первой группе (1—4—1) относятся бирюза, варисцит, благородный коралл. Ко второй — жемчуг.

Тип 2, ювелирно-поделочные камни

Ювелирно-поделочные камни подразделяются на три подтипа по соотношению механических качеств: вязкости (прочности) и твердости.

Подтип 2—1 — твердые вязкие камни

Сюда относятся камни с твердостью больше 5 и повышенной вязкостью, благодаря которой они могут служить конструкционным материалом ювелирных украшений, в том числе браслетов, колец — с армировкой металлом или без нее. Единственная группа (2—1—1) этого подтипа представлена материалами, известными ювелирам под обобщающим наименованием «жад», а более строго — собственно «жадом» (нефрит и жадеит) и их твердыми естественными имитациями: гранат-хлоритовой породой («трансваальский жад»), ксонотлитом, фибролитом.

Подтип 2—2 — твердые средней вязкости камни

Камни этого подтипа по способам использования и группированию напоминают ювелирные камни подтипа 1—3, но в отличие от последних непрозрачны или только слабо просвечивают. Поэтому форма изделий определяется исключительно декоративными свойствами поверхности.

Группа 2—2—1. Яркоокрашенные камни: лазурит, родонит, амазонит, яшмы, унакит¹.

Группа 2—2—2. Рисунчатые камни: окаменелое дерево, графический пегматит, рисунчатый кремнь, яшма, обсидиан, гелиотроп, переливт.

Группа 2—2—3. Псевдохроичные камни: беломорит, соколиный и тигровый глаз, серебристый обсидиан, авантюрин, черламутр.

Группа 2—2—4. Камни, используемые с необработанной поверхностью. В составе этой группы выделяются две подгруппы: 2—2—4—а — массивные камни: почки халцедона, смитсонита, нефрита (Dyarer, 1969) и 2—2—4—б — корки и наросты: аметистовые и кварцевые щетки, корочки уваровита, дендриты марганцевых минералов, самородной меди и серебра.

Подтип 2—3 — мягкие и средней твердости камни

Эти камни допускают токарную обработку, способы применения их весьма разнообразны; они включают глиптику, мозаику, скульптуру, кабошонированные и плоские вставки и т. д. Подразделяются на две группы: 2—3—1 — допускающие термическую обработку: янтарь и гагат и 2—3—2 — обрабатываемые в холодном состоянии: малахит и его естественные имитации, азурамалахит, благородный и рисунчатый змеевик, антрацит.

¹ Унакит — плотный агрегат эпидота и калиевого полевого шпата.

Тип 3, поделочные камни

Поделочные камни подразделяются по твердости, а следовательно, по технике обработки на три подтипа.

Подтип 3—1 — твердые (твердость 5 и выше) камни

Камни данного подтипа используются в различных изделиях с плоскополированными и криволинейными поверхностями, иногда в комбинации с металлом. Группирование камней внутри этого подтипа связано с особенностями их обработки (резка и полировка), которые зависят от размера минеральных зерен, характера их спайности, разброса твердости и устойчивости к масляным эмульсиям при распиливании. Подтип подразделяется на две большие группы: 1) гомогенные, или такие, гетерогенность которых не отражается на полированной поверхности, и 2) явно гетерогенные.

Группа 3—1—1 — стекловатые, афанитовые и тонкозернистые горные породы: обсидианы, яшмы, роговики, микрокварциты, сливные кварциты, железистые роговики.

Группа 3—1—2 — гетерогенные горные породы и минеральные агрегаты; по специфичным дефектам и ограничениям в обработке разделяются на пять подгрупп.

Подгруппа 3—1—2—а — камни, резку которых нельзя производить на масляных эмульсиях из-за способности пропитываться ими: льдистый кварц, кварцит-таганайт, амазонитовый гранит.

Подгруппа 3—1—2—б — камни, плохо принимающие полировку из-за хорошо проявленной спайности породообразующих минералов: перидотиты, пироксениты, геденбергитовый скарн.

Подгруппа 3—1—2—в — камни, принимающие весьма неоднородную полировку из-за наличия мягких или выкрашивающихся компонентов: лиственит, джеспилит.

Подгруппа 3—1—2—г — камни, при полировке которых возникает рельеф ввиду наличия очень твердых минералов: эклогит, гранатовый гнейс, турмалинсодержащие породы.

Подгруппа 3—1—2—д — камни, лишенные специфических дефектов: гранитоиды, нефелиновые сиениты, нефелиновые и нормальные габброиды, лабрадорит, порфиры, порфириты и т. д.

Подтип 3—2 — средней твердости (от 5 до 3) камни

Камни по степени просвечиваемости разделяются на две группы.

Группа 3—2—1 — просвечивающие камни («ониксы») широко используются в тонких просвечивающих изделиях, как в резных, так и в плоскополированных формах: арагонитовый и кальцитовый оникс, флюорит.

Группа 3—2—2 — непрозрачные или слабо просвечивающие камни; помимо плоскополированных форм особенно широко при-

меняются в скульптуре мраморы, офиокальциты, кальцифиры, ангидрит, алунит, змеевики, хлорит-серпентиновые породы.

Подтип 3—3 — мягкие (твердость меньше 3) камни

Разделение аналогично разделению подтипа 3—2.

Группа 3—3—1. Просвечивающие и прозрачные камни: алебастр, селенит, каменная соль.

Группа 3—3—2. Непрозрачные или слабо просвечивающие камни: графит, талькохлорит, агальматолит, пирофиллит, брусит-серпентиновая порода, стеатит.

В заключение автор глубоко благодарит сотрудников треста «Цветные камни» за возможность использования результатов по изучению многочисленных проб декоративного камня. Автор признателен М. Ф. Кузину (Московский горный институт); его рекомендации отражены в расшифровке обширной группы твердых поделочных камней и в принятой номенклатуре рубрик.

Л и т е р а т у р а

- Андреев В. Н. Огранка самоцветов, т. 1. М., 1957.
- Белинский А. И камни заговорят.— «Нева», 1969, № 9.
- Дюкалов Н. А. Мировая торговля драгоценными и полудрагоценными камнями. М., 1932.
- Меренков Б. Я. Драгоценные камни, их свойства, местонахождения и употребление.— Нерудное мин. сырье, 1936, вып. 2.
- Техническая энциклопедия, т. 7, 1931.
- Ферсман А. Е. Драгоценные (самоцветы) и цветные (поделочные) камни. Химико-технологический справочник, ч. 1. Ископаемое сырье. Изд., 1923.
- Ферсман А. Е. Очерки по истории камня, т. 1, 1954; т. 2, 1961. Изд-во АН СССР.
- Bauer M. Edelsteinkunde, 3 Aufl., Lief I—II, 1932.
- Draper J. Botryoidal jade from California.— Lapid. J. August, 1969.
- Encyclopedia Britannica, v. 10, Chicago, 1965.
- Pearl R. M. Popular Gemology. N. Y., 1965.
- Sinkankas J. Gem cutting: a lapidary manual, Princeton, 1955.
- Webster R. Gems: their sources, descriptions and identification, L., 1962.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	5
Проблемы изучения минерально-сырьевых ресурсов цветного камня	7
Е. Я. Киевленко	
Драгоценный и поделочный камень как полезное ископаемое	16
В. П. Петров	
Бирюза в Советском Союзе	36
Т. И. Менчинская	
Некоторые сведения по Мало-Быстринскому месторождению лазурита	56
В. Н. Матонин, Ю. И. Алексеев	
Лазурит, его генезис и сырьевая база	62
М. А. Лицарев	
Жадениты	81
В. Н. Москалева	
Новое месторождение ювелирных и технических агатов на Урале	88
Л. Г. Гумеров, В. А. Митрофанов	
Тулдунское месторождение технического и ювелирного агата	95
В. И. Финько	
Опалы Западного Саяна	105
В. П. Еремеев, А. К. Сибилев	
Месторождения и генезис благородного опала	111
С. С. Чекин, И. С. Беляев	
Обсидиан и ассоциирующиеся с ним породы как поделочный камень	127

В. В. Наседкин	
Хромдиопсид из Ингалинского массива	135
А. М. Корчагин	
Серпентиниты Южной Монголии как поделочный камень	141
Ю. К. Андреев, <u>В. П. Еремеев</u>	
Мраморный оникс	144
З. В. Лекух	
Типы месторождений аметиста и его ресурсы	152
Е. П. Куценко	
Цветные брусититы и офикальциты — новые поделочные материалы Дальнего Востока	167
П. П. Смолин	
Сырьевые ресурсы самоцветных и поделочных камней Крыма и пути их практического использования	201
В. А. Супрычев	
Практическая классификация естественных ювелирных и поделочных материалов	213
А. И. Цюрупа	

Драгоценные и цветные камни как полезные ископаемые

Утверждено к печати Научным советом по рудообразованию АН СССР

Редактор В. И. Финько. Редактор издательства М. И. Азизян

Художник Б. И. Астафьев. Художественно-технический редактор И. А. Макогонова

Сдано в набор 22/XI-1972 г. Подписано к печати 29/V-1973 г. Формат 60×90¹/₁₆.

Усл. печ. л. 14+6 вкл. (0,37 усл. печ. л.). Уч.-изд. л. 14,9. Тираж 2750 экз. Т-06961.

Тип. зак. 1416. Бумага № 1. Цена 1 руб. 70 коп.

Издательство «Наука», 103717 ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21

2-я типография издательства «Наука», 129099 Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

УДК 553.8(47+57)

Проблемы изучения минерально-сырьевых ресурсов цветного камня СССР. Киевленко Е. Я. В сб.: Драгоценные и цветные камни как полезное ископаемое. Изд-во «Наука», 1973.

Приводятся требования, предъявляемые к цветным камням, среди которых выделяются три группы: 1) ювелирные (ограночные), 2) поделочные и 3) декоративно-облицовочные камни. Указываются районы распространения цветных камней.

УДК 553.8

Драгоценный и поделочный камень как полезное ископаемое. Петров В. П. В сб.: Драгоценные и цветные камни как полезное ископаемое. Изд-во «Наука», 1973.

Отмечается большое значение драгоценного и поделочного камня как полезного ископаемого и высокая его суммарная стоимость. Подчеркивается специфика этого сырья и необходимость учета особенностей камня в процессе добычи, обработки и торговли этим сырьем. Показаны большие возможности промышленной добычи на территории нашей страны как старых, традиционных видов поделочного сырья, так и возможностей широкого поиска новых его разновидностей. Табл. 7. Библ. 20 назв. Илл. 2.

УДК 553.897.553.46(47+57)

Бирюза в Советском Союзе. Менчинская Т. И. В сб.: Драгоценные и цветные камни как полезное ископаемое. Изд-во «Наука», 1973.

Месторождения бирюзы Средней Азии по характеру вмещающих пород разделяются на четыре группы: 1) в кислых изверженных породах; 2) в осадочно-метаморфических образованиях; 3) в зоне контакта кислых интрузий с осадочными породами; 4) проявления бирюзы в зонах окисления медно-порфировых и полиметаллических месторождений. Месторождения размещаются в пределах тектонически активных зон, затронутых альпийской складчатостью. Табл. 1. Илл. 13. Библ. 13 назв.

УДК 553.896.621.55(571.5)

Некоторые сведения по Мало-Быстринскому месторождению лазурита. Матонин В. Н., Алексеев Ю. И. В сб.: Драгоценные и цветные камни как полезное ископаемое. Изд-во «Наука», 1973.

В Южном Прибайкалье в бассейне р. Малой Быстрой известно месторождение лазурита, залегающее в слоях доломитовых мраморов вблизи контакта с сиенитами. Лазуриитовые тела — в большинстве случаев метасоматически замещенные жилы (будины) гранитов. Содержание лазурита-сырца в отдельных точках колеблется от 5 до 100 кг/м³. Сортной лазурит месторождения составляет 5% от общих запасов. Выход пигмента составляет 2—10% от исходной руды. Илл. 2.

УДК 553.896.621.55(571.5)

Лазурит, его генезис и сырьевая база. Лицарев М. А. В сб.: Драгоценные и цветные камни как полезное ископаемое. Изд-во «Наука», 1973.

Промышленные месторождения лазурита находятся в Афганистане, СССР и Чили. Они связаны с докембрийскими комплексами пород и залегают в доломитовых мраморах. Лазуриитовые месторождения являются контактово-реакционными образованиями, обусловленными метасоматическим взаимодействием алюмосиликатных пород с доломитами. Наиболее перспективные в СССР районы на лазурит — Южное Прибайкалье и Юго-Западный Памир. К районам, благоприятным в отношении лазуриитовости, относятся Алданский щит и Анабарский кристаллический массив. Табл. 1. Библ. 40 назв.

УДК 553.896.422.6

Жадениты. Москалева В. Н. В сб.: Драгоценные и цветные камни как полезное ископаемое. Изд-во «Наука», 1973.

В Советском Союзе наиболее интересные месторождения жаденитов расположены в Северном Прибайкалье. Они приурочены к Кентерлаускому ультраосновному массиву, в котором широко развиты малые тела гранитоидов и связанные с ними гидротермально-метасоматические образования, представленные плагиоклазитами, альбитами, альбито-роговообманновыми, альбито-жаденитовыми породами и мономинеральными жаденитами. На площади мас-

сива выявлено около 20 тел жадеитов размером от 5×1 м до 60×15 м. Запасы жадеитов оцениваются в несколько десятков тысяч тонн. Библ. 29 назв.

УДК 553.895.145.2(471.5)

Новое месторождение ювелирных и технических агатов на Урале. Гумеров Л. Г., Митрофанов В. А. В сб.: Драгоценные и цветные камни как полезное ископаемое. Изд-во «Наука», 1973.

Магнитогорское месторождение агатов (Южный Урал) приурочено к нижней подтолще вулканогенной толли кизильской свиты. Агаты залегают в приконтактной зоне трахилипаритовых лав и туфов с дайками риолито-дацитов. Агатовые зоны имеют мощность от нескольких сантиметров до 50—60 см. Среднее содержание агата составляет $22,7 \text{ кг/м}^3$. Из агата-сырца получают технических агатов — 11,8% декоративных — 6,46%. Илл. 5.

УДК 553.895.145.2(471.5)

Тулдунское месторождение технического и ювелирного агата. Финько В. И. В сб.: Драгоценные и цветные камни как полезные ископаемые. Изд-во «Наука», 1973.

Описываются агаты бассейна р. Тулдун (Читинская обл.), развитые среди древнечетвертичных галечников с содержанием халцедона в несколько десятков тысяч тонн. Размеры и качество позволяет относить их не только к ювелирному, но и техническому сырью. Табл. 2. Илл. 3.

УДК 553.88(571.1)

Опалы Западного Саяна. [Еремеев В. П.], Сибилев А. К. В сб.: Драгоценные и цветные камни как полезное ископаемое. Изд-во «Наука», 1973.

В западной части Иджимского гипербазитового плутона (Западный Саян), вблизи ст. Карантин обнаружены выходы молочно-белого опала, связанные с древней (до миоценовой) корой выветривания. Изготовление пробных образцов ювелирных изделий из иджимских опалов показало, что они хорошо шлифуются, полируются и в готовых изделиях обладают приятной окраской. Табл. 2. Илл. 2. Библ. 4 назв.

УДК 553.88

Месторождения и генезис благородного опала. Чекин С. С., Беляев И. С. В сб.: Драгоценные и цветные камни как полезное ископаемое. Изд-во «Наука», 1973.

Описаны месторождения благородных опалов различного генезиса — гидротермальные и коры выветривания. Особо выделены самые продуктивные месторождения Австралии, где образование благородного опала непосредственно связано с формированием верхнетретичной коры выветривания на осадочных породах мела и палеогена. Библ. 21 назв. Илл. 3.

УДК 553.535

Обсидиан и ассоциирующиеся с ним породы как поделочный камень. Наседкин В. В. В сб.: Драгоценные и цветные камни как полезное ископаемое. Изд-во «Наука», 1973.

Описывается распространение обсидиана на территории Советского Союза и дается более подробная геологическая характеристика вулканических массивов Армении (Артени, Гюмуш-Джраберского, Гидис, Кечалдага). Библ. 8 назв.

УДК 553.896.422.1(571.56)

Хромдиопсид из Инаглинского массива. Корчагин А. М. В сб.: Драгоценные и цветные камни как полезное ископаемое. Изд-во «Наука», 1973.

Хромдиопсид-слюдяные метасоматиты Инаглинского массива ультраосновных-щелочных пород слагают зоны мощностью от нескольких сантиметров до 20 м и протяженностью до 200 м. Они на 70—80% сложены хромдиопсидом и флогопитом, полевыми шпатами (до 10%), апатитом (до 10%), щелочными амфиболами (до 3%) и серпентином. Хромдиопсид может быть использован в качестве ограночного и поделочного камня. Прогнозные запасы поделочных хромдиопсидовых материалов на месторождении составляют около 100 т. Табл. 2. Илл. 3. Библ. 2 назв.

УДК 553.89(519.3)

Серпентиниты Южной Монголии как поделочный камень. Андреев Ю. К., Еремеев В. П. В сб.: Драгоценные и цветные камни как полезное ископаемое. Изд-во «Наука», 1973.

Описываются районы распространения серпентинитов на территории Монголии и выделяются серпентиниты Южной Монголии, пригодные в качестве поделочных камней. Библи. 5 назв.

УДК 553.88

Мраморный оникс. Лекух З. В. В сб.: Драгоценные и цветные камни как полезное ископаемое. Изд-во «Наука», 1973.

Описываются закавказские месторождения оникса — Агамзалинское и Мисханское. Первое приурочено к светло-голубым эоценовым известнякам. Мощности пропластков мраморного оникса от 0,15 до 0,40 м. Второе залегает на эоценовых туффилах, туфосланцах и порфирах. Ориентировочные запасы составляют 6,14 тыс. м³. В Ср. Азии м-ния мраморного оникса (Карлюкское и Кап-Котай) встречаются в двух разновидностях: сталактито-сталагмитовый — пещерный оникс и живообразный — образованный за счет горячих углекислых вод. Библи. 19 назв.

УДК 559.872.042

Типы месторождений аметиста и его ресурсы. Куденко Е. П. В сб.: Драгоценные и цветные камни как полезное ископаемое. Изд-во «Наука», 1973.

Аметисты относятся к гидротермальным образованиям и представлены зонами жильных breccий с аметистовыми сгустками, зонами тектонических трещин с кварц-аметистовыми жилами, минерализованными трещинами и vyplннением газовых полостей в верхних частях миндалекаменных базальтовых и трапповых потоков. Попутно аметист может добываться и из других типов месторождений: железорудных, пьезокварцевых, скарновых, россыпных. Табл. 2. Библи. 20 назв.

УДК 553.89

Цветные брусититы и офикальциты — новые поделочные материалы Дальнего Востока. Смолин П. П. В сб.: Драгоценные и цветные камни как полезное ископаемое. Изд-во «Наука», 1973.

Рассматриваются геологическое строение месторождений, петрогенезис, состав, структуры и текстуры, физические и декоративные свойства метамagneзиальных пород Хингана. Магнетитово-доломитовые (частично-кремнистые) породы рифейской мурандавской свиты Малого Хингана в контактных ореолах гранитоидов (Сг, Pz₂) при прогрессивном метаморфизме превращались в периклазиты, различные магнезиальные скарноиды, кальцифиды и мраморы, которые на регрессивном этапе бруситизировались и серпентинизировались. Преобладающие серо-белые просвечивающие брусититы частично имеют красивые колломорфные тонкополосчатые текстуры, сиреневые и цвета морской волны окраски коллоидной природы (эффект Тиндалля). Зеленая с различными переходами к красной и черной окраска офикальцитов обусловлена серпентиниом, органикой и процессами окисления; текстуры полосчатые и breccиевидные. Табл. 3. Илл. 11. Библи. 8 назв.

УДК 553.89(477.9)

Сырьевые ресурсы самоцветных и поделочных камней Крыма и пути их практического использования. Супрычев В. А. В сб.: Драгоценные и цветные камни как полезное ископаемое. Изд-во «Наука», 1973.

В Крыму известны халцедон, сердолик, агат, гелиотроп, аметист, опал, тагат и другие виды камнесамоцветного сырья. В качестве поделочного камня могут быть использованы различные яшмы, окаменелое дерево, гипс, кремни, мраморовидные известняки и различные изверженные породы. Наибольший интерес представляют самоцветы вулканической группы горы Карадаг, расположенной в восточной части Крыма.

УДК 549.091.15

Практическая классификация естественных ювелирных и поделочных материалов. Цюрупа А. И. В сб.: Драгоценные и цветные камни как полезное ископаемое. Изд-во «Наука», 1973.

Предлагается классификация всей совокупности естественных ювелирных и поделочных материалов на типы, подтипы и группы по ведущим технологиям, единым для каждой таксонометрической единицы. Для обозначения различных рубрик классификации используются различные физико-механические свойства: твердость, прозрачность, цвет, спайность, рисунок и т. д., определяющие в первую очередь технологию обработки отдельных видов камня.

18631

1 p. 70 m.



ИЗДАТЕЛЬСТВО ИЛЛЮСТРАЦИЙ