АЛМАЗЫ ПЕСЧАНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ УКРАИНЫ

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ УКРАИНСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ МИНЕРАЛЬНЫХ РЕСУРСОВ

Ю. Ю. ЮРК, И. Ф. КАШКАРОВ,
Ю. А. ПОЛКАНОВ, Г. К. ЕРЕМЕНКО,
И. П. ЯЛОВЕНКО

553.81+549.21

АЛМАЗЫ ПЕСЧАНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ УКРАИНЫ

685

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКОВА ДУМКА»
КИЕВ — 1973

Библиотека

УДК 549.211:552, 551 (477)

Установлено широкое распространение алмаза в песчаных отложениях Украины. Приводится разработанная авторами схема и методика обработки проб с целью извлечения мелких алмазов из песчаного титаноносного материала. Описан состав вмещающих пород. Впервые детально охарактеризованы алмазы крупностью менее 0,5 мм и отмечены их особенности. Алмазы россыпей Украины сравниваются с мелкими алмазами титаноносных россыпей Северного Казахстана. С учетом особенностей алмазов дана рациональная схема их диагностики. Показана возможность генетической связи алмазов не только с кимберлитами.

Книга рассчитана на геологов, минералогов, технологов, работающих в области поисков, разведки, изучения и извлечения алмаза и сопутствующих минералов.

Ответственный редактор
д-р геол.-мин. наук Ю. Ю. ЮРК

Редакция информационных изданий
Зав. редакцией В. И. Гилелах

Ю 0292—513
М221[04]—73

ВВЕДЕНИЕ

Непрерывно возрастающая роль алмаза в развитии современного технического прогресса все больше и больше повышает научный и промышленный интерес к этому минералу. Интенсивно изучаются условия образования и нахождения кристаллов алмаза в природе, выявляются закономерности формирования промышленных концентраций, исследуются физические и технические свойства алмаза и процессы его синтеза.

В Советском Союзе известны россыпные месторождения алмаза на Урале и коренные и россыпные месторождения в Сибири. Однако в большинстве своем они сосредоточены в трудноосваиваемых районах. Открытие месторождений алмаза в других экономически более благоприятных районах является важной и актуальной задачей. С этой точки зрения представляет большой интерес Русская платформа и ее обрамление, в частности, территория Украины. Специализированные поиски алмаза велись в этом районе в 1950-х гг. Первые достоверные находки алмаза на Украине относятся к 1950 — 1955 гг. и приурочены к современному русловому аллювию рек Днестра, Ирши, Синюхи и Базавлука. В этот период в результате проведенного крупнообъемного опробования было обнаружено всего семь кристаллов алмаза. Вес наибольшего из них составил 40,1 *мг* (В. О. Ружицкий, 1957, 1969; В. П. Алексеева и др., 1965). С 1955 по 1963 г. опробовательские работы почти не проводились.

Наблюдающееся в настоящее время оживление поисковых работ на алмаз на Украине связано с обнаружением большого количества мелких алмазов в песчаных отложениях.

Как показало проведенное Институтом минеральных ресурсов изучение вещественного состава и условий формирования прибрежно-морских титано-циркониевых россыпей Украины, эти россыпи являются естественными ловушками тяжелых минералов. Если породы, развитые в области питания россыпей терригенным материалом, алмазоносны, алмаз неизбежно должен попадать и в сами россыпи. Это предположение было подтверждено обнаружением в 1963 г. алмазов в продуктах обогащения одной из неогеновых россыпей Среднего Приднепровья (И. Ф. Кашкаров, Ю. А. Полканов, 1964).

В 1963—1970 гг. работами Института минеральных ресурсов установлена алмазоносность ряда неогеновых прибрежно-морских титано-циркониевых россыпей Среднего Приднепровья (левобережье Днепра, бассейн р. Рось) и Днепровско-Донецкой впадины, а также четвертичных отложений различного генетического типа в разных районах Украины. Среди них можно назвать пляжевые пески побережья Черного и Азовского морей, аллювиальные пески Днепра, Буга, Дуная, Прута, пески Днестровского лимана и т. п. (И. Ф. Кашкаров, Ю. А. Полканов, 1964, 1965; Ю. Ю. Юрк и др., 1966; Г. К. Еременко, 1967; Г. К. Еременко и др., 1967; И. Ф. Кашкаров и др., 1968; И. П. Яловенко и др., 1969; А. П. Бобриевич и др., 1968).

Незначительные размеры зерен и необычность свойств мелких алмазов потребовали разработки специальной технологии обогащения проб и совершенствования методов диагностики алмазов. С применением этих методов опробованы разнотипные песчаные отложения различных районов СССР и установлено широкое распространение мелких алмазов.

При написании работы ставилась задача систематизировать и обобщить полученные авторами материалы многолетних исследований по мелким алмазам, познакомить с ними широкий круг специалистов, занимающихся поисками, разведкой, изучением алмазных месторождений, а также исследованием алмазов.

В книге рассматривается круг вопросов, связанных с выявлением и диагностикой, распространением, происхождением, поисковым значением мелких алмазов. Впервые на материале уникальной коллекции (тысячи образцов), составленной при изучении алмазоносности мелкозернистых песчаных отложений, детально охарактеризованы мелкие алмазы, описаны их кристалломорфологические особенности и приведены результаты изучения физических свойств. Работа выполнялась в лаборатории обогащения россыпей и в отделе минералогии Института минеральных ресурсов при участии большого коллектива сотрудников: Б. П. Брянцева и В. В. Борисова (технологические исследования), Н. Ф. Брянцевой (химическое разложение проб), Е. И. Еременко, Л. В. Чайкиной, В. А. Федоровой, Н. А. Гаруновой и В. В. Лемещенко (минералогические анализы), К. А. Шинделя и В. З. Синани (обработка пород). Раздел «Фактографическая информационно-поисковая система обработки результатов изучения алмазов» написан совместно с Л. И. Морозовой.

Авторы признательны С. Т. Борисенко, Н. Н. Сарсадских, Ю. Л. Орлову, М. А. Гневушеву, В. А. Блинову, З. В. Бартошинскому, С. Н. Цымбалу, М. И. Сохор и другим товарищам, советы и помощь которых были полезны при выполнении настоящей работы. Авторы обязаны А. П. Бобриевичу и Г. И. Смирнову за внимание к работе и полезное обсуждение некоторых вопросов.

ГЛАВА I

МЕТОДИКА ОБРАБОТКИ ПРОБ ПЕСЧАНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ, ДИАГНОСТИКА И ВЫДЕЛЕНИЕ АЛМАЗА

Наличие алмаза в горных породах можно установить, в отличие от большинства других полезных ископаемых, только его прямым выделением различными приемами механического или химического обогащения. Содержание алмаза в исходных породах, как правило, чрезвычайно низкое (исчисляется обычно миллиграммами на кубометр), и для констатации алмаза и определения его содержания приходится перерабатывать пробы большого объема в десятки, а иногда и сотни кубометров. Поэтому спробование и установление алмазоносности россыпей и коренных пород является весьма специфической задачей. Технологическая схема обработки проб рыхлых алмазосодержащих пород обычно включает дезинтеграцию, промывку, первичное обогащение отсадкой и доводку черновых концентратов с применением специальных методов обогащения (жировой процесс, рентгеновская *люминесценция, тяжелые жидкости и т. д.*). *Такая* технология обогащения проб обеспечивает надежное извлечение кристаллов алмаза крупнее 0,5—1,0 *мм*. Алмазы мельче 0,5 *мм* при этом практически не улавливаются и вместе с пустой породой сбрасываются в отвал еще на стадии промывки пробы (М. И. Маланьин и др., 1961; М. И. Маланьин и Р. М. Маланьин, 1966 и др.)*.

Мелкозернистый материал благоприятен в том отношении, что позволяет ограничиться при изучении алмазоносности относительно небольшими (по сравнению с грубозернистым материалом) пробами. Расчет необходимого веса проб и разработанная технология обогащения мелкозернистого материала приводятся ниже.

---

* Первые исследования по извлечению мелких алмазов из кимберлитов выполнены в ЯФ АН СССР (Л. К. Комогорцева, 1963).

1. Выбор веса проб

Если во взятой пробе содержится только одно зерно алмаза среди огромного количества зерен других минералов, то при извлечении алмаза можно потерять это единственное зерно и получить отрицательный результат. Следовательно, в исходной пробе должно находиться по крайней мере несколько зерен алмаза. Кроме того, проба, содержащая всего лишь одно зерно алмаза, не будет представительной с позиций теории вероятности.

Для определения количества зерен алмаза в пробе, при котором она может считаться представительной, следует воспользоваться известным в теории вероятности законом Пуассона, описывающим распределение случайных явлений, происходящих с малой вероятностью.

Необходимый вес выборки зависит от требуемой точности исследования. Специальные таблицы, по которым можно произвести необходимые расчеты, приводятся во многих руководствах по теории вероятности и математической статистике (В. Ю. Урбах, 1964 и др.).

По мере увеличения объема выборки (в нашем случае — количества зерен алмаза в пробе) доверительные интервалы генерального параметра сокращаются. Так, при объеме выборки, равным 5 (если в пробе обнаружено 5 зерен алмаза) и при надежности 90% отношение верхнего предела доверительного интервала к нижнему будет равно $10{,}51 : 1{,}97 = 5{,}33$, а при 10 и 20 зернах — соответственно 3,12 и 2,2.

При предварительной оценке алмазоносности песчаных отложений, а тем более, когда ставится задача просто констатировать наличие алмаза в данном материале, расхождение в содержании алмаза по отдельным пробам в два-три раза вполне допустимо. Следовательно, в этом случае проба, содержащая 10—20 зерен алмаза может считаться представительной.

Таблица 1

Необходимый вес пробы в зависимости от ожидаемого содержания и среднего веса зерна алмаза

Ожидаемое содержание алмаза		Вес одного зерна алмаза, *мг*			
карат/м³	*мг/м³*	0,01	0,02	0,05	0,1
		Необходимый вес пробы, *т*			
0,0001	0,02	22,5	45	112,5	225
0,0005	0,1	4,5	9,0	22,5	45
0,001	0,2	2,25	4,5	11,25	22,5
0,005	1,0	0,45	0,9	2,25	4,5
0,01	2,0	0,225	0,45	1,125	2,25
0,05	10,0	0,045	0,09	0,225	0,45
0,1	20,0	0,0225	0,045	0,1125	0,225
1,0	200,0	0,0022	0,0045	0,0112	0,022

Вес пробы, приходящейся на одно зерно алмаза, можно определить из формулы

$$Q = K\delta \frac{P}{C},$$

где Q — вес пробы; P — средний вес зерна алмаза, *мг*; C — содержание алмаза, *мг/м*^{3}; δ — плотность породы, *т/м*^{3}; K — коэффициент надежности (учитывающий возможное отклонение веса отдельных зерен алмаза от среднего веса).

В табл. 1 приведен необходимый вес пробы песчаного материала в зависимости от ожидаемого содержания и среднего веса зерна алмаза. Вес определен из условия, что проба должна содержать 15 зерен, плотность материала (насыпной вес) принята равной 1,5, а коэффициент K — 2,0.

Из табл. 1 видно, что для надежной констатации алмаза при содержании его 0,001 *карата/м*^{3} в материале крупностью меньше 0,3 *мм* необходимо отобрать пробу весом 2—4 *т* или 1—2 *м*^{3}, а чтобы констатировать 0,01 *карата/м*^{3} достаточно обработать пробу весом 200—500 *кг*.

2. Методика обогащения проб

Обработка проб, применявшаяся при изучении алмазоносности мелкозернистого материала, проводилась в три последовательных этапа: а) механическое обогащение, б) химическое обогащение концентратов, полученных при механической обработке и в) диагностика и выделение алмаза из остатка от химического разложения минералогическими методами.

3. Диагностика и выделение алмаза

Кристаллы алмаза выделялись из остатка от сплавления при просмотре под бинокулярным микроскопом в ультрафиолетовых лучах и при обычном освещении *. Изредка алмазы выделялись непосредственно из концентрата флотации. Это имело место лишь при очень малом весе концентрата флотации (до 1 *г*). Во всех случаях при выделении алмаза определяющую роль играла правильная его диагностика. При анализе остатков от сплавления определение и выделение алмазов облегчалось отсутствием многих минералов, сходных с алмазом по внешнему виду и некоторым свойствам (циркона, дистена, силлиманита, рутила, анатаза, брукита и др.).

Остатки от сплавления флотационных концентратов со щелочью, поступающие на минералогический анализ, представлены в основном химически устойчивыми минералами и в меньшей ме-

---

* При указанном режиме обработки в щелочи алмаз не изменяется.

ре менее устойчивыми, но недоразложившимися или случайно сохранившимися в пробе минералами. В остатках от сплавления обычно преобладает корунд и присутствуют в незначительном количестве шпинель, графит, хромшпинелиды, бадделеит, муассанит, ставролит, дистен и другие минералы.

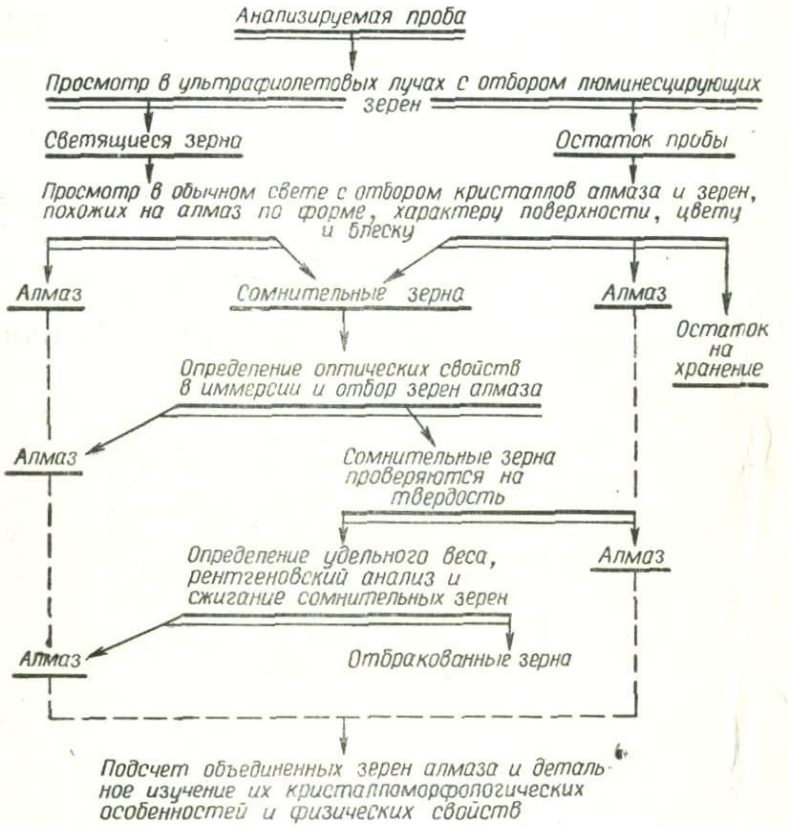


Рис. 1. Схема определения алмаза.

Небольшие размеры и специфичность свойств затрудняют определение мелких зерен алмазов по сравнению с более крупными. Из-за большого сходства с сопутствующими минералами по форме зерен, цвету, люминесценции, характеру, поверхности и некоторым другим свойствам отличить алмаз от сопутствующих минералов часто можно лишь по совокупности признаков и свойств, а не по отдельным из них. Важное диагностическое значение имеют облик кристаллов, характер поверхности, цвет, блеск, оптические и люминесцентные свойства. В затруднительных слу-

чаях необходимо определять твердость, плотность, проводить испытание на сжигание, выполнять рентгенографический анализ.

Схема диагностики алмаза показана на рис. 1. Определение алмаза включает выполнение следующих основных операций: 1) просмотр пробы в ультрафиолетовых лучах с отбором светящихся зерен; 2) просмотр отобранных зерен при обычном освещении и отбор алмазов по внешнему виду (форма, характер поверхности, цвет, блеск); 3) просмотр пробы при обычном освещении и отбор по внешнему виду нелюминесцирующих алмазов; 4) проверка оптических свойств в иммерсионных препаратах; 5) проверка твердости; 6) проведение других диагностических испытаний: определение удельного веса, проверка на сжигание и др.; 7) выполнение рентгенографического анализа.

Анализ флотационных концентратов не отличается в принципе от анализа проб, подвергшихся химическому разложению, но более трудоемок из-за большого веса проб, наличия значительного количества сходных с алмазом минералов и более сильного блеска всей пробы. Поэтому непосредственно флотационные концентраты целесообразно анализировать лишь в случае, если вес концентрата очень мал (до 1 *г*).

Систематический ход анализа заключается в следующем. Проба просматривается сначала в ультрафиолетовых лучах. Просмотр производится в «дорожке» исследуемого материала шириной в несколько зерен, последовательно передвигаемой в поле зрения бинокулярного микроскопа и перебираемой иглой во избежание пропуска светящихся зерен.

В качестве источника ультрафиолетовых лучей применяются люминесцентные осветители типа ОИ-18 с фильтром УФС-3.

При просмотре в ультрафиолетовых лучах отдельно отбираются кристаллы, сходные с алмазом по цвету люминесценции. Среди них, кроме алмаза, могут оказаться корунд, шпинель, муассанит, бадделеит, циркон, дистен и другие минералы, указанные в табл. 2. Из отобранных зерен выделяются при обычном освещении явные алмазы и отбраковываются кристаллы, отличающиеся от алмаза формой и характером поверхности, цветом и блеском.

Мелкие алмазы представлены обычно правильными кристаллами и их обломками, бесформенными осколками, двойниками, сростками, микроагрегатными разностями и т. д.

Из разнообразных по форме зерен алмаза наиболее легко диагностируются неискаженные правильные многогранники и кристаллы, поверхность которых покрыта специфичным скульптурным узором. Скульптура иногда хорошо различима при просмотре под бинокуляром при 25-кратном увеличении. Чаще для того, чтобы яснее различить детали скульптуры, приходится

Таблица 2

Свойство или признак алмаза	Минерал, сходный с алмазом по данному признаку или свойству
Форма зерен:	
куб *	**Флюорит,** корунд
кубоид (тетрагексаэдрический или сфероидальный) *	**Метамиктный циркон**
октаэдр	Шпинель, корунд, хромшпинелиды, **циркон, анатаз, ксенотим**
ромбододекаэдр, додекаэдроид *	—
комбинационная *: куб-октаэдр	Шпинель
куб-ромбододекаэдр, куб-октаэдр-ромбододекаэдр, октаэдр-ромбододекаэдр	—
сложная комбинационная	Бадделеит, *топаз*
двойники и сростки кубических кристаллов	**Флюорит**
двойники и сростки октаэдрических кристаллов	—
округлые и шарообразные зерна	Бадделеит, **циркон, метамиктный циркон**
микроагрегатные зерна	**Лейкоксен, анатаз, метамиктный циркон,** рутил, **графит**
неправильные осколки	Шпинель, муассанит, корунд, графит, бадделеит, касситерит, хромшпинелиды, **анатаз, топаз, циркон**
неправильные уплощенные зерна	Муассанит, корунд, графит, бадделеит
Характер поверхности, скульптурный узор:	
четырехугольные углубления и выступы	—
тригональные, дитригональные и гексагональные углубления и выступы	Корунд, шпинель, хромшпинелиды, муассанит, графит
штриховка	Корунд, муассанит, бадделеит, **анатаз, брукит**
пластинчатость, слоистость, чешуйчатость	Шпинель

* Обычные и сильно искаженные кристаллы.

Продолжение табл. 2

Свойство или признак алмаза	Минерал, сходный с алмазом по данному признаку или свойству
матовость, шероховатость	Корунд, бадделеит, касситерит, **метамиктный циркон, лейкоксен, анатаз**
гладкая поверхность	Корунд, муассанит, шпинель, **бадделеит, топаз, флюорит, анатаз**
Окраска:	
бесцветный	Муассанит, шпинель, бадделеит, корунд, касситерит, **флюорит, циркон, топаз, анатаз, ксенотим, силлиманит**
розовый и сиреневый	**Циркон, флюорит,** бадделеит, корунд, шпинель
желтый	Бадделеит, корунд, шпинель, касситерит, **ставролит, циркон, лейкоксен**
зеленый	Шпинель, муассанит, **анатаз**
бурый	Корунд, бадделеит, касситерит, графит, муассанит, хромшпинелиды, **лейкоксен, метамиктный циркон**
Прозрачность:	
прозрачный	**Циркон,** муассанит, шпинель, бадделеит, корунд, **флюорит, топаз, анатаз**
полупрозрачный и непрозрачный	Муассанит, графит, касситерит, хромшпинелиды, **метамиктный циркон, лейкоксен, анатаз**
показатель преломления больше 2,0	Муассанит, бадделеит, касситерит, хромшпинелиды, **анатаз, циркон**
изотропность	Шпинель, **флюорит, метамиктный циркон**
твердость более 9,0 по шкале Мооса	Муассанит
горение на воздухе при 1000—1100° С	—
удельный вес в пределах 3,3—3,55 г/см³	Шпинель, **топаз, дистен**

Продолжение табл. 2

Свойство или признак алмаза	Минерал, сходный с алмазом по данному признаку или свойству
Фотолюминесценция:	
сине-голубая	Корунд, бадделеит, **топаз, метамиктный циркон, кварц**
зеленая	Шпинель, муассанит (редко), **топаз**
желтая	Муассанит, корунд (редко), шпинель (редко), **апатит, дистен,** топаз, **циркон**
оранжевая	**Дистен,** муассанит, корунд (редко), **циркон** (редко)
розово-красная	Корунд, шпинель, касситерит, **апатит, силлиманит**
сиренево-фиолетовая	Корунд, **апатит, флюорит**
бурая	Корунд, **метамиктный циркон, циркон**
не люминесцирует	Корунд, муассанит, шпинель, бадделеит, касситерит, графит, **метамиктный циркон, анатаз, лейкоксен, брукит, топаз**

повышать увеличение до 100×. Можно воспользоваться также рудными микроскопами типа МИН-9, МИМ-7 и др.

Отсутствие правильной кристаллографической огранки и характерного узора поверхности затрудняет отличие неправильных, особенно микроагрегатных, зерен алмаза. Микроагрегатные разности алмаза часто окрашены в серый, желто-зеленый, бурый и сиренево-фиолетовый цвет, они полупрозрачны, тогда как неправильные осколки монокристаллов отличаются сильным блеском и могут быть бесцветными и окрашенными, но они обычно прозрачны. Блеск является важным признаком в случае определения алмаза при обычном освещении, позволяющим отличить алмаз от зерен других минералов. Специфичный алмазный блеск заметен даже при погружении зерен алмаза в воду или иммерсионную среду с небольшим показателем преломления (до 1,6). **У кристаллов с шероховатой,** корродированной поверхностью граней и у микроагрегатных разностей блеск жирный. Для надежного отличия алмаза только по блеску нужен хороший практический навык.

Зерна, оставшиеся подозрительными после изучения под бинокуляром при обычном освещении, исследуются в иммерсии, в жидкостях с высокими показателями преломления. Лучше всего пользоваться жидкостью с N=2,1 из набора высокопреломляющих иммерсионных жидкостей (набор ВИЖ) или последней жидкостью (N=1,78) стандартного иммерсионного набора. Высоким показателем преломления, изотропностью и аномальной анизотропией алмаз отличается от большинства сопутствующих минералов. Изучение в иммерсии позволяет отбраковать по меньшему, чем у алмаза, показателю преломления и анизотропии — корунд, дистен, циркон и силлиманит, по меньшему показателю преломления — шпинель, по двупреломлению — муассанит (не всегда), бадделеит, касситерит и т. д.

При затруднении в определении оптических свойств и получении неоднозначного результата проверяется твердость зерен. Испытание на твердость проводится следующим образом: зерно помещается на полированную корундовую пластину (при ее отсутствии можно пользоваться победитом и топазом) и накрывается обычным предметным стеклом, которое почти без нажима протягивается по твердой пластинке. Одновременно наблюдают за воздействием зерна на поверхность корунда. Алмаз легко царапает корундовую пластинку, оставляя на ней глубокие борозды с рваными краями. По твердости алмаз трудно отличить от муассанита, также царапающего корунд. Определение твердости затруднено и для плоских зерен алмаза, проскальзывающих между корундовой пластинкой и покрывающим предметным стеклом, и для хрупких агрегатных разностей, часто распадающихся при проведении испытания на составляющие их микроиндивиды.

В затруднительных случаях алмаз отличается по удельному весу, результатам рентгенографического анализа или сжигания.

Рентгенографический анализ выполняется из одного зерна методом Дебая в камере типа РКД диаметром 57,3 *мм*. Испытуемое зерно крепится на кончике стеклянной нити резиновым, коллодиевым клеем или вазелином. Ключевыми для алмаза являются интенсивные линии, отвечающие межплоскостным расстояниям 2,05; 1,26 и 1,075 *Кх*. При съемке отдельных кристаллов на дебаеграммах проявляются не сплошные линии, а штриховые. После рентгенографического исследования кристаллы алмаза могут использоваться для последующего изучения.

Алмаз, в отличие от других тяжелых минералов, сгорает на воздухе при 1000—1200° С. Сжигание является простым и надежным диагностическим испытанием алмаза и применяется в случае, когда другие испытания не дали однозначного ответа и нет возможности провести рентгенографический анализ, а также для

подтверждения правильности диагностики алмаза при наличии достаточного количества зерен минерала. Наиболее удобно проводить сжигание, наблюдая под бинокуляром за ходом процесса.

Для этой цели используется узкая нихромовая пластинка (от нагревательных элементов бытовых электроприборов) с точечной лункой, закрепленная на огнеупорной фарфоровой подложке и нагреваемая с помощью трансформатора от осветителя микроскопа (рис. 2).

Рис. 2. Схема приспособления для сжигания алмаза.

Остаток пробы, из которого были выбраны люминесцирующие зерна, просматривается при обычном освещении для выявления несветящихся алмазов. Из пробы выбираются кристаллы, похожие на алмаз по форме и поверхности зерен, цвету и блеску. Среди них могут оказаться корунд, шпинель, муассанит, графит, темно-окрашенный бадделеит, бурый и черный касситерит и некоторые другие минералы. Следует иметь ввиду, что значительная часть нелюминесцирующих алмазов представлена окрашенными полупрозрачными и непрозрачными, зачастую микроагрегатными разновидностями и что выделение несветящихся алмазов по внешнему виду требует большого внимания. Такое выделение затруднено в случаях, когда пробы плохо сплавлены со щелочью и зерна корунда, составляющие основную массу проб, имеют гладкую поверхность и сильно блестят. В хорошо сплавленных пробах алмаз легко выделяется на фоне других минералов специфичным сильным блеском.

В табл. 2 сопоставляются свойства алмаза и наиболее распространенных минералов, встречающихся совместно с алмазом и сходных с ним по отдельным признакам и свойствам. Выделены минералы, отсутствующие или случайно остающиеся в остатках от сплавления проб со щелочью.

Опыт диагностики мелких алмазов свидетельствует о том, что наибольшие затруднения имеют место при отличии от алмаза некоторых разновидностей муассанита, бадделеита, шпинели, корунда и касситерита. Ниже приводятся отличительные признаки этих устойчивых минералов.

Корунд — основной минерал остатков от сплавления проб со щелочью. Его иногда трудно отличить от алмаза по внешнему

виду при наблюдении в обычном свете. Кристаллы корунда бывают похожи на искаженные, в частности, уплощенные октаэдры и двойники октаэдров по шпинелевому закону и на деформированные кубические многогранники алмаза. Иногда трудно отличить от алмаза неправильные бесцветные осколки корунда. Грани корунда бывают покрыты скульптурным узором, очень похожим на узор октаэдрических граней алмаза. Поверхность корунда может быть покрыта штриховкой, тригональными и гексагональными углублениями и выступами, грани могут иметь ступенчатое строение. Отдельные разновидности корунда, как и алмаза, бывают бесцветными или окрашенными в розовый, сиреневый, желтый, бурый и серый цвет. В ультрафиолетовых лучах корунд можно не отличить от алмаза, люминесцирующего оранжево-желтым, розово-красным, сине-голубым, сиренево-фиолетовым и бурым цветом. Отдельные разновидности корунда, как и алмаза, не люминесцируют. Корунд отличается от алмаза стеклянным блеском, низкими показателями преломления (меньше 1,78) и анизотропией. Кроме того, он имеет меньшую твердость (9) и больший удельный вес (3,9—4,1 $г/см^3$). После обработки расплавом щелочи зерна корунда тускнеют, приобретают шероховатую, матированную поверхность. На фоне таких зерен алмаз выделяется особенно хорошо по специфичному блеску.

Шпинель. При обычном освещении по внешнему виду от алмаза трудно отличить различноокрашенные октаэдрические кристаллы и неправильные зерна шпинели. Сходство усугубляется иногда наличием на гранях кристаллов шпинели скульптурного узора в виде многочисленных тригональных углублений либо ступенчатым развитием граней. После обработки расплавом щелочи этот узор становится более четким, вершинки кристаллов притупляются поверхностями, соответствующими «ложным» граням куба, а ребра — исштрихованными поверхностями, отвечающими «ложным» ромбододекаэдрическим граням. При длительной обработке расплавом кристаллы шпинели приобретают кубический облик. Шпинель отличается от алмаза более тонким строением скульптурного узора. Искаженные октаэдры, обычные у алмаза, среди кристаллов шпинели практически отсутствуют. В ультрафиолетовых лучах на алмаз похожи разновидности шпинели, люминесцирующие зеленым, желтым и розово-красным цветом. Шпинель отличается стеклянным блеском, меньшим показателем преломления (редко превышает 1,8), отсутствием аномального двупреломления и пониженной твердостью (7—8).

Муассанит очень похож на неправильно-угловатые и уплощенные бесцветные, зеленые, желтые и черные кристаллы ал-

маза. Грани кристаллов муассанита, как и алмаза, иногда покрыты штриховкой, гексагональными углублениями и выступами. В ультрафиолетовых лучах муассанит сходен с алмазом, люминесцирующим желтым, оранжевым и зеленым цветом. В отличие от алмаза у муассанита часто наблюдается усиление свечения в приреберных частях зерен.

Для муассанита характерен металловидный блеск, отличимый от алмазного лишь при достаточном навыке. Как и алмаз, муассанит имеет высокую твердость (9,5; царапает корундовую пластинку) и высокие показатели преломления (около 2,6). Большие показатели преломления затрудняют определение оптических свойств муассанита в иммерсии. Даже бесцветные зерна выглядят в иммерсионной среде зачастую совершенно черными. Лишь в тонких плоских осколках видна сильная анизотропия; цвета интерференции очень высокие. По показателю преломления муассанит отличается от алмаза в высокопреломляющем сплаве с $N = 2{,}5$. Оптические свойства черного непрозрачного муассанита определить обычно не удается. Одним из отличительных признаков муассанита является его небольшой удельный вес (3,1—3,2 $г/см^3$). При обработке в расплаве щелочи муассанит не изменяется.

Бадделеит похож по форме на искаженные комбинационные кристаллы, неправильные осколки и шарообразные зерна алмаза; по цвету — на бесцветную сиренево-розовую, желтую, бурую и черную разновидность; по характеру люминесценции — на светящийся сине-голубым цветом и нелюминесцирующий алмаз. Кристаллы бадделеита, как и алмаза, иногда покрыты штриховкой.

Бадделеит отличается двупреломлением и пониженными показателями преломления (около 2,2), небольшой твердостью (7). Под микроскопом он часто обнаруживает полисинтетическое двойникование. Темноокрашенные и черные кристаллы бадделеита в отличие от алмаза обесцвечиваются после прокаливания при 650—900° С в течение 15—20 *мин*. После такой обработки ранее не люминесцировавшие зерна начинают светиться в ультрафиолетовых лучах в голубовато-синих тонах.

Касситерит напоминает иногда бесцветные, желтые, серые и черные неправильные и округлые зерна алмаза. В ультрафиолетовых лучах касситерит, как и алмаз, может люминесцировать в розово-красных тонах со слабой и средней интенсивностью. Отличается хрупкостью, пониженными твердостью (6—7) и показателями преломления (1,95—2,1), двупреломлением и реакцией оловянного зеркала.

При определении алмаза приходится пользоваться совокупностью всех признаков и свойств. При достаточном практи-

ческом навыке для диагностики алмаза можно ограничиться изучением в ультрафиолетовых лучах и в обычном свете формы, люминесцентных свойств, цвета, блеска и других внешних признаков, а также определением оптических свойств. Однако для идентификации алмаза, впервые устанавливаемого в новом районе, необходимо провести весь комплекс испытаний, включая определение удельного веса, получение рентгенограммы и проверку на сжигание.

ГЛАВА II

АЛМАЗОНОСНЫЕ ПЕСЧАНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ И ОСОБЕННОСТИ ИХ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА

В этой главе охарактеризованы преимущественно неогеновые и современные песчаные алмазоносные отложения Украины. Наиболее полно изучены неогеновые пески некоторых районов Приднепровья и современные пески побережий Черного и Азовского морей. Приведены также результаты изучения алмазоносности песчаного материала из некоторых других районов Союза, в частности, рассмотрены палеогеновые титаноносные россыпи Северного Казахстана.

1. Неогеновые песчаные отложения Украины

Песчаные отложения неогенового возраста широко распространены на территории Украины. С точки зрения алмазоносности наибольший интерес представляют россыпи, приуроченные к сарматским и полтавским пескам. Указанные россыпи распространены на обширной территории Приднепровья. Алмазы были обнаружены в пяти пространственно разобщенных россыпях, четыре из них расположены в Среднем Приднепровье (левобережный и правобережный районы и бассейн р. Рось) в пределах Украинского кристаллического щита и его склонов, и одна — на территории Днепровско-Донецкой впадины, в бассейне р. Ворсклы. Отдельные кристаллы алмаза установлены также в плохо отсортированных неогеновых отложениях междуречья Ю. Буга и Днестра (балтская свита).

Геологическое положение опробованных алмазоносных отложений

Наиболее полно с точки зрения алмазоносности исследованы титаноносные россыпи. Геологическое строение, возрастная приуроченность и происхождение россыпей Украины подробно ос-

вещены в работах И. И. Бондаря, С. Т. Борисенко, Н. Т. Вадимова, М. Г. Дядченко, М. А. Зеликова, И. Н. Ремизова, И. С. Романова, В. И. Середы, С. Н. Цымбала, М. Д. Эльянова и других исследователей. Поэтому, не останавливаясь подробно на указанных вопросах, приводим лишь краткое описание геологического положения изученных россыпей.

Правобережная часть Среднего Приднепровья. Алмазосодержащая россыпь расположена на северо-восточном склоне Украинского кристаллического щита, на границе с Днепровско-Донецкой впадиной.

В геологическом строении района россыпи принимают участие древние докембрийские и перекрывающие их молодые кайнозойские отложения. Кристаллические породы, залегающие на глубине 80—160 *м*, представлены в основном эффузивно-осадочным комплексом (амфиболиты, эпидиабазы, талько-хлоритовые и талько-карбонатные и другие породы). В районе расположения россыпи развиты также граниты и их пегматиты. Верхняя часть кристаллических пород каолинизирована. Местами сохранилась кора выветривания мощностью до нескольких десятков метров.

На размытой коре выветривания и непосредственно на кристаллических породах залегают палеогеновые, неогеновые и четвертичные осадочные породы. Самые древние из них континентальные палеогеновые осадки бучакской свиты представлены песчано-глинистыми отложениями мощностью до 15—20 *м*. Выше по разрезу залегают кварцево-глауконитовые пески и глины киевской свиты (мощностью до 10—15 *м*). На осадках киевской свиты и непосредственно на кристаллических породах залегают кварцево-глауконитовые пески харьковской свиты мощностью до 15 *м*. Выше на размытой поверхности харьковской свиты, залегают мелкозернистые кварцевые пески полтавской серии, возраст которых определяется как конец палеогена — начало неогена. В полтавских песках выделяется три горизонта. Нижний представлен зеленовато-серыми песками (мощность 5—8 *м*); средний — желтовато-серыми песками (мощность 15—20 *м*); пески верхнего горизонта (мощность 8—10 *м*) серые и пестроокрашенные. Суммарная мощность полтавских отложений достигает 30—40 *м*. На размытой поверхности полтавских песков залегают песчаные отложения сарматского яруса мощностью 20—30 *м*, перекрываемые четвертичными глинами и суглинками мощностью 30—35 *м*.

Повышенные концентрации тяжелых минералов приурочены к кварцевым пескам верхнего горизонта полтавской серии и к сарматским пескам. Те и другие отложения хорошо отсортированы, имеют выдержанный по простиранию гранулометрический состав. Россыпь формировалась в прибрежно-морских условиях.

По степени обогащения тяжелыми минералами, гранулометрическому составу, характеру окраски и глинистости отчетливо выделяются четыре типа рудоносных песков (снизу верх по разрезу, рис. 3): *1* — полтавские серые и пестроокрашенные косослоистые тонко- и мелкозернистые каолинистые пески, содержащие до 6% тяжелых минералов и до 8% глины; *2* — сарматские белые, желтые и розово-серые пески с плохо выраженной слоистостью, с содержанием до 5% тяжелой фракции и от 5 до 15% глины; *3* — сарматские серые и темно-серые до черных мелкозернистые пески с отчетливой слоистостью с содержанием глинистой фракции в среднем около 10%; *4* — сарматские глинистые зеленовато-серые мелкозернистые пески с включениями каолинистых и карбонатных песчаников, содержащие до 10% тяжелой фракции и до 30% глины.

В песках полтавской серии преобладают зерна крупностью 0,05—0,14 *мм*. Сарматские пески более крупнозернистые (0,05—0,25 *мм*) и лучше окатаны. По минералогическому составу полтавские и сарматские пески практически не различаются. Сарматские отложения богаче полтавских рудными минералами.

Соотношение основных тяжелых минералов довольно постоянно в пределах россыпи. С увеличением выхода тяжелой фракции несколько возрастает содержание циркона и уменьшается — дистена и силлиманита.

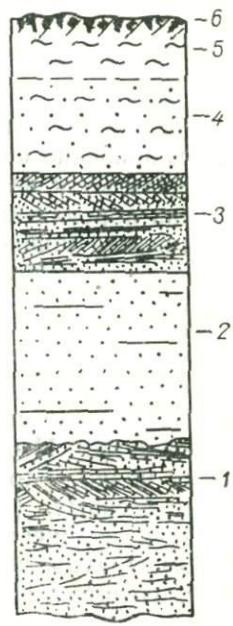


Рис. 3. Схематический разрез толщи рудоносных песков россыпи правобережного Среднего Приднепровья:
1 — косослоистые пески полтавской серии, содержащие до 6% тяжелой фракции; 2—4 — сарматские пески: 2 — бледноокрашенные пески с плохо выраженной слоистостью и небольшим содержанием тяжелых минералов; 3 — темно-серые до черных косослоистые пески; 4 — глинистые зеленовато-серые пески с содержанием до 10% тяжелых минералов и до 30% глины; 5 — четвертичные краснобурые суглинки; 6 — современный почвенный слой.

Левобережная часть Среднего Приднепровья. В этом районе детально изучена одна россыпь, расположенная в пределах северо-восточного склона Украинского кристаллического щита, в зоне сочленения с Днепровско-Донецкой впадиной. В геологическом строении района принимают участие докембрийские кристаллические породы (граниты, мигматиты, гнейсы), перекрыва-

емые палеозойскими и кайнозойскими осадками. Среди осадочных пород наиболее распространены песчаные отложения палеогена (бучакская, киевская и харьковская свиты) и неогена (преимущественно средний и верхний сармат).

В верхней части сарматские отложения представлены толщей зеленовато-серых и пестрых глин. Неогеновые отложения почти повсеместно перекрываются четвертичными глинами и суглинками.

Продуктивными являются прибрежно-морские песчаные отложения среднего сармата. Неогеновые пески образуют пластообразную, почти горизонтальную залежь, перекрытую бурыми песками того же возраста, верхнесарматскими глинами и четвертичными глинами и суглинками.

По условиям залегания и литолого-минералогическим особенностям. Сарматские пески аналогичны пескам вышеописанной россыпи правобережного Среднего Приднепровья и отличаются лишь меньшей крупностью зерен и иным соотношением минералов тяжелой фракции. Качественный минералогический состав обеих россыпей одинаков.

Бассейн реки Рось. На этой территории известны две россыпи, расположенные в пределах Украинского кристаллического щита. В геологическом строении района принимают участие докембрийские кристаллические (гнейсы, амфиболиты, граниты, мигматиты) и кайнозойские осадочные породы. На кристаллических породах почти повсеместно развита каолиновая кора выветривания мощностью до 15 *м*. Кайнозойские отложения залегают в эрозионных понижениях фундамента, непосредственно на кристаллических породах и коре их выветривания. Они представлены песками и песчаниками бучакской свиты, песками полтавской серии и сарматскими глинами и четвертичными глинами, суглинками и песками.

Полтавские отложения представлены средним и верхним горизонтами. Первый сложен преимущественно светлоокрашенными мелко- и тонкозернистыми аллювиально-озерными кварцевыми песками (мощностью до 20 *м*), верхний горизонт представлен кварцевыми песками и песчаниками (мощностью до 19 *м*). Фаунистически неохарактеризованные пески, принадлежат, очевидно, к верхнему горизонту полтавской серии или к низам сарматского яруса.

По составу и литологическим особенностям пород рудоносные пески аналогичны сарматским пескам описанным выше россыпей, расположенным на северо-восточном склоне Украинского кристаллического щита.

Россыпь расположена ближе к северо-восточному склону кристаллического щита. В районе расположения россыпи развиты древние (докембрийские) кристаллические породы и их кора

выветривания. Выше по разрезу залегают палеогеновые, неогеновые и четвертичные осадки.

Россыпь приурочена к пескам полтавской серии. Полтавские отложения подстилаются осадками бучакской, киевской и харьковской свит, реже залегают непосредственно на кристаллических породах и их коре выветривания. Полтавские пески перекрываются сарматскими глинами.

По литолого-фациальным особенностям полтавская серия подразделяется на нижний (континентальные отложения), средний (морские и континентальные осадки) и верхний (континентальный) горизонты.

Продуктивные отложения приурочены к тонко- и мелкозернистым пескам среднего горизонта полтавской серии. Россыпь представлена пластовой залежью мощностью в несколько метров. В пределах залежи выделяются отдельные линзообразные прослои.

Днепровско-Донецкая впадина. Россыпь находится в бассейне р. Ворсклы. Глубина залегания кристаллического фундамента в районе расположения россыпи около 3 *км*. В геологическом строении района принимает участие толща палеозойских (карбон, пермь), мезозойских (триас, юра, мел) и кайнозойских осадков. Низы кайнозойских отложений сложены зеленоватыми глауконитовыми песками (мощностью примерно 100 *м*) харьковской свиты (олигоцен), на размытой поверхности которых залегают преимущественно песчаные осадки полтавской серии, подразделяемой по литологическому составу на три горизонта.

Нижний горизонт представлен отложениями лагунной фации, состоящей из кварцевых песков и суглинков с прослоями бурого угля (мощность осадков до 48 *м*).

Средний горизонт сложен хорошо отсортированными прибрежно-морскими кварцевыми песками (мощностью 3—36 *м*), часто с отчетливой тонкой слоистостью.

Верхний горизонт представлен континентальной песчано-глинистой толщей (мощностью 3—30 *м*). Отложения полтавской серии перекрываются глинами (мощностью до 6 *м*), условно относимыми к верхам неогена — низам четвертичной системы. Выше залегают четвертичные (мощностью до 30 *м*), лессовидные суглинки, лессы и пески.

Форма россыпи, приуроченной к среднему горизонту полтавской свиты, пластообразная. Содержания тяжелых минералов приурочены к хорошо отсортированным выдержанным по гранулометрическому составу мелкозернистым кварцевым пескам. В разрезе россыпи многократно ритмично чередуются в различной степени обогащенные рудными минералами прослои.

Краткая характеристика вещественного состава россыпей

Исследованные алмазоносные россыпи близки между собой по вещественному составу. Подробная характеристика минерального состава отдельных россыпей дана в опубликованных работах В. К. Абулевич, М. Г. Бергера, М. Г. Дядченко, А. Н. Жердевой, И. Ф. Кашкарова, Л. И. Морозовой, Ю. А. Полканова, В. И. Пятнова, И. С. Романова, С. Н. Цимбала и других авторов (см. список литературы). Здесь же рассмотрим лишь основные особенности и черты сходства и различия россыпей.

Песчаный материал россыпей представлен тонко-, средне- и мелкозернистыми слабоглинистыми существенно кварцевыми песками, содержащими незначительное количество песчанистых стяжений с карбонатным, железистым и глинистым цементом. Среднее содержание глинистых минералов в россыпях составляет около 10%. Повышеной глинистостью (до 30%) отличаются отложения верхней части сарматского горизонта в правобережном Среднем Приднепровье. Шламовая часть песков из бассейна р. Рось представлена главным образом глинистыми минералами группы монтмориллонита, а остальных россыпей — минералами группы каолинита. Для продуктивных толщ всех россыпей характерно значительное содержание тяжелых минералов, составляющих обычно 5—10% от исходных песков (табл. 3).

Таблица 3

Состав проб исходных песков алмазоносных титаноносных циркониевых россыпей, %

Россыпь	Зернистая часть		Шламы
	Сумма тяжелых минералов	Легкие минералы	
Правобережное Среднее Приднепровье *:			
Сарматский горизонт	5—30	50—90	5—20
Полтавский горизонт	4—6	86—92	4—8
Левобережное Среднее Приднепровье	11,15	79,2	9,64
Бассейн р. Рось: россыпь 1	11,9	76,6	11,5
Бассейн р. Рось: россыпь 2	8,9	85,7	5,4
Днепровско-Донецкая впадина	5,34	88,36	6,3

* Размах значений по различным пробам.

Россыпи характеризуются выдержанным гранулометрическим составом. Пески хорошо отсортированы, лежат в довольно узком классе крупности и почти на 100% находятся во фракции 0,05—0,56 *мм*. Основная часть легких минералов (кварц) сосредоточена в классе +0,2 *мм*, а тяжелых — —0,2 *мм*. Наибольшей крупностью зерен отличаются пески россыпи *1* из бассейна р. Рось, далее в порядке уменьшения размеров зерен следуют рудоносные пески сарматского горизонта правобережного Среднего Приднепровья, сарматские отложения левобережья Днепра, полтавские пески правобережья и отложения того же возраста из Днепровско-Донецкой впадины (табл. 4).

Зерна минералов обычно хорошо окатаны. Степень окатанности и крупность зерен связаны, как правило, прямой зависи-

Таблица 4

Гранулометрический состав проб неогеновых алмазоносных титаноносных россыпей *

Класс крупности, *мм*	Выход класса, %					
	1	2	3	4	5	6
+0,56	0—1	0—0,5	0,1	0,1	0,4	—
0,315—0,56	0,5—4	0—1	0,1	7,7	0,4	—
0,2 —0,315	40—60	1—5	19,6	57,1	1,7	3,2
0,1 —0,2	30—40	60—80	66,0	22,9	89,5	64,4
0,063—0,1	1—5	15—30	4,3			
—0,063	0—3	2—6	9,9	12,2	8,0	0,5
Сумма	100	100	100	100	100	100

* 1 — правобережное Среднее Приднепровье, сарматский горизонт; размах значений по частным пробам;
2 — правобережное Среднее Приднепровье, полтавский горизонт; размах значений по частным пробам;
3 — левобережное Среднее Приднепровье, сарматские отложения; технологическая проба;
4 — бассейн р. Рось, россыпь 1, полтавско-сарматские отложения; технологическая проба;
5 — бассейн р. Рось, россыпь 2, среднеполтавские пески, технологическая проба;
6 — Днепровско-Донецкая впадина, полтавские пески; технологическая проба.

мостью. Наименее окатаны полтавские мелкозернистые пески правобережного Среднего Приднепровья и Днепровско-Донецкой впадины, а наиболее окатаны зерна минералов из отложений бассейна р. Рось.

Зернистый материал россыпей хорошо природно гидравлически отсортирован. Размах скоростей падения минеральных зерен в воде составляет от 1 до 8 *см/сек*.

Россыли сложены устойчивыми к физико-химическому выветриванию и к транспортировке минералами, большинство из которых относится к силикатам с изолированными тетраэдрами и к окислам. Неустойчивым минералам принадлежит второстепенная роль. Они являются либо эпигенетическими новообразованиями, либо попали в рудоносные пески из выше- и нижележащих толщ.

Легкая фракция ($\delta < 2{,}9$) представлена в основном кварцем. Кроме того, среди легких минералов постоянно присутствуют гидрослюды, графит, кальцит, опал, полевые шпаты. Последние представлены сильно измененными каолинизированными реликтовыми зернами, содержание их ничтожно. В некоторых россыпях встречаются также алунит, ангидрит и гипс. Наряду с опалом, они являются новообразованиями и присутствуют в виде самостоятельных стяжений либо цементируют зерна других минералов. Легкая фракция на 95—99% представлена кварцем, остальные упомянутые минералы содержатся в незначительных количествах (табл. 5).

Таблица 5

Состав легкой фракции неогеновых титаноносных песков*

Минерал	Содержание, %					
	1	2	3	4	5	6
Алунит	+	—	—	—	—	—
Ангидрит	+	—	—	—	—	+
Гидробиотит	+	+	+	+	+	+
Гидромусковит	+	+	+	+	+	+
Гипс	—	+	+	+	+	+
Глауконит	+	—	—	—	—	+
Графит	+	+	+	+	+	+
Кальцит	+	+	+	+	+	+
Кварц	99	99	99	95	95	95
Опал	+	+	+	+	+	+
Полевые шпаты	+	+	+	+	+	+

* 1 — правобережное Среднее Приднепровье, сарматский горизонт; 2 — то же, полтавский горизонт; 3 — левобережное Среднее Приднепровье; 4 — бассейн р. Рось, россыпь 1; 5 — бассейн р. Рось, россыпь 2; 6 — Днепровско-Донецкая впадина.

В тяжелой фракции преобладают измененный ильменит, рутил, лейкоксен, циркон, дистен, силлиманит, ставролит, турмалин и хромшпинелиды. Кроме них, к комплексу устойчивых минералов, типичных для россыпей, следует отнести присутствую-

щие в незначительных количествах анатаз, андалузит, брукит, корунд, шпинель. Характерно, что во всех россыпях обнаружены редкие очень устойчивые минералы — бадделеит и муассанит. Минералы, образовавшиеся, а также попавшие в россыпь после ее сформирования, в общем балансе минералов имеют небольшое значение. К таким минералам относятся, например, барит, флюорит, целестин, гидроокислы железа, псиломелан и пирит, присутствующие обычно лишь в верхних горизонтах россыпей.

В сарматских отложениях правобережного Среднего Приднепровья обнаружены железо, иоцит и магнетит, входящие в состав черных магнитных шариков и имеющие, возможно, космогенное происхождение. Относительная неустойчивость этих минералов в процессах транспортировки позволяет предположить, что в россыпь они попали в конечную стадию ее формирования.

Недостаточно устойчивые минералы, не являющиеся новообразованиями, например, альмандин, апатит, роговая обманка,

Таблица 6

Состав тяжелой фракции неогеновых титаноносных песков

Минерал	Содержание, %					
	1	2	3	4	5	6
Ильменит измененный	25—60	40—65	36,9	23,2	45,2	38,4
Лейкоксен	3—6	3—7	2,0	3,0	1,6	16,8
Рутил	5—12	7—10	10,5	10,0	21,0	
Циркон (обычный и метамиктный)	3—12	3—8	2,1	4,6	19,3	27,0
Ставролит	7—16	3—8	7,4	24,3	2,1	4,7
Дистен	5—15	5—10	7,4	11,5	8,9	11,0
Силлиманит	5—15	5—10	29,3	12,8		
Турмалин	1—7	1—4	3,7	10,0	1,9	1,3
Хромшпинелиды	0,8—1,2	0,8—1,2	0,2	0,6	+	+
Монацит	+	+	+	+	+	+
Алмаз	+	+	+	+	+	+
Альмандин *	+	+	+	—	+	+
Анатаз	+	+	+	+	+	+
Андалузит	+	+	+	+	+	+
Апатит *	+	—	+	—	—	—
Бадделеит	+	+	+	+	+	+
Барит *	+	—	+	—	—	—
Биотит	+	—	+	—	—	—
Брукит	+	+	+	+	+	+

Продолжение табл.

Минерал	Содержание, %					
	1	2	3	4	5	6
Виридин	+	+	+	+	+	+
Гематит	+	—	—	—	—	—
Гетит *	+	+	+	+	+	+
Гидрогетит *	+	+	+	+	+	+
Глауконит *	—	+	—	—	+	+
Дюморт'ерит	+	—	+	+	+	—
Железо	+	—	—	—	+	+
Иоцит	+	—	—	—	—	—
Касситерит	+	+	+	+	—	+
Корунд	+	+	+	+	+	+
Ксенотим	—	—	—	+	+	—
Магнетит	+	+	+	+	+	+
Муассанит	+	+	+	+	+	+
Пирит *	+	—	+	+	+	+
Псиломелан *	+	—	—	—	—	—
Роговая обманка *	+	+	—	—	—	+
Топаз	+	+	+	+	+	+
Тулит	+	—	—	—	—	—
Уваровит	+	+	+	+	+	—
Хлориты *	—	—	+	+	—	+
Флюорит *	+	—	+	+	—	—
Целестин *	+	—	+	—	—	—
Шпинель (ганит)	+	+	+	+	+	+
Эпидот *	+	+	—	—	+	+

Примечание. + — минерал присутствует в незначительном количестве; * — недостаточно устойчивые минералы, не свойственные характерному комплексу титано-циркониевых песков; присутствуют в ничтожном количестве; обычно эпигенетические, либо «вмытые» из вышележащих или попавшие при опробовании из подстилающих толщ;
1 — правобережное Среднее Приднепровье, сарматский горизонт, размах значений по многим пробам; 2 — то же, полтавский горизонт, размах значений по нескольким пробам; 3 — левобережное Среднее Приднепровье; 4 — бассейн р. Рось, россыпь 1; 5 — бассейн р. Рось, россыпь 2; 6 — Днепровско-Донецкая впадина.

эпидот присутствуют в тяжелых фракциях в виде редких единичных знаков.

По качественному минералогическому составу пески исследованных россыпей почти не отличаются. Отношение же содержаний основных минералов в составе тяжелых фракций неодинаково (табл. 6). По сравнению с сарматскими песками россыпи

правобережного Среднего Приднепровья в тяжелой фракции песков из бассейна р. Рось понижено содержание ильменита, но здесь большую роль играют ставролит и турмалин. В сарматских песках россыпи левобережного Среднего Приднепровья больше силлиманита и дистена, но меньше циркона.

Основные минералы россыпей представлены разновидностями, отличающимися плотностью, магнитной восприимчивостью и другими физическими свойствами, а также химическим составом. В россыпях присутствует, например, наряду с обычным цирконом метамиктный циркон; ильменит в различной степени изменен; хромшпинелиды представлены феррохромитом, хромпикотитом, феррохромпикотитом, ферроферрихромитом и ферроферрихромпикотитом и т. д. Пределы колебаний физических свойств у минералов различных россыпей примерно одинаковы.

Благодаря хорошей природной гидравлической отсортированности песков крупность и плотность минеральных зерен связаны между собой обратной зависимостью. Зерна тяжелых минералов мельче зерен легких. В порядке уменьшения крупности зерен основные тяжелые минералы образуют следующий ряд: турмалин, силлиманит, дистен, ставролит, измененный ильменит, рутил, хромшпинелиды, циркон, монацит.

Исследованные россыпи сложены характерным комплексом устойчивых минералов и отличаются лишь крупностью зерен рудоносных песков, соотношением основных тяжелых минералов и некоторыми второстепенными минералами.

Сходство минералогического и гранулометрического состава рудоносных песков россыпей обусловлено, очевидно, общностью источников сноса терригенного материала и близостью гидродинамических условий формирования. В то же время некоторые различия в составе тяжелой фракции свидетельствует о том, что песчаный материал поступал с различных площадей сноса. Материнскими источниками минералов россыпей являлись комплексы разнообразных пород, развитых на обширной территории. Тяжелые минералы поступали в исследованные россыпи преимущественно из более древних осадочных толщ.

Следует подчеркнуть, что общепризнанные минералы-спутники алмаза по кимберлитам — пироп и хромдиопсид, а также пикроильменит в исследованных россыпях не обнаружены, несмотря на то, что их поискам уделялось особое внимание. Пироп и хромдиопсид, недостаточно устойчивые при физико-химическом выветривании и в процессе транспортировки, очевидно, могли не сохраниться в россыпях, аналогичных исследованным по генезису и составу.

Общими особенностями состава мелкозернистых титаноносных алмазосодержащих россыпей Украины таким образом являются: 1) хорошая природная гидравлическая отсортирован-

ность и выдержанность гранулометрического состава песчаного материала, 2) преобладание устойчивых к физико-химическому выветриванию и при транспортировке минералов, 3) повышенное содержание циркона, рутила, ильменита, дистена, силлиманита и других тяжелых минералов, 4) наличие редких устойчивых минералов — бадделеита и муассанита, 5) отсутствие общепризнанных спутников алмаза — пиропа, хромдиопсида, пикроильменита.

Алмазоносность неогеновых отложений

В 1963 г. алмазы были обнаружены в песках одной из россыпей **правобережного Среднего Приднепровья.** Таким образом, впервые была установлена алмазоносность специфичных мелкозернистых россыпей, широко распространенных на территории Украины.

Ввиду того, что по ряду свойств алмаз близок к дистену, силлиманиту, циркону и некоторым другим минералам, ожидалось, что аналогично этим минералам алмаз будет вести себя и в процессах обогащения. В связи с этим был специально исследован полученный при обогащении пробы песков сарматского горизонта тяжелый, немагнитный, неэлектропроводный продукт, содержавший указанные минералы. Алмазы были установлены в результате детального минералогического изучения в узкой фракции плотности (3,48—3,58 *г/см*^{3}), выделенной из этого продукта с помощью тяжелой жидкости. В дальнейшем обогащение проб с целью выделения алмазов осуществлялось по специально разработанной схеме (см. гл. I).

Поскольку алмазоносность мелкозернистых титано-циркониевых песков была установлена впервые, возник целый ряд вопросов, касавшихся, в частности, содержания и распределения алмазов по простиранию и в разновозрастных прослоях по разрезу вмещающих песков, приуроченности алмаза к определенным типам песков, выделяемых по содержанию тяжелых минералов и гранулометрическому составу. Было неясно, как ведет себя алмаз при формировании россыпи. Требовало подтверждения фактами гипотетическое предположение о том, что алмаз ведет себя аналогично другим тяжелым минералам и должен концентрироваться совместно с ними, а не в безрудных прослоях. В опубликованной литературе ответы на поставленные вопросы отсутствовали, поскольку мелкие (—0,5 *мм*) алмазы россыпей ранее практически не изучались. Существовало мнение, что алмаз из-за своих исключительных свойств (главным образом поверхностных) должен вести себя при перемещении в водной среде иначе, чем другие тяжелые минералы.

В связи со сказанным и для ответа на поставленные вопросы в 1964—1966 гг. было предпринято изучение различных участ

ков и горизонтов россыпи. Было отобрано и обработано 11 крупнообъемных проб, из которых 9 представляли различные прослои и участки сарматского горизонта (весом до 350 *т* каждая), а две — полтавские пески (весом около 3000 *т* каждая). Кроме того, исследовались частые пробы меньшего объема. Общий вес проб превышал 9 тыс. *т*.

Крупнообъемные пробы обрабатывались на обогатительной фабрике по комбинированной схеме. Отквартованные части черновых концентратов доводились затем в лабораторных условиях. Пробы весом до нескольких тонн обрабатывались по различным схемам в стационарных и в полевых условиях.

Интересная закономерность выявляется при пересчете содержания алмаза на тяжелую фракцию рудоносных песков. Несмотря на значительное расхождение его содержаний в исходных песках, содержание алмаза в тяжелой фракции отдельных прослоев сарматского горизонта по разным пробам отличается незначительно. Это дает основание считать, что содержание алмаза в исходных песках пропорционально выходу тяжелых минералов и является косвенным доказательством длительности совместного пребывания в осадке алмаза с другими устойчивыми минералами. Выявленная закономерность подтверждена многочисленными пробами и неоднократно успешно использовалась при выборе объектов для опробования. При отборе проб для изучения алмазоносности предпочтение отдавалось (при наличии выбора) материалу, обогащенному тяжелыми минералами по сравнению с «бедными» песками.

В тяжелой фракции полтавских песков алмазов примерно в три раза меньше, чем в тяжелой фракции сарматских.

Кристалломорфологические особенности и физические свойства алмазов детально описаны в специальном разделе, поэтому здесь приведем лишь их краткую характеристику.

Алмазы представлены разнообразными морфологическими разновидностями (рис. 4). Правильные и искаженные кристаллы составляют 24—36%; обломки кристаллов, уплощенные зерна и бесформенные осколки — 55—69%, зернистые агрегаты 4—8%; двойники и сростки — до 5%.

Среди правильных многогранников преобладают кубы, меньше — комбинационных кристаллов, подчиненное значение имеют октаэдры, редко встречаются ромбододекаэдры. Правильные кристаллы представлены плоско- и кривогранными разновидностями.

Различные прослои и горизонты россыпи существенно не отличаются соотношением морфологических разновидностей алмаза. В песках полтавского горизонта по сравнению с сарматскими песками незначительно повышено количество микрозер-

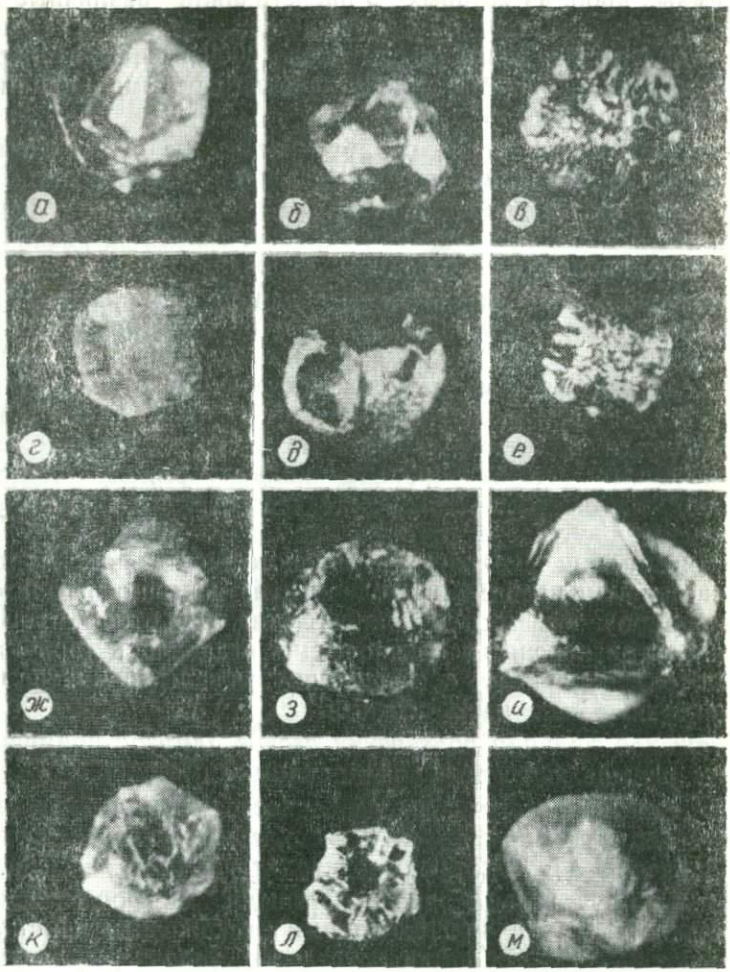


Рис. 4. Алмазы мелкозернистых неогеновых титаноносных отложений Украины. Размеры кристаллов 0,2—0,3 мм:
а — двойник прорастания кубических кристаллов; *б*, *и* — алмазы октаэдрического габитуса; в — ж, м — алмазы общего кубического габитуса, из них д, ж, м — кубоиды; з — комбинация куб-октаэдр-ромбододекаэдр; к — ромбододекаэдр, л — сросток кристаллов.

нистых агрегатных алмазов, двойников и сростков, а среди правильных многогранников — кубических кристаллов.

Большинство алмазов люминесцирует в ультрафиолетовых лучах. Не светится от 7 до 25% алмазов. В отдельных пробах

не люминесцировало до 80% алмазов. Преобладают алмазы с оранжевым свечением (более половины люминесцирующих зерен), зеленым цветом светится до 30% кристаллов, желтым — до 17 и сине-голубым — до 12% всех зерен. Сарматские и полтавские пески очень близки по соотношению разновидностей алмазов, отличающихся люминесцентными свойствами. Таким образом, для алмазов россыпи характерно преобладание кубических кристаллов среди правильных многогранников, наличие значительного количества микроагрегатных и окрашенных разностей, а также кристаллов, люминесцирующих в желто-оранжевых тонах и несветящихся зерен. На некоторых октаэдрических алмазах заметны следы механического износа.

Общепризнанные спутники алмаза по кимберлитам — пироп и хромдиопсид — в россыпи не обнаружены, несмотря на то, что один из этих минералов — пироп — широко распространен на территории Украины (М. А. Гневушев и др., 1960; В. П. Алексеева, Л. Н. Новоселова, 1965; В. П. Алексеева и др., 1965; А. С. Бобриевич и др., 1968). Отдельные минералы, которые могли бы служить поисковыми признаками алмаза, в россыпи не установлены.

Прямая зависимость между содержанием алмаза и суммой тяжелых минералов в рудоносных песках свидетельствует о поступлении алмазов в россыпь совместно с другими тяжелыми минералами. Для проверки предположения о поступлении алмазов в россыпь совместно лишь с некоторыми тяжелыми минералами был произведен пересчет содержания алмаза по разным пробам относительно каждого из основных тяжелых минералов (табл. 7). Преимущественной связи алмаза с определенными минералами не выявлено.

Следы механического износа на некоторых кристаллах алмаза и хорошая окатанность зерен других устойчивых минералов, слагающих россыпь, свидетельствуют о многократном переотложении и длительной транспортировке песчаного материала.

Установление алмазоносности неогеновых песчаных отложений правобережного Среднего Приднепровья явилось основанием для изучения с этой точки зрения и других россыпей, аналогичных по составу и условиям образования.

Алмазоносность россыпей, расположенных в бассейне р. Рось, левобережном Среднем Приднепровье и в Днепровско-Донецкой впадине, изучалась на материале представительных технологических проб, отбиравшихся из участков с достаточно типичным геологическим разрезом и минералогическим составом. По некоторым россыпям исследовались также небольшие частные пробы.

Алмазоносность титаносодержащих песков одной из россыпей, расположенных в бассейне р. Рось (россыпь *1*), была уста-

новлена в 1964 году. Следует отметить, что еще в 1963 г., исходя из анализа геологической обстановки, Э. В. Мельничуком и И. И. Бондарем высказывалось предположение о наличии в россыпи алмазов.

Таблица 7

Содержание алмаза относительно основных тяжелых минералов в различных горизонтах россыпи Правобережного Среднего Приднепровья, условных единиц

Горизонт	Циркон		Рутил		Ильменит	
	Среднее	Размах значений	Среднее	Размах значений	Среднее	Размах значений
Сарматский:						
верхняя часть	2	1—3,3	3,6	1,9—4,6	5,4	3,9—6,2
средняя часть	1,7	0,8—2,8	2,2	1,5—3,1	3,4	2,9—4,3
нижняя часть	1,7	0,8—2,8	2,6	1,8—3,1	4,7	3,7—4,3
Полтавский	1	0,9—1,1	1	1	1	1

Горизонт	Дистен и силлиманит		Ставролит	
	Среднее	Размах значений	Среднее	Размах значений
Сарматский:				
верхняя часть	3,8	3,2—4,6	1,5	1,2—1,7
средняя часть	3,1	2,7—3,7	1,1	0,8—1,3
нижняя часть	2,6	2,3—3,1	1,2	1,2—1,3
Полтавский	1	0,9—1,1	1	1

Алмазоносность сарматских титано-циркониевых песков левобережного Среднего Приднепровья установлена в 1964—1965 гг. сначала по частным пробам, а затем и по технологической пробе весом в несколько тонн. Технологическая проба отобрана в 1964 г. Новомосковской экспедицией треста «Днепрогео

логия» из специально заданных шурфов. Проба обрабатывалась по комбинированной схеме. Были выделены и изучены сотни кристаллов алмаза. Их размеры соответствовали крупности вмещающих песков. Размеры большинства алмазов находятся в интервале 0,06—0,24 *мм*. Наибольший размер отдельных зерен достигает 0,38 *мм*; средний вес одного зерна 0,009 *мг*. Алмазы представлены теми же морфологическими разновидностями, что и в ранее описанных россыпях. Детально исследовано больше двухсот зерен алмаза.

Обломки кристаллов и неправильные осколки составляют 58% всех алмазов, правильные многогранники — 36%, сростки, зернистые агрегаты и двойники — 6%. Среди правильных кристаллов преобладают кубы (42% от всех правильных многогранников) и комбинационные кристаллы (37%) с различным соотношением граней куба, октаэдра и ромбододекаэдра. Подчиненное значение имеют октаэдры. Ромбододекаэдры представлены единичными кристаллами.

Около половины алмазов бесцветно и со слабым розоватым и желтоватым нацветом. Среди окрашенных алмазов преобладают розовые и сиреневые разности (29% от всех алмазов); желтые, зеленые, серые и черные алмазы составляют, соответственно, 9; 2 и 4%.

В 1969 г. нами из тех же обнажений (рис. 5) была повторно отобрана технологическая проба рудоносных песков.

Алмазы полтавских песков Правобережного Среднего Приднепровья, Днепровско-Донецкой впадины и россыпи из бассейна р. Рось по сравнению с алмазами остальных неогеновых россыпей отличаются меньшими размерами зерен, повышенным количеством кубоидов и разностей, окрашенных в сиренево-фиолетовый цвет, а также нелюминесцирующих зерен. Но в общем алмазы исследованных неогеновых титаноносных россыпей близки по соотношению разновидностей, выделенных по кристалломорфологическим признакам и физическим свойствам. Это может свидетельствовать об общности источников алмазов. Особенность алмазов — значительное количество кубических кристаллов и разностей, люминесцирующих желто-оранжевым цветом, окрашенных и микроагрегатных зерен.

Содержание алмазов в неогеновых россыпях Украины уменьшается в юго-восточном направлении и характеризуется (в условных единицах) отношением 5,9 : 1,2 : 1 в пересчете на исходные пески и отношением 6,1 : 1,4 : 1 в пересчете на тяжелую фракцию.

Выше было показано, что алмаз поступал в россыпи совместно с другими тяжелыми минералами. Следы механического износа на некоторых кристаллах алмаза и хорошая окатанность зерен других устойчивых минералов свидетельствуют о длитель-

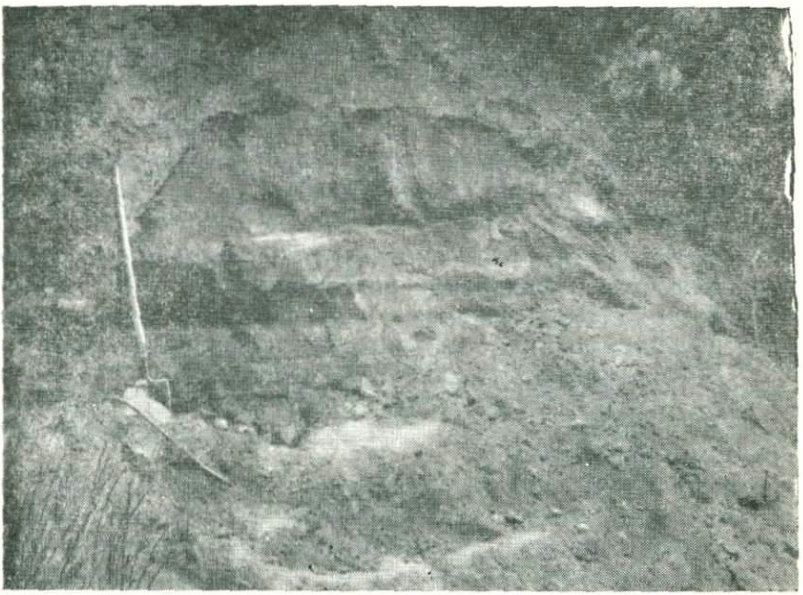


Рис. 5. Обнажение алмазосодержащих титаноносных песков полтавской серии в центральной части Днепровско-Донецкой впадины.

ной транспортировке и многократном переотложении песчаного материала. Россыпи сформировались в значительной мере за счет перемыва более древних осадков, служивших промежуточными коллекторами алмаза.

Можно предполагать, что один из источников алмазов неогеновых титаноносных россыпей находился в северо-западной части Украинского кристаллического щита. В то же время находка алмазов в песках Днепровско-Донецкой впадины свидетельствует о возможном их поступлении из района Воронежского кристаллического массива. На перспективы алмазоносности Воронежской антеклизы на основании различных данных в последние годы указывали многие исследователи (Ивенсен и др., 1965; В. О. Ружицкий, 1961; В. О. Ружицкий и др., 1965; З. Г. Ушакова, 1962). Кроме того, это предположение подтверждается находкой мелких алмазов в меловых титано-циркониевых песках центральной части Русской платформы. Подробнее об этой находке сказано ниже.

Помимо описанных титаноносных мелкозернистых россыпей отдельные кристаллики алмаза известны также в разнозернистых плохо отсортированных осадках балтской свиты, развитых в междуречье Ю. Буга и Днестра. Три кристалла было обнару-

жено в древнеаллювиальных крупнозернистых песках района с. Ладыжин (А. П. Бобриевич и др., 1968). Кроме того, два кристалла алмаза было обнаружено И. П. Яловенко (1967—1968 гг.) в песчаных отложениях балтской свиты у г. Балта (с. Пасицеллы).

Алмазы у с. Пасицеллы установлены в пробе объемом 1,5 $м^3$ с содержанием 7,1% тяжелых минералов. В тяжелой фракции преобладают гранат (65,4%) и ильменит с лейкоксеном (21,7%), в подчиненном количестве находятся ставролит (4,0), рутил (3,7), циркон, магнетит, дистен, силлиманит, турмалин (примерно по 1% каждого минерала), гидроокислы железа, анатаз и некоторые другие минералы. В единичных знаках присутствует пироп. Отмечены также знаки золота. Крупность зерен алмаза 0,14—0,26 *мм*. Оба кристалла неправильной формы, зеленого цвета, не люминесцирующие при возбуждении ультрафиолетовыми лучами.

2. Четвертичные отложения Украины

С точки зрения алмазоносности изучены в ряде пунктов четвертичные отложения географически и геологически обособленных районов — Среднего Приднепровья, северо-западного Причерноморья, Крыма и Приазовья. Алмазы установлены в отложениях всех перечисленных районов. Изучались преимущественно современные четвертичные осадки, наиболее доступные для опробования. Предпочтение отдавалось отложениям, развитым в приустьевых участках крупных рек и на прилегающих участках морского побережья. Опробовались пески различного генетического типа — прибрежно-морские, лиманные, аллювиальные. Пункты опробования выбирались с учетом закономерностей, выявленных при исследовании неогеновых алмазоносных россыпей. Изучался, как правило, хорошо природно гидравлически отсортированный песчаный материал с повышенным содержанием тяжелых устойчивых минералов. Таким материалом являлись пески приурезовой полосы пляжа (морского, лиманного, речного), т. е. зоны повышенной гидродинамической активности, неблагоприятной для сохранения неустойчивых при механическом воздействии минералов.

Среднее Приднепровье

Установлена алмазоносность современных песчаных отложений Днепра (от с. Домоткань до устья р. Самары) и его левых притоков — рр. Орели и Самары.

В геологическом строении района участвуют древние кристаллические породы Украинского щита (преимущественно гранитоиды) и более молодые, — палеогеновые, неогеновые и четвертичные песчано-глинистые отложения. Правобережье Днепра представляет собой эродированное плато, в пределах которого современной овражно-балочной и речной сетью вскрываются породы кристаллического фундамента и покрывающей осадочной толщи. На левобережье, находящемся в пределах обширной низменной долины Днепра, обнажаются преимущественно четвертичные отложения.

В долине Днепра и его притоков, особенно левых, широко развиты песчаные аллювиальные отложения, сформировавшиеся, очевидно, за счет разнообразных по возрасту и составу комплексов пород, эродированных на обширной территории Днепром и его притоками.

Во всех случаях исследовался песчаный аллювий приурезовой полосы зоны пляжа, природно обогащенный тяжелыми минералами. Песчаные отложения опробованных участков в целом однотипны по минералогическому и гранулометрическому составу, несмотря на различия в содержании тяжелой фракции, в соотношении тяжелых минералов и гранулометрическом составе. Во всех отложениях обнаружены знаки бадделеита, карбида кремния (муассанита) и касситерита. Легкие минералы представлены в основном кварцем (более 90%). В подчиненном количестве находятся полевые шпаты, карбонаты, гидробиотит и гидромусовит. Единичные знаки составляет графит. Отмечены также знаки пиропа.

Аллювиальные пески практически на 100% сосредоточены в классе крупности — 0,56 *мм*, и примерно на 70—80% — в классе крупности — 0,315 *мм*. Наибольшими размерами зерен отличаются пески района г. Днепродзержинска.

Исследованные современные отложения близки к неогеновым алмазоносным пескам право- и левобережного Среднего Приднепровья по гранулометрическому составу, но отличаются от последних наличием относительно неустойчивых при выветривании и транспортировке минералов: граната и эпидота в тяжелой фракции и полевого шпата — в легкой фракции. Общие минералы тех и других отложений (циркон, дистен, рутил и др.) по внешнему виду не отличимы.

Алмазы современного аллювия Днепра не отличаются от алмазов неогеновых прибрежно-морских титаноносных россыпей Приднепровья. Вероятно, неогеновые отложения — основные поставщики мелких алмазов в современный аллювий.

Можно предполагать, что алмазоносными являются современные и древнечетвертичные аллювиальные пески, аналогичные опробованным и широко распространенные на обширной

площади современной и древней долины Днепра и его притоков.

В связи с этим представляет интерес исследование на алмазоносность песчаных отложений Днепра вверх по течению от г. Кременчуга и вниз по течению от г. Запорожья.

Северо-западное Причерноморье

Алмазы выявлены в прибрежно-морских и лиманных отложениях на участке побережья Черного моря от Каркинитского залива до границы с Румынией в районе с. Новоалексеевка и Железный Порт, г. Очакова, с. Каролино-Бугаз, в южной части Днестровского и северной — Бугского лимана, в аллювии р. Прут (приустьевая часть) и в дельте Дуная у г. Вилково и с. Приморское (рис. 6).

Обширная территория северо-западного Причерноморья, на которой обнаружены алмазы, расположена в пределах южного погружения Русской платформы и северо-западного крыла Причерноморской впадины, где кристаллические породы перекрыты мощным чехлом осадков, преимущественно палеогеновых, неогеновых и четвертичных. Палеогеновые породы, как правило, залегают на значительных глубинах. Широко распространенные неогеновые отложения карбонатного состава обнажены в балках, морских, лиманных и речных береговых обрывах в прибрежной полосе от дельты Дуная до г. Очакова. Неоген почти повсеместно перекрывается четвертичными отложениями, представленными глинами, суглинками, супесями, гравийно-галечными и песчаными породами. Вещественный состав разновозрастных, особенно четвертичных, отложений описываемой территории подробно освещен в работах В. П. Зенковича (1958, 1960), М. Г. Дядченко и Т. А. Ткаченко (1960), М. Г. Барковской (1961) и многих других исследователей.

С точки зрения изучения алмазоносности представляли интерес современные песчаные и песчано-гравийные отложения с повышенным содержанием тяжелых минералов, развитые в пляжевой зоне моря, лиманов, приустьевых участков рек. Наиболее полно изучена алмазоносность прибрежно-морских и лиманных песков.

Береговая часть морского побережья северной части Черного моря по геологическому строению, составу, динамике развития, рельефу и некоторым другим особенностям подразделяется на следующие районы (В. П. Зенкевич, 1958):

1. Днепровско-Каркинитский, который начинается от южной части Днепровско-Бугского лимана к востоку и включает побе-

режье Каркинитского залива. Берега, сложенные только рыхлыми четвертичными осадками, имеют здесь сложное «лопастное» строение, а в вершинах заливов — бухтовые очертания, и представлены чередованием аккумулятивных и абразионных участков.

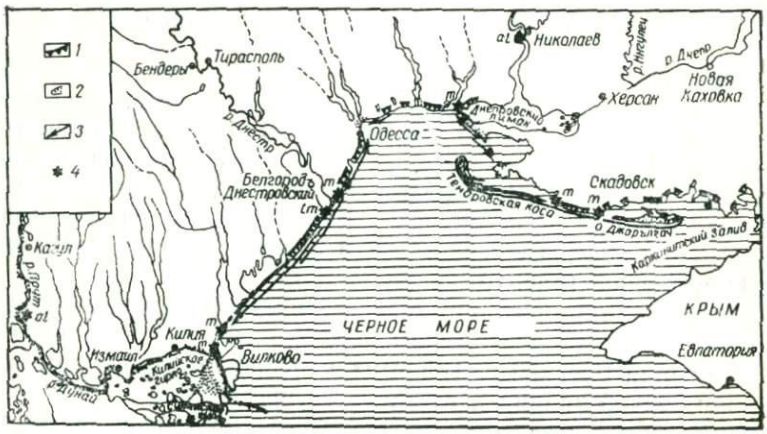


Рис. 6. Распространение мелких алмазов в четвертичных отложениях северо-западного Причерноморья:

1 — абрадируемые участки побережья; 2 — аккумулятивный берег; 3 — направление движения потоков наносов; 4 — места находок алмазов.

2. Северо-западный — от дельты Дуная до г. Очакова. Побережье характеризуется отмелостью, горизонтальным залеганием неогеновых отложений, низким плоским рельефом суши, выровненными берегами с чередованием аккумулятивных и абразионных участков. Первые представлены пересыпями лиманов и двумя длинными участками берегового бара, за которым расположена лагуна, сообщающаяся с лиманами.

3. Лопастный берег северной части Дунайской дельты (имеет небольшое протяжение).

Песчаные отложения широко распространены на всем побережье, но несколько отличаются в указанных районах составом, условиями формирования и источниками питания.

Повышенные содержания тяжелых минералов приурочены, как правило, к аккумулятивным участкам побережья в полосе пляжа и на косах.

Тяжелые минералы образуют тонкие слойки, а иногда прослои мощностью до нескольких десятков сантиметров. В районе

с. Приморское на протяжении нескольких сот метров нами наблюдался, например, слой тяжелых минералов мощностью около 30 *см*.

Слойки тяжелых минералов чаще всего приурочены к верхней части морского склона штормового вала. По данным М. Г. Барковской (1961) естественное обогащение песков тяжелой фракцией происходит не только на пляже, но и на шельфе, причем наиболее перспективными здесь являются пески приурезовой и мелководной зоны шельфа и предустьевых участков.

Пески песчаных пляжей, обогащенные тяжелыми минералами, хорошо отсортированы и отмыты от глинистого материала. Медианный диаметр частиц колеблется в пределах 0,15—0,7 *мм*, а коэффициент сортировки — 1,1—1,5 (М. Г. Барковская, 1961). В легкой фракции преобладает кварц, встречаются полевые шпаты, карбонаты, графит. Местами значительна примесь раковинного детрита. *Основными тяжелыми минералами являются измененный ильменит, альмандин, циркон, ставролит, рутил, лейкоксен, дистен, силлиманит, турмалин.*

Первые достоверные находки алмазов на территории Северо-Западного Причерноморья относятся к 1966 г. Алмазы были обнаружены нами в Днепровско-Каркинитском районе побережья у сел Новоалексеевка и Железный Порт.

Основные потоки песчаных наносов в этом районе направлены примерно от основания Тендровской косы вдоль побережья в противоположные стороны (к западу и востоку). Современные прибрежные песчаные отложения образовались преимущественно за счет абразии морского дна и в меньшей мере морских берегов. Пески представлены минералами так называемого днепровского комплекса, для которого характерно значительное количество циркона в тяжелой фракции, и образуют «цирконовую провинцию» (В. П. Зенкович, 1960). *Опробованные алмазоносные отложения относятся по преобладанию основных тяжелых минералов к ильменит-циркон-ставролитовым пескам* (табл. 14). Источником песчаного материала являлся древний аллювий Днепра.

Материал алмазосодержащих песков из района с. Новоалексеевка и с. Железный Порт идентичен по минералогическому и гранулометрическому составу и незначительно отличается лишь содержанием тяжелой фракции (табл. 14, 15). Всего выделено и изучено 15 кристаллов алмаза (из них 9 из района Новоалексеевки). Средний размер зерен алмаза 0,21 *мм*. Преобладают кубические кристаллы и их обломки (7 штук) и неправильно-угловатые осколки (5 штук), в подчиненном количестве октаэдры, обломки октаэдров и комбинационные кристаллы. Большинство алмазов (9) окрашено в желтый цвет. При ультрафиолетовом возбуждении 7 кристаллов люминесцируют

в желто-оранжевых тонах, отмечено также сине-голубое и неопределенное свечение. Два кристалла не люминесцировали. По внешнему виду и свойствам алмазы не отличаются от алмазов неогеновых и современных отложений Среднего Приднепровья.

Современные пляжные пески Бугского лимана образованы за счет твердого стока Южного Буга и размыва берегов, сложенных неогеновыми и четвертичными отложениями. Для песчаного материала характерно повышенное содержание граната. М. Г. Дядченко и Т. А. Ткаченко (1960) считают, что гранатовые пески генетически связаны с песками плиоцена и сарматскими отложениями и что значительное влияние на состав лиманных отложений оказывают породы южной части Украинского кристаллического щита, размываемые водами Южного Буга. По данным этих авторов, основными тяжелыми минералами лиманных песков являются: гранат, ильменит, рутил, лейкоксен и циркон. В меньших количествах встречаются турмалин, ставролит, шпинель, топаз, силлиманит и дистен и в единичных зернах — апатит, корунд, эпидот, анатаз, монацит, циртолит, виридин, гиперстен, амфибол, целестин, андалузит. По нашим данным этот список могут пополнить магнетит, барит, брукит, карбид кремния, бадделеит, пироп, дюмортьерит.

Опробованные алмазоносные пески по преобладанию основных тяжелых минералов относятся к гранат-ильменитовым (табл. 8).

Алмазы Бугского лимана отличаются наибольшим средним размером по сравнению с алмазами других изученных современных отложений. Другой особенностью алмазов Бугского лимана по предварительным данным является отсутствие разностей, люминесцирующих оранжевым цветом.

Источник алмазов, очевидно, располагался в бассейне Южного Буга. Уместно напомнить, что наиболее крупный на Украине алмаз весом 40,1 *мг* был найден в современном аллювии р. Синюхи — левого притока Южного Буга (Ружицкий, 1957).

В северо-западном районе побережья алмазы обнаружены в крайней его восточной части у г. Очакова, в центральной части — у с. Каролино-Бугаз и в отложениях Днестровского лимана.

Для указанной области побережья общей длиной около 230 *км* характерно чередование аккумулятивных и абразионных участков. Песчаные отложения, распространенные почти повсеместно, формируются в настоящее время в основном за счет абразии морского дна и берегов. По минералогическому соста-

ву кластические отложения подразделяются на северный, западный и дунайский комплексы (В. П. Зенкович, 1960).

Осадки северного комплекса распространены в береговой зоне района Одесса — Очаков и отличаются повышенным содержанием устойчивых акцессорных минералов, хлорита, слюд, эпидота. Источником минералов северного комплекса мог служить аллювий Днепра и размываемые берега. Устойчивых потоков наносов в этом районе нет.

Западный комплекс распространен на побережье от дельты Дуная до Одессы и отличается большим количеством рудных минералов и граната. Л. И. Пазюк и Н. И. Рачковская (1967) относят пляжные отложения на участке к югу от Одессы до с. Б. Балабановка по характеру тяжелых минералов к альмандин-ильменит-рутил-цирконовой терригенно-минералогической провинции. По их данным основными минералами песков аккумулятивных берегов являются кварц (72—90%) и кальцит (3,3—27,8%), в подчиненном количестве присутствуют полевые шпаты (до 1,4%). В тяжелой фракции соотношение минералов колеблется в широких пределах, составляя (в %): альмандин 65,9—28,5; ильменит 18,7—4,1; лейкоксен 20,1—0,88; магнетит 24,2—0,67; ставролит 9,3—3,5; турмалин 7,2—1,0; циркон 6,3—0,2; рутил 6,0—0,5; биотит 4,0—0,2; дистен 3,4—0,4; силлиманит 2,0—0,2. Часто присутствуют также апатит, топаз, роговая обманка, эпидот, хлориты, глауконит, пироксены, гидроокислы железа, редко встречаются брукит, сфен, андалузит, цоизит, монацит, шпинель, анатаз. Пляжевые пески аккумулятивных и абразионных берегов не отличаются составом тяжелой фракции.

В западной части района установлено два вдольбереговых потока наносов, берущих начало в районе с. Будаки, но имеющих противоположное направление. Один направлен к югу и простирается до дельты Дуная. Другой поток направлен к северу от Одессы. Оба потока имеют преимущественно донное питание.

Пляжевые отложения западного участка северо-западного района побережья формируются в основном в результате размыва протяженных участков бенча, в меньшей мере вследствие абразии берегов. Вынос современных осадков Днестра через Цареградское гирло незначителен и существенно не влияет на состав пляжных песков. Одним из основных источников минералов полосы пляжа служил аллювий Днестра, который слагает значительные участки морского дна и размывается в настоящее время.

Дунайский материал с характерной примесью полевого шпата и слюд в легкой фракции и роговой обманки в тяжелой фрак-

Таблица 8

Состав тяжелой фракции проб алмазоносных песков северо-западного Причерноморья и Крыма, %

Минерал	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Ильменит	45,4	42,9	16,8	9,2	64,1	7	9,4	8,3	20,2	24,2	13,7	0,98	21,0*
Рутил	3,4	3,2	0,4	8,7	3,9	6,5	2,1	2,7	4,3	11,3	5,7	0,2	4,5
Циркон	12,4	11,9	+	4,0	11,7	1,8	1,4	2,1	3,2	4,5	1,4	0,2	1,9
Дистен, силлиманит	10,8	8,0	0,7	+	3,3	1,9	1,6	4,5	2,4	3,0	4,8	0,2	1,1
Ставролит	15,2	12,3	1,2	3,3	1,7	4	20,0	+	9,4	5,9	12,7	+	7,7
Лейкоксен	3,1	3,2	1,1	8,0	3,3	2	1,8	0,4	13,9	8,0	3,3	0,1	+
Турмалин	2,4	9,9	0,8	0,7	0,6	4	4,0	—	9,4	4,4	—	+	4,3
Гранат (альмандин)	5,6	7,0	78,5	65,4	6,7	70	62,9	80,9	32,9	37,6	48,3	0,2	53,4
Эпидот	0,1	0,7	—	—	2,2	+	—	—	0,2	—	0,6	+	+
Хромшпинелиды	0,8	1,1	+	0,2	0,3	0,4	0,4	—	1,1	0,9	—	0,02	+
Монацит	+	+	—	—	+	+	+	—	+	+	—		+
Гидроокислы железа	—	—	0,3	—	—	+	—	0.1	3,0	—	+	60,6	3,3
Пироксены	+	+	+	0,3	1,2	+	—	+	+	—	+	14,4	1,0
Амфиболы	—	—	+	0,2	1,0	+	—	—	+	—	—	—	+
Алмаз	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Анатаз	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	—	+	+
Андалузит	+	+	+	+	+	+	+	—	+	+	—	—	—
Апатит	+	+	+	—	+	+	—	—	—	+	—	+	+
Бадделеит	+	+	+	+	+	+	+	—	+	+	—	+	—
Барит	—	—	—	—	+	+	—	—	—	—	—	2,2	+
Биотит	+	+	+	+	+	+	—	—	+	+	—	+	+
Брукит	+	+	+	+	+	+	—	—	—	+	—	—	—
Виридин	+	+	+	—	—	+	—	—	—	—	—	+	—
Галенит	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Гематит	—	—	—	—	+	+	—	—	—	—	—	—	+
Глауконит	—	—	—	—	—	—	—	+	—	—	+	—	—
Дюмортьерит	+	+	+	+	+	+	+	—	+	+	—	—	—

Продолжение табл. 8

Минерал	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Железо	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+	—
Золото	—	—	+	+	+	+	+	+	+	+	—	+	+
Иоцит	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+	—
Касситерит	+	+	—	—	+	+	+	—	+	+	—	+	—
Корунд	+	+	+	+	+	+	+	—	+	+	—	+	+
Магнетит	—	—	+	+	+	+	+	1,0	+	+	0,7	1,2	1,7
Муассанит	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	—	+	+
Пирит	—	—	—	—	+	—	—	+	—	—	—	0,8	+
Пироп	—	—	+	+	+	+	+	+	+	+	+	—	+
Серебро	—	—	—	—	—	+	+	—	—	—	—	+	—
Сидерит	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—	18,8	+
Сфалерит	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+	—
Топаз	+	+	+	+	+	+	+	—	+	+	—	—	—
Халькопирит	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+	—
Хлориты	—	—	+	+	+	—	—	—	+	—	—	+	—
Флюорит	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+	—
Шпинель	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+

Примечание. Днепровско-Каркинитская область побережья и район Бугского лимана: 1 — с. Новоалексеевка; 2 — с. Железный Порт; 3 — Бугский лиман. Северо-западная область побережья; 4 — г. Очаков; 5 — с. Каролино-Бугаз; 6—7 — Днестровский лиман, с. Затока; 8 — Днестровский лиман, с. Роксоляны, по данным А. П. Бобриевича и др. (1968). Область дельты Дуная: 9 — г. Вилково, бухта Затон; 10 — с. Приморское; 11 — там же, по данным А. П. Бобриевича и др. (1968); 12 — Крым, Коктебельская бухта; 13 — левый берег р. Прут, у с. Слободзея-Маре.

* С лейкоксеном.

ции распространен ограниченно узкой полосой вдоль дельты Дуная. Происхождение материала этого комплекса связано с выносом песчаного материала Дунаем. В настоящее время в твердом стоке Дуная преобладает глинисто-алевритовая фракция.

Таблица 9

Гранулометрический состав алмазоносных песков северо-западного Причерноморья и Крыма

Место отбора пробы	Класс крупности, *мм*						Сумма
	+0,56	0,315—0,56	0,2—0,315	0,1—0,2	0,063—0,1	—0,063	
Днепровско-Каркинитская область побережья:							
с. Новоалексеевка	2,5	—	53,0	42,9	1,5	0,1	100
с. Железный Порт	13,9	—	61,6	24,4	0,1	—	100
Северо-Западная область побережья:							
г. Очаков	12,5	—	69,0	17,8	2,4	0,3	100
с. Затока (Днестровский лиман)	3,9	54,5	34,0	7,6	—	—	100
Область дельты Дуная:							
г. Вилково, бухта Затон	1,0	12,7	60,6	23,3	2,2	0,2	100
с. Приморское	0,5	7,0	52,8	32,9	6,5	0,3	100
Крым							
Коктебельская бухта		40,6	33,1	25,0	0,8	0,3	100

В 1967—1968 гг. установлена алмазоносность пляжных песков у **г. Очакова**. Минералогический и гранулометрический состав опробованных отложений приведен в таблицах 8 и 9. В тяжелой фракции песков преобладает гранат (65,4%), примерно в равных количествах (по 8—9%) присутствует ильменит, рутил и лейкоксен. Хлорит, слюды и эпидот, считающиеся харак-

терными для отложений северного комплекса, о котором говорилось выше, не встречены. В единичных знаках присутствуют муассанит, бадделеит, золото. В опробованных отложениях обнаружено 18 кристаллов алмаза. Минимальный и максимальный размеры отдельных зерен равны 0,14 и 0,42 *мм*. Алмазы представлены кубическими кристаллами и их обломками (7 штук), октаэдрами и их обломками (2), сложными комбинационными многогранниками (3) и неправильно-угловатыми и уплощенными осколками (5), встречен один ромбододекаэдр; среди них 6 алмазов бесцветны, остальные окрашены в желтый (5), серый (4), зеленый, розовый и бурый (по одному кристаллу) цвет. В ультрафиолетовых лучах 7 зерен люминесцировали оранжевым цветом, 4 — зеленым, по одному — желтым и синим, 5 кристаллов не светилось. Один зеленый не люминесцирующий алмаз, отнесенный к кубическим кристаллам, имеет сложное оригинальное строение с оттянутыми вершинками и вогнутыми кубическими ребрами. Как будет показано далее, значительное количество таких кристаллов встречается в отложениях Днестровского лимана и прилегающего участка морского побережья. Эти своеобразные алмазы названы нами алмазами «днестровского» типа. В неогеновых и современных россыпях Приднепровья, Приазовья, Днепровско-Каркинитского района и Крыма подобные алмазы отсутствуют.

Песчаные отложения района г. Очакова имеют смешанный состав. Судя по направлению перемещения вдоль береговых потоков наносов (по данным В. П. Зенковича, 1960), они могли сформироваться за счет кластического материала осадков Днепровского и Бугского комплексов, поступающего из Днепровско-Бугского лимана, а также за счет материала, приносимого с запада вдоль побережья и с юга — со стороны Одесской банки. Присутствие кристалла алмаза «днестровского» типа подтверждает наличие Днестровского материала в составе опробованных осадков.

В пляжных отложениях у **с. Каролино-Бугаз** алмазы установлены в 1967—1968 гг. Опробовались пески абразионного участка пляжа. По составу пески являются довольно типичными представителями вышеупомянутого западного комплекса минералов (В. П. Зенкович, 1960; Л. И. Пазюк, Н. И. Рачковская, 1967). Легкая фракция состоит из кварца с небольшой примесью (до 3%) кальцита. В тяжелой фракции преобладает альмандин (68%), присутствуют ильменит, лейкоксен, рутил, ставролит (составляющие по 4—8%) и некоторые другие минералы. Из редких тяжелых минералов отметим золото, муассанит, бадделеит, встреченные в единичных знаках. В песках присутствует пироп. Выделено и изучено 50 кристаллов алмаза. Минимальный

и максимальный размеры отдельных зерен 0,15 и 0,50 *мм*. Алмазы представлены кубами и их обломками (24 зерна), октаэдрами и их обломками (10 штук), комбинационными кристаллами (8) и неправильными угловатыми осколками. В число кубических кристаллов и их обломков входит 15 зеленых алмазов с оттянутыми вершинками и вогнутыми «лестничными» ребрами, которые относим к алмазам «днестровского» типа.

Большинство алмазов окрашено в зеленый (21 зерно), желто-бурый, розовый, серый и красно-бурый цвет (14 штук), 6 кристаллов бесцветные и 9 алмазов с розовым и желтоватым нацветом. В ультрафиолетовых лучах алмазы люминесцируют зеленым (16 штук), оранжевым и желтым (12 штук) и сине-голубым (2) цветом, 20 зерен не светится.

Особенностью алмазов является присутствие среди них значительного количества (более 30%) кристаллов «днестровского» типа. Источник алмазов — древний аллювий Днестра.

В южной части **Днестровского лимана** (район с. Затока) в пляжевых песках пересыпи, восточнее Цареградского гирла, алмазы обнаружены впервые в 1966 г. (Ю. А. Полканов, 1967). Позже в 1966—1967 гг. была повторена находка в указанном пункте и, кроме того, установлены алмазы в пляжевых песках пересыпи Днестровского лимана западнее Цареградского гирла. Исследованные пески аналогичны между собой по минералогическому и гранулометрическому составу и незначительно отличаются лишь содержанием тяжелой фракции (табл. 9). В пробах указанных пунктов обнаружено 75 кристаллов алмаза. Минимальный и максимальный размеры отдельных алмазов 0,14—0,67 *мм*. Алмазы представлены кубами и их обломками (29 штук), октаэдрами и их обломками (6), комбинационными кристаллами (14), неправильными осколками (25). Встречен один ромбодекаэдр. Более половины алмазов окрашено в зеленый (20 штук), желтый (11), розовый (7), серый, бурый и черный цвета (6). В ультрафиолетовых лучах 34 кристалла люминесцируют оранжевым цветом. Отмечены разности с зеленым, сине-голубым, розово-фиолетовым свечением. Третья часть кристаллов не люминесцирует, 17 из 75 алмазов специфичного «днестровского» типа. Эта разновидность алмазов детально охарактеризована в разделе «кристалломорфология».

Алмазы связаны, очевидно, с древним аллювием Днестра, из которого сформирована в основном пересыпь Днестровского лимана.

Помимо 75 алмазов из отложений района с. Затока известна находка двух кристаллов в отложениях лимана у с. Роксоляны (А. П. Бобриевич и др., 1968).

В районе дельты Дуная установлена алмазоносность дель-

товых отложений в районе г. Вилково и прибрежно-морских песков у с. Приморское.

Дельта Дуная имеет сложное строение. В своей основе она составлена речными и морскими прибрежными валами (гринду). Речные валы вытянуты в направлении русел основных гирл и проток и сложены аллювием. Морские гринду — это древние береговые валы, некогда окаймлявшие внешний край дельты и фиксирующие положение береговой линии на различных стадиях роста дельты. Собственно дельтовые наносы представляют дунайский комплекс минералов с высоким содержанием измененных полевых шпатов, роговой обманки, хлорита, эпидота и слюд (В. П. Зенкович, 1960).

Морские гринду сложены устойчивыми минералами, характерными для упоминавшегося ранее западного комплекса с преобладанием в легкой фракции кварца, а в тяжелой — граната. Считается, что пески морских валов не являются дунайским аллювием, а принесены в результате вдольберегового перемещения наносов (В. П. Зенкович, 1960). Песчаные отложения дельты, образовавшиеся в результате смешения материала речных и морских гринду, имеют сложный состав.

Мелкие алмазы в районе дельты Дуная (у г. Вилково и с. Приморское) обнаружены в 1964—1966 гг. Четыре кристалла выделены из проб весом 180 и 120 *кг*, отобранных И. П. Яловенко и А. Л. Юрьевой в 1964 г. Затем обнаружено еще два кристалла в пробах весом от 600 до 1200 *кг* (А. П. Бобриевич и др., 1968; И. П. Яловенко и др., 1969). Краткая характеристика четырех алмазов, обнаруженных в 1964 году, приведена ниже.

1. Бесцветный куб размером — 0,14 *мм*, люминесцирующий оранжевым цветом.

2. *Изометричный обломок, очевидно, октаэдра.* Бесцветный. Люминесценция зеленая. Размер 0,17 *мм*.

3. Неправильное зеленое нелюминесцирующее зерно размером 0,3 *мм*.

4. Неправильное розово-бурое нелюминесцирующее микроагрегатное зерно размером 0,24 × 0,34 *мм*.

В 1967—1968 гг. нами были обнаружены еще девять мелких алмазов непосредственно в дельте Дуная у г. Вилково в пляжных аллювиальных песках и 16 кристаллов в отложениях морского пляжа у с. Приморское.

Пески района бухты Затон (у г. Вилково) имеют, очевидно, смешанный состав с преобладанием морского материала, что подтверждается результатами минералогического анализа. Опробованные пески на 95% представлены классом крупности 0,1—0,5 мм. В легкой фракции преобладает кварц, имеется незначительная примесь раковинного детрита, встречаются измененные полевые шпаты. Выход тяжелой фракции равен 5%. Основными

тяжелыми минералами являются альмандин (32,9% от суммы тяжелых минералов), измененный ильменит с лейкоксеном (34,1%), ставролит (9,4%) и турмалин (9,4%), в меньшем количестве присутствует рутил (4,3%), циркон (3,2%), дистен и силлиманит (2,4%), окислы железа (3%), хромшпинелиды (1,1%), эпидот (0,2%). Отмечены также единичные зерна пироксенов и амфиболов, монацита, пиропа, муассанита, бадделеита, касситерита и золота.

Минимальный и максимальный размеры отдельных алмазов 0,14—0,34 *мм*. Из девяти алмазов пять представлены кубическими кристаллами и их обломками и четыре — неправильно-угловатыми зернами; 6 алмазов зеленого (4 штуки) и желтого (2) цвета, остальные — бесцветные. В ультрафиолетовых лучах алмазы люминесцируют оранжевым и желтым (4) и зеленым (1) цветом; 4 кристалла не светятся. Характерно наличие двух алмазов «днестровского» типа.

Об источнике алмазов из отложений бухты Затон в настоящее время судить трудно. Очевидно, они могут быть связаны с древним аллювием как Днестра, так и Дуная.

Район с. Приморское, в котором обнаружены алмазы, занимает пограничное положение между северо-западной областью побережья и областью дельты Дуная. Судя по результатам анализов (табл. 9), дельтовый материал существенно не влияет на состав песков этого участка.

Опробованные отложения района с. Приморское и г. Вилково аналогичны по составу и отличаются лишь содержанием тяжелой фракции и тем, что в первых не встречены эпидот, пироксены, амфиболы и окислы железа.

Минимальный и максимальный размеры отдельных кристаллов алмаза 0,14—0,36 *мм*. По форме зерен алмазы распределяются следующим образом (в штуках): кубы и их обломки — 2; октаэдры и их обломки — 3; кристаллы сложной комбинационной формы — 4 и неправильные осколки — 7. Из 16 кристаллов 7 окрашено (3 в зеленый, 2 в желтый и по одному — в розовый и серый цвет). В ультрафиолетовых лучах алмазы светятся оранжевым, желтым и зеленым цветом (соответственно 4; 3 и 4 кристалла). Одно зерно люминесцирует неопределенным цветом, 4 кристалла не светятся.

Из выделенных кристаллов один, возможно, является обломком алмаза «днестровского» типа. Источником алмазов мог служить древний аллювий Днестра, приносимый в район с. Приморское вдольбереговым потоком наносов, и древний аллювий Дуная.

Низовья р. Прут. Алмазы установлены в 1967 г. в террасовых отложениях приустьевой части р. Прут у с. Слободзея-Маре. Отложения представлены плохо отсортированным кластическим

материалом с низким содержанием (0,26%) суммы тяжелых минералов. В пробе общим весом 3,5 *т* найдено 5 кристаллов алмаза. Минимальный и максимальный размеры отдельных зерен алмаза 0,18—0,40 *мм*; 3 алмаза представлены кубическими кристаллами и их обломками, встречен также октаэдр и неправильный осколок. Два алмаза из пяти бесцветные, по одному кристаллу зеленого, желтого и розового цвета. При ультрафиолетовом возбуждении два алмаза светятся оранжевым цветом, один зеленым и два не люминесцируют.

Источник алмазов располагается, очевидно, в бассейне р. Прут. Находка алмазов в древнем аллювии р. Прут свидетельствует о возможном их выносе по речной системе Прут — Дунай в дельту Дуная. Неясно, выносятся ли алмазы только по Пруту. Ответ на этот вопрос можно дать лишь после опробования аллювиальных отложений Дуная выше впадения в него р. Прут.

Алмазы «днестровского» типа в отложениях р. Прут не встречены. Поскольку было исследовано всего пять кристаллов, до получения дополнительного фактического материала нельзя категорически утверждать, что алмазы «днестровского» типа отсутствуют в бассейне р. Прут.

Описанные находки свидетельствуют о том, что источником алмазов кластических осадков северо-западного Причерноморья является древний аллювий основных водных артерий этой области. Алмазы попадали в Причерноморье со стороны Русской платформы с твердым стоком Днепра, Южного Буга, Днестра и их притоков. Часть алмазов, связанных с древним аллювием Днестра, четко отличается от алмазов других районов кристалломорфологическими особенностями, физическими свойствами и несколько повышенной крупностью. Это так называемые алмазы «днестровского» типа, которые наиболее широко представлены в песках морского пляжа у с. Каролино-Бугаз и в южной части Днестровского лимана и связаны преимущественно с древними осадками Днестра. Единичные алмазы этого типа встречены и в районе г. Очакова, где могло происходить смешение Днепровского и Южно-Бугского материала с Днестровским, и в области дельты Дуная, где возможно присутствие как Дунайского, так и Днестровского песчаного материала. В Днестровско-Каркинитской области побережья (у сс. Новоалексеевка и Железный Порт) в северной части Бугского лимана и в низовьях р. Прут алмазы «днестровского» типа не встречены. Не обнаружены они и в других изученных четвертичных и неогеновых отложениях.

Особенности алмазов позволяют говорить о различии материнских источников алмазов Приднестровья и других районов Украины.

Крым

В опубликованной литературе упоминается находка кристалла алмаза на пляже в районе с. Планерское и находка зерна алмаза в пляжевых песках Тарханкутского полуострова (В. О. Ружицкий, 1960; М. Г. Барковская, 1967). Методика выделения и диагностики и описание этих алмазов отсутствуют.

В 1967—1968 гг. в результате специально проведенного опробования пять кристалликов алмаза были обнаружены нами в пляжевых песках Коктебельской бухты, с. Планерское (рис. 7).

Проба была представлена естественным концентратом тяжелых минералов. Преобладающая крупность изученных песков +0,1 *мм*, около 40% зерен сосредоточено в классе крупности 0,315—1,0 *мм*. Легкие минералы представлены кварцем (основная масса) и зернами карбонатов. Тяжелая фракция, выход которой равен 50%, состоит преимущественно из гидроокислов железа (30,3%) и сидерита (9,4%). В ней присутствуют также, в %: пироксен — 6,2; барит — 1,1; амфибол — 1,0; магнетит — 0,6; ильменит и хромшпинелиды — 0,5; рутил с лейкоксеном — 0,2; пирит — 0,4; циркон — 0,1; дистен и силлиманит — 0,1; гранат (альмандин) — 0,1. В единичных зернах отмечены ставролит, турмалин, дистен, силлиманит, эпидот, галенит, сфалерит, халькопирит, муассанит. В пробе обнаружено 42 золотины крупностью от 0,1 до 0,4 *мм* и зерно самородного серебра.

Особенностью отложений является преобладание в тяжелой фракции неустойчивых при транспортировке и переотложении минералов. Пески сформированы за счет местного материала и, возможно, за счет песчаных отложений, принесенных в результате вдольберегового перемещения наносов со стороны южной части Керченского полуострова и Феодосийского залива. Местное происхождение имеют, очевидно, неустойчивые в условиях транспортировки минералы, в частности, галенит и другие сульфиды, золото, пироксены, амфиболы, частично барит, гидроокислы и карбонаты железа. Совместное присутствие золота, сульфидов и барита позволяет предположить, что источником этих минералов служили проявления руд колчедановой формации, связанные с вулканогенными породами спилито-кератофирового состава. Последние развиты в северо-западном обрамлении бухты (горная группа Карадага) и местами размываются на дне моря.

Местное значение имеет и часть устойчивых минералов, например: циркон, магнетит, хромшпинелиды, альмандин, рутил. Об этом свидетельствует наличие правильных кристаллов указанных минералов с идеально гладкими гранями и острыми ребрами и вершинками без видимых следов механического износа.

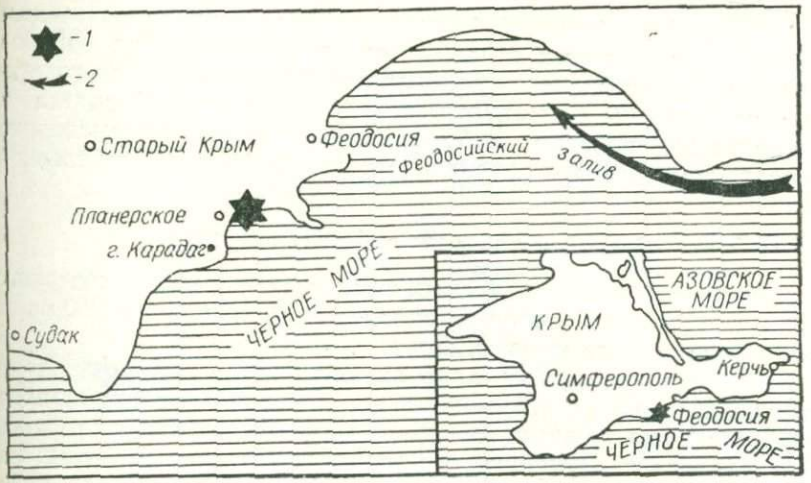


Рис. 7. Находки мелких алмазов в Крыму:
1 — место находок; 2 — направление движения потока песчаных наносов.

Другие разновидности перечисленных минералов представлены окатанными и полуокатанными зернами с корродированной поверхностью граней. Их источником являются, возможно, древние осадочные породы не местного происхождения. Гидроокислы железа, ставролит, турмалин, дистен, силлиманит и некоторые другие минералы принесены, очевидно, со стороны Керченского полуострова. В пробе пляжных песков весом 500 *кг* в результате обработки по флотационной и комбинированной схеме обнаружено пять кристалликов алмаза размерами 0,14—0,38 *мм*. Приводим их краткую характеристику:

1. Обломок кубического кристалла серо-бурого цвета, непрозрачный, не люминесцирует, размер 0,14 *мм*.

2. Обломок кристалла сложной комбинационной формы, бесцветный, со слабым желтоватым нацветом, прозрачный; в ультрафиолетовых лучах слабо светится оранжевым цветом, размер 0,21 *мм*.

3. Октаэдр с вершинками, притупленными «ложными» гранями куба; розоватый, прозрачный, не люминесцирует; размер $0{,}14 \times 0{,}2$ *мм*.

4. Остроугольный бесцветный с сероватым нацветом осколок; сильно светится в ультрафиолетовых лучах зеленым цветом; размеры $0{,}21 \times 0{,}38$ *мм*.

5. Обломанный с одной стороны комбинационный кристалл, покрытый гранями октаэдра и «ложными» гранями ромбододекаэдра и куба; окраска зеленоватая; люминесценция слабая желтая; размер $0{,}2 \times 0{,}22$ *мм*.

Алмазы Коктебельской бухты не имеют, по предварительным данным, существенных отличий от алмазов других районов Украины. Представляется наиболее вероятным, что они генетически не связаны с магматогенными породами Карадага и появление их обязано либо вдольбереговому перемещению наносов, либо размыву древних осадков района Коктебельской бухты.

Северное побережье Азовского моря

Алмазоносность современных пляжевых отложений северного побережья Азовского моря установлена на протяжении 250 *км* от косы Обиточной до устья р. Дона.

В 1964 г. два кристаллика алмаза (бесцветный октаэдр и желтоватый куб) были найдены в тяжелой фракции шлихов, отобранных на участке побережья от восточного угла косы Обиточной до с. Луначарского западнее Бердянска. Этими находками впервые была доказана алмазоносность песков побережья. В 1965 г. предпринято изучение песков побережья на материале более крупных проб (200—500 *кг*) естественных концентратов штормовой полосы пляжей, в результате чего обнаружено 24 кристалла алмаза. Алмазоносными оказались пробы (рис. 8), отобранные в прикорневой части кос Обиточной, Бердянской (в 2 *км* юго-восточнее Бердянска), косы Белосарайской у с. Мелекино. Обнаружены алмазы также в пробе, взятой у с. Приморка в Таганрогском заливе (табл. 10). Позже

Таблица 10

Результаты изучения алмазоносности современных песков северного побережья Азовского моря

Место отбора проб	Вес пробы, *кг*	Содержание тяжелой фракции, %	Количество выделенных зерен алмаза, штук	Размер алмазов, *мм*
Коса Обиточная	470	45,6	1	0,20
Коса Бердянская	460	29,3	3	0,30—0,40
Коса Белосарайская	570	16,4	11	0,24—0,38
Таганрогский залив, с. Приморка	29	20,6	9	0,10—0,30

наших находок, в 1965 г., Приазовская КГРЭ обнаружила один более крупный кристалл алмаза весом 4,03 *мг* в галечниковых отложениях древнечетвертичной террасы р. Миуса у с. Алексеевка (М. Д. Бойчук и др., 1967). В этом же районе в пробе Приазовской экспедиции обнаружен один мелкий алмаз. Кроме того, о находке кристалла алмаза размером 0,15 × 0,17 *мм* в отложениях древней речной системы бассейна р. Миус упоминается в работе М. Е. Желдакова и В. А. Ефановой (1967).

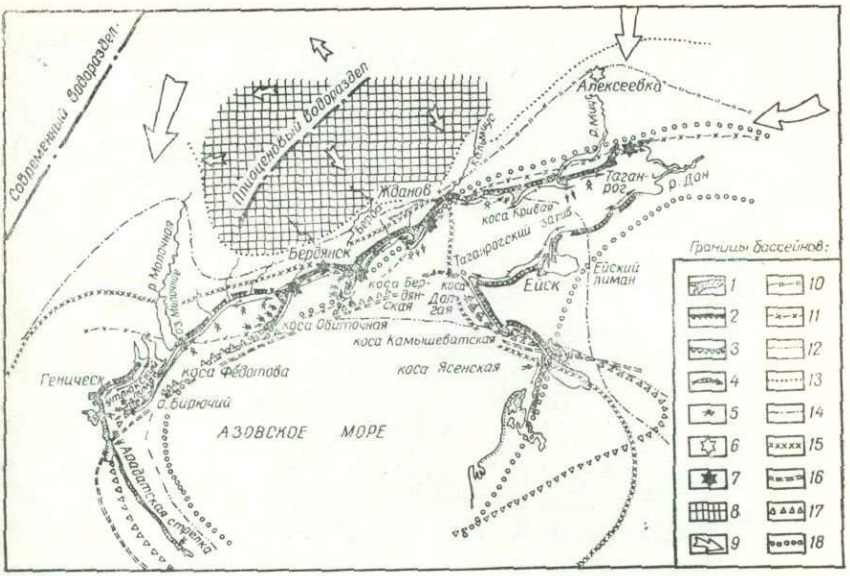


Рис. 8. Схематическая карта распространения алмазоносных отложений на северном побережье Азовского моря:

1 — современные аккумулятивные формы побережья; 2 — активные и абразионные берега; 3 — отмершие абразионные берега; 4 — направление вдольберегового перемещения наносов; 5 — поступление обломочного материала к берегу со дна; 6 — находка алмаза весом 4 мг; 7 — находка мелких алмазов; 8 — выходы на дневную поверхность кристаллических пород; 9 — направление сноса терригенного материала в миоцен-плиоценовую эпоху. Границы бассейнов: 10 — сарматского; 11 — мэотического; 12 — нижнепонтического; 13 — верхнепонтического; 14 — киммерийского; 15 — куяльницкого; 16 — таманского; 17 — гурийского; 18 — древнеэвксинского.

Большинство алмазов из современных пляжевых песков представлено обломками кристаллов кубического и октаэдрического габитуса, распределенных примерно поровну. Неповрежденные кристаллы также принадлежат к этим морфологическим разновидностям (рис. 9). Размер зерен алмаза составляет 0,1—0,4 *мм* и соответствует общей крупности содержащих их песков.

Кубические кристаллы окрашены в желтовато-бурые и зеленоватые цвета, некоторые из них непрозрачны; октаэдрические кристаллы бесцветны или очень слабоокрашены. Люминесценция бесцветных и слабоокрашенных кристаллов преимущественно оранжево-красная. Непрозрачные густоокрашенные кристаллы имеют слабую люминесценцию в оранжевых тонах. На отдельных кристаллах (см. например, рис. 9, *з*) наблюдались от-

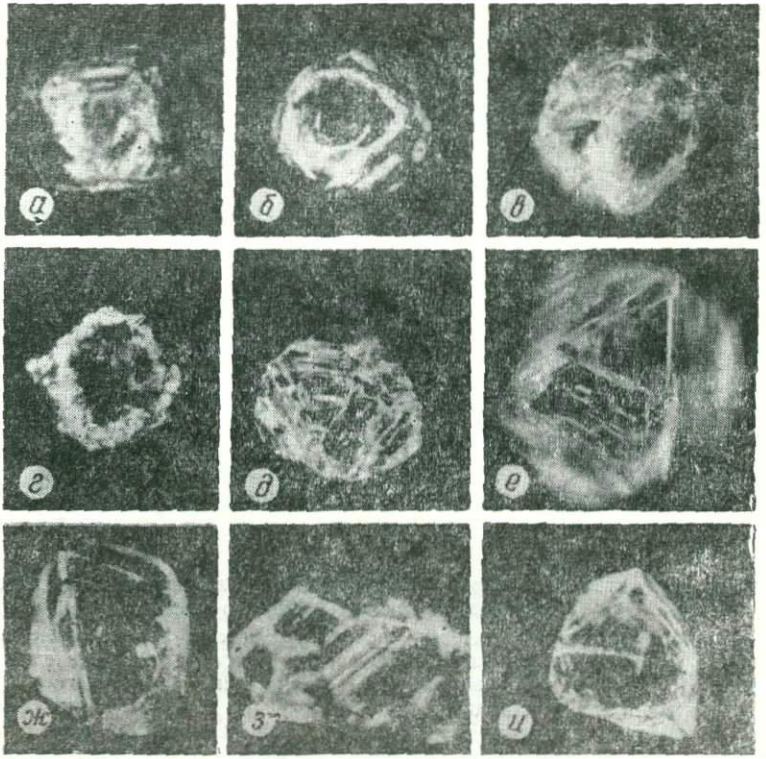


Рис. 9. Алмазы из современных песчаных отложений северного побережья Азовского моря:

а — г — кристаллы кубического габитуса; д — ж — кристаллы октаэдрического габитуса; з, и — обломки. Размер кристаллов 0,15—0,40 мм.

четливые следы механического износа в виде оббитости и матированности ребер.

По внешнему виду и свойствам алмазы из современных песков северного побережья Азовского моря не отличаются от алмазов неогеновых и современных отложений Приднепровья. Более крупный кристалл алмаза из древнечетвертичных отложений р. Миус, обнаруженный Приазовской КГРЭ, представлен бесцветным округлым додекаэдроидом (рис. 10). По одному этому кристаллу проводить какие-либо сравнения и делать выводы рискованно, однако интересно заметить, что среди мелких алмазов из песчаных отложений Украины ромбододекаэдрические кристаллы весьма редки, а на побережье не были встречены.

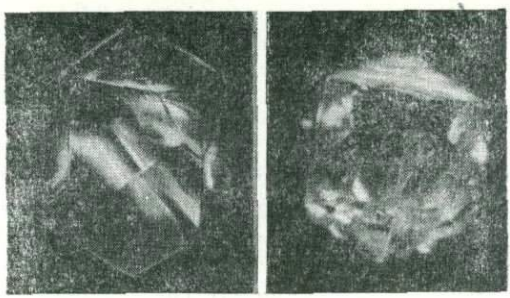


Рис. 10. Ромбододекаэдрический кристалл алмаза из древнечетвертичных галечников р. Миуса (с. Алексеевка). Вес 4,03 мг.

Особенностью северного побережья Азовского моря является наличие расчлененной береговой линии с серией больших заливов, разделенных узкими песчаными косами юго-юго-западного направления, выдвинутыми далеко в море. В пределах кос происходит отложение терригенного материала, в промежутках между косами берег активно размывается. Косы в основном сложены кварцевым песком. Местами в составе наносов у корневых частей кос имеется галька, а к оконечности кос основное значение приобретает раковинный детрит.

Косы Азовского побережья представляют собой взаимосвязанную динамически уравновешенную систему. Исследования, проведенные в основном в послевоенный период (Л. И. Карякин, 1948; А. А. Аксенов, 1955; В. И. Буданов, 1956; В. П. Зенкович, 1958, 1960 и др.), позволили установить, что косы северного побережья Азовского моря возникли в результате развития берега, расположенного под острым углом в равнодействующей волнового режима. В течение почти круглого года в этом районе преобладают сильные восточные и северо-восточные ветры, в результате чего огромные массы обломочного материала, поступающие за счет абразии берегов, вовлекаются во вдольбереговое перемещение. Существует некоторый оптимальный угол между направлением равнодействующей волнового режима и положением берега, при которых волны перемещают вдоль берега наибольшее количество материала с наибольшей скоростью. При изменении этого угла скорость перемещения наносов замедляется и часть материала аккумулируется, образуя косы.

Единственная на северном побережье Азовского моря коса юго-восточного направления (Беглицкая) обязана своим возникновением тому обстоятельству, что длина разгона волн восточных ветров в Таганрогском заливе невелика и равнодействую-

щая волнового режима обращена здесь к востоку. Соответственно, западнее Беглицкой косы наносы перемещаются вдоль берега к вершине Таганрогского залива.

Питание кос происходит как с берега, так и со дна. При этом второй источник по мере удаления от коренного берега к оконечности косы становится более обильным. В промежутках между косами берег представляет собой абрадируемые клифы. Современные отложения пляжей полностью формируются за счет абразии берегов, сложенных рыхлыми неогеновыми и четвертичными осадочными толщами континентального и морского происхождения (Н. В. Логвиненко, И. Н. Ремизов, 1963).

Накопление в современных пляжевых песках концентратов тяжелых минералов наблюдается на северном побережье Азовского моря почти повсеместно, но наиболее активно происходит в пляжах у активных клифов, т. е. у берегов с неравновесным профилем. Схематически можно выделить две фации накопления тяжелых минералов, характерные для побережья Азовского моря: *1* — фацию надводной части пляжа с характерной косой слоистостью пляжевого типа и *2* — фацию подводного склона пляжа и полосы прибрежного мелководья с осадками, несущими знаки ряби волнения.

В песках северного побережья Азовского моря известно более 50 минералов: кварц, полевые шпаты (калиевые, кали-натровые, кислые и средние плагиоклазы), слюды, ильменит, магнетит, амфиболы, гранаты (главным образом, альмандин), пироксены (диопсид, авгит и др.), ставролит, силлиманит, дистен, андалузит, виридин, турмалин, рутил, циркон, эпидот, цоизит, апатит, ксенотим, корунд, шпинель и др. Наши исследования позволяют дополнить этот список алмазом.

В песках побережья выделяется несколько терригенно-минералогических провинций (Н. В. Логвиненко и др., 1964): 1 — Таганрогская (циркон-ильменитовая), охватывающая северную и восточную часть Таганрогского залива от устья Дона до косы Лялиной. Источник обломочного материала — абрадируемые отложения древнеэвксинской террасы; 2 — Бердянская (гранат-ильменит-амфиболовая) от косы Лялиной до косы Федотова. В составе коренных абрадируемых пород — плиоценовые песчано-алевритовые отложения Куяльницкой террасы как продукт размыва Приазовского кристаллического массива. В куяльницких отложениях встречаются повышенные концентрации тяжелых минералов (рис. 11); 3 — Геническая (силлиманит-ильменитовая) — береговая зона Утлюкского лимана. Источник материала — четвертичные суглинки.

Как уже указывалось выше, в настоящее время на формирование терригенной части прибрежных отложений Азовского моря непосредственно влияют только миоцен-плиоценовые и

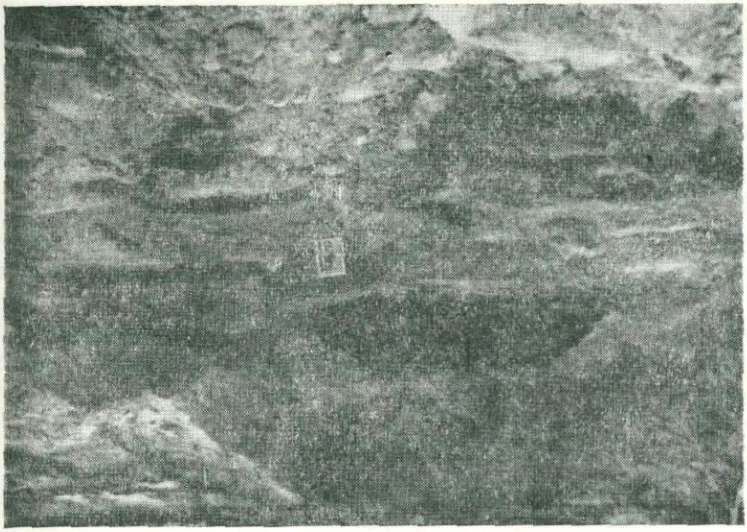


Рис. 11. Слои концентратов тяжелых минералов в куяльницких песчаных отложениях близ устья р. Берды (с. Ново-Петровка).

древнечетвертичные отложения, размывающиеся в береговых обрывах. Однако и они частично образовались за счет перемыва более древних отложений. В кайнозое Азовский бассейн длительное время представлял собой обширную область аккумуляции кластогенного материала, снесенного с южной части Русской платформы (Приазовье, Донбасс, южные склоны Среднерусской возвышенности). Начиная с палеогена, в области северного побережья Азовского бассейна сохранялась устойчивая береговая линия, определяемая южной границей погружения Приазовского кристаллического массива (рис. 8). Схема динамики всего данного побережья оставалась почти неизменной в течение длительного периода, начиная с миоцена, и режим перемещения наносов, определявшийся главным образом очертаниями береговой линии, также был, по-видимому, близок к современному.

Схематически на северном побережье Азовского моря можно выделить три основных района, аккумулировавших терригенный материал из разных источников: Генический, Бердянский и Таганрогский. В Геническом районе среди тяжелой фракции преобладают устойчивые окатанные минералы, такие как силлиманит и ильменит. Возможно, значительная часть материала была принесена Днепром. Бердянский аккумулятивный район накапливал слабо окатанный материал, преимущественно смытый с

Приазовского кристаллического массива. В Таганрогском районе отлагался материал, поступающий из восточных окраин Донбасса и из самой восточной части Приазовья. В эту же часть бассейна выносила свои осадки крупная речная система палео-Дона.

Из рис.8 можно сделать вывод, что источники сноса алмазов, находимых на северном побережье Азовского моря, не могут быть определены однозначно. Алмазы могут быть как местными (источники сноса расположены в Приазовье и Донбассе), так и не местными (источники сноса — центральная или восточная часть Русской платформы). Наличие следов механического износа на кристаллах алмаза и отсутствие парагенетических спутников алмаза свидетельствует о том, что питающие площади, будь то коренные месторождения или промежуточные коллекторы, расположены далеко от области аккумуляции.

3. Особенности вещественного состава алмазоносных песчаных отложений

Ниже рассматриваются некоторые общие черты состава алмазоносных песчаных отложений Украины. Как было показано ранее, алмазоносными являются разновозрастные пески различных генетических типов: прибрежно-морские (неогеновые титано-циркониевые россыпи Приднепровья и современные россыпи побережья Черного и Азовского морей), лиманные (Бугский и Днестровский лиманы), дельтовые (дельта Дуная), аллювиальные (современные отложения Днепра).

Отложения всех генетических типов представлены мелко- и средне-зернистыми, слабоглинистыми, хорошо промывистыми песками. Гранулометрический состав песков обычно хорошо выдержан по площади и менее выдержан по мощности.

Пески различного происхождения часто образуют естественные концентраты с высоким содержанием тяжелых минералов (десятки процентов). Повышенное количество тяжелой фракции характерно для большинства опробованных отложений. Наиболее однородны по крупности неогеновые пески титано-циркониевых россыпей.

Песчаный материал неогеновых россыпей хорошо гидравлически отсортирован. Это неоднократно отмечалось в литературе и подтверждается экспериментальными данными (Малышев, 1957; Момджи, 1960; И. Ф. Кашкаров, Ю. А. Полканов, 1966 и др.). Зерна различных минералов из частных проб (взятых в одном месте со сравнительно небольшой площади и из отдельных прослоев) имеют близкую гидравлическую крупность. Благодаря хорошей гидродинамической отсортированности между

размерами и плотностью минеральных зерен существует обратная зависимость. Наибольшей крупностью отличаются легкие минералы (кварц и другие), наименьшей — тяжелые (циркон, рутил и др.).

Алмазоносные пески имеют в основном близкий качественный минералогический состав. Преобладает ограниченное число минеральных видов. В легкой фракции — это кварц. Причем в неогеновых отложениях легкая фракция практически полностью представлена кварцем, а в современных более значительна примесь карбонатов (до нескольких процентов) и иногда разрушенных полевых шпатов. Основными минералами тяжелой фракции, как правило, являются измененный ильменит, гранат (в неогеновых титаноносных россыпях его нет), рутил, лейкоксен, циркон, ставролит, дистен, силлиманит, турмалин, хромшпинелиды. В сумме эти минералы чаще всего составляют более 95% тяжелой фракции. Перечисленный комплекс минералов характерен для большинства россыпей. Почти во всех опробованных отложениях присутствует муассанит, бадделеит, касситерит и некоторые другие минералы. Преобладают устойчивые к физико-химическому выветриванию и в процессах транспортировки минералы — преимущественно окислы и силикаты. Неустойчивым минералам (пироксенам, амфиболам и некоторым другим) принадлежит второстепенная роль. В неогеновых россыпях их практически нет, в современных — мало.

Неогеновые россыпи довольно близки между собой по соотношению основных минералов. В тяжелой фракции всех этих россыпей преобладают титановые минералы.

Современные отложения более существенно отличаются от неогеновых по содержанию основных минералов. Гидравлическая отсортированность их также более пестрая. Пески пляжевых отложений абразионных участков морских побережий иногда содержат незначительную примесь гравия и мелкие гальки (например, район с. Каролино-Бугаз) либо ракуши (косы Азовского моря). По преобладанию основных тяжелых минералов (составляющих более 10% тяжелой фракции) современные пески можно подразделить на несколько типов:

1) *ильменит-циркон-ставролитовые (сс. Новоалексеевка и* Железный Порт, Каролино-Бугаз); 2) гранат-ильменитовые (Бугский лиман, г. Очаково, с. Приморское); 3) циркон-ильменитовые (Таганрогский залив, коса Белосарайская); 4) гранатовые и гранат-ставролитовые (Днестровский лиман, коса Бердянская); 5) *гранат-ильменит-лейкоксеновые (г. Вилково)*; 6) гранат-ильменит-амфиболовые (коса Обиточная).

Большинство основных тяжелых минералов представлено разновидностями, отличающимися между собой плотностью, магнитными свойствами, составом, окраской и т. д. Ильменит,

например, в различной степени изменен; наряду с обычным цирконом, присутствует его метамиктная разность и т. д. Обилие разновидностей объясняется обширностью площадей сноса и разнообразием источников минералов.

Зерна наиболее устойчивых минералов, за исключением алмаза и муассанита, чаще всего хорошо окатаны.

Общепризнанными спутниками алмаза считаются пироп, хромдиопсид и пикроильменит. Последние два минерала в песчаных отложениях пока не обнаружены. Пироп в общем широко распространен в разновозрастных (начиная с докембрия) осадочных породах Украины (М. А. Гневушев и др., 1960; В. П. Алексеева, Л. Н. Новоселова, 1965; В. П. Алексеева и др., 1965; А. П. Бобриевич и др., 1968). Однако в неогеновых титаноносных россыпях он отсутствует. Не обнаружен пироп и в современных прибрежных песках Приазовья (Г. К. Еременко, 1966). В то же время он почти повсеместно распространен в незначительных количествах в современных отложениях Причерноморья и Приднепровья и на отдельных участках образует повышенные концентрации. По крупности и степени окатанности пироп не отличается от других тяжелых минералов.

Возможным парагенетическим спутником алмаза считается муассанит, он присутствует практически во всех изученных нами алмазосодержащих песках. Однако муассанит может иметь различное, в том числе и космогенное, происхождение (Минералы, т. I, 1960). В земных материнских породах он впервые обнаружен в кимберлитах (А. П. Бобриевич и др., 1957), а затем был установлен и в других магматогенных образованиях — траппах, карбонатитах, перидодитах, гранитах, различных вулканических породах, в связи со щелочными и нефелиновыми сиенитами (А. Ф. Китайник, 1958; С. Е. Глушкина и др., 1963; Л. Бауэр и др., 1963; В. К. Маршинцев и др., 1967; Куц, Кравченко, 1966; И. Г. Минеева, Н. Ф. Картенко, 1967 и др.). Надежные типоморфные признаки муассанита различного происхождения пока не известны. Возможно, особенностью карбида кремния из кимберлитов является наличие тригональной модификации, а также присутствие в зернах минерала включений кремния и шариков металлического железа (В. К. Маршинцев и др., 1967). Муассанит мелкозернистых россыпей Украины представлен в основном политипами 6H, 15R и реже 4H, гексагональной модификации. Чистые политипы 15R и 4H отмечены в современных отложениях Коктебельской бухты *. Тригональная модификация в осадочных отложениях Украины не встречена.

---

* По данным рентгенографических исследований, выполненных М. И. Сохор.

Отсутствие надежных типоморфных признаков муассанита различного происхождения не позволяет однозначно назвать материнские источники муассанита исследованных алмазоносных россыпей. Очевидно, правильнее считать, что имеется несколько разных источников этого минерала.

Присутствие муассанита в алмазоносных кимберлитах обусловило в последнее время повышенный интерес к его изучению как возможного парагенетического спутника алмаза. Однако широкая пространственная распространенность муассанита и наличие его в некимберлитовых материнских породах не дают основания считать минерал надежным поисковым признаком выявления коренных алмазоносных пород по данным шлиховых поисков на территории Украины. Муассанит очень устойчив к физико-химическому выветриванию и химическому износу и может, как и алмаз, мигрировать на огромные расстояния. В песчаном материале, претерпевшем при транспортировке и отложении интенсивную гидродинамическую сортировку, муассанит, очевидно, может рассматриваться лишь как гидравлический спутник алмаза. Такими же спутниками алмаза в песках могут считаться также дистен, пироп, силлиманит и другие минералы близкого к алмазу удельного веса.

Общими особенностями состава мелкозернистых алмазоносных песков являются:

1) хорошая природная гидравлическая отсортированность и выдержанность гранулометрического состава песчаного материала;

2) преобладание устойчивых к физико-химическому выветриванию и при транспортировке минералов;

3) отсутствие сростков;

4) повышенное содержание тяжелых минералов типа ильменита, граната (в современных отложениях), циркона, рутила и др.;

5) наличие редких устойчивых минералов — бадделеита, муассанита;

6) отсутствие надежных парагенетических спутников алмаза.

* *
*

Вкратце резюмируем результаты изучения алмазоносности песчаных отложений. Мелкие кристаллы алмаза впервые обнаружены в кластических осадках Украины, Центральной части Европейской территории Союза, Северного Казахстана, Урала. Алмазы присутствуют в породах широкого возрастного диапазона: на Украине — в полтавских и сарматских неогеновых россыпях и в современных отложениях; в Центральной части Русской плат-

формы — в меловых осадках; в Казахстане — в палеогеновых титаноносных песках; на Урале — в такатинской свите девона. Алмазосодержащими являются кластические отложения различного генетического типа — прибрежно-морские, аллювиальные, лиманные, дельтовые. Зараженность алмазами различных песчаных отложений свидетельствует о широкой распространенности мелких алмазов. В случае применения обычных методов диагностики и обработки проб мелкие алмазы не улавливаются.

Судя по гидравлической отсортированности, преобладанию устойчивых минералов, повышенному содержанию тяжелой фракции и другим характерным особенностям алмазоносных отложений, песчаный материал россыпей претерпел длительную транспортировку и многократно переотлагался. Прямая зависимость между содержанием алмаза и содержанием тяжелой фракции и следы механического износа на кристаллах алмаза свидетельствуют о поступлении алмаза в россыпи совместно с другими тяжелыми минералами и подтверждают другие данные о длительной транспортировке и многократном переотложении песков.

Парагенетические спутники алмаза отсутствуют в неогеновых алмазоносных титансодержащих песках и в некоторых современных россыпях Украины.

Алмазы Приднепровья и Приазовья отличаются от алмазов Приднестровья отсутствием разновидности, которая выделена под названием алмазов «днестровского типа» и имеет специфичную морфологию и физические свойства. Это может свидетельствовать о различии материнских источников алмазов и позволяет выделить в пределах Украины две алмазоносные провинции.

Придепровско-Приазовская провинция имела источники, которые могли находиться как в пределах Украинского кристаллического щита, так и в более северных районах Русской платформы.

Источник алмазов Приднестровской провинции располагался, очевидно, в северо-западных районах Украины. Промежуточными коллекторами алмаза являлись более древние песчаные осадки, за счет переотложения которых сформировались в значительной мере исследованные россыпи.

Описанные находки алмазов на Украине свидетельствуют о наличии в пределах южной части Русской платформы и в сопредельных районах двух крупных алмазоносных провинций. Степень размыва, сохранности и удаленности, а также характера коренных источников остается неясной. Более крупные алмазы из тех же материнских источников должны находиться в грубозернистых осадочных коллекторах.

ГЛАВА III

ХАРАКТЕРИСТИКА МЕЛКИХ АЛМАЗОВ

Несмотря на то, что алмазу посвящена в настоящее время обширная литература (см., например, библиографические указатели «Синтез и физические свойства алмаза», 1965, 1967), описаний мелких алмазов почти нет, поскольку такие алмазы при промышленной разработке не улавливаются и не попадают в руки исследователей. Как будет показано ниже, в массе зерен для мелких алмазов песчаных отложений характерно иное соотношение различных разновидностей, чем для более крупных алмазов известных месторождений. В то же время отдельно взятые мелкие кристаллы принципиально не отличаются от более крупных алмазов, детально охарактеризованных в литературе, хотя и обладают некоторыми представляющими интерес особенностями. Изучение мелких алмазов имеет важное значение вообще, в особенности же для таких районов, как Украина и Казахстан, где находки крупных алмазов единичны, и мелкие алмазы — пока единственный источник информации о специфике алмазоносных провинций.

1. Крупность зерен

В результате изучения было установлено, что размеры зерен алмаза связаны с крупностью вмещающих песков прямой зависимостью. Наиболее крупные алмазы встречаются в грубозернистых песчаных осадках.

2. Кристалломорфология

В связи с тем, что природные алмазы обладают исключительным разнообразием форм кристаллов и скульптур кристаллических поверхностей, в работах многих исследователей значительная роль отводится именно морфологическим особенностям. Морфология является важным основанием для выделения характерных разновидностей при сопоставлении кристаллов из разных месторождений. При описании алмазов из мелкозернистых отложений мы неоднократно будем обращаться к литературным источникам, поэтому уместно хотя бы кратко остановиться на некоторых классификациях алмаза, учитывающих, в числе прочих признаков, и морфологические особенности. Особенно следует отметить обобщающие работы отечественных исследователей А. Е. Ферсмана, И. И. Шафрановского, А. А. Кухаренко, Ю. Л. Орлова, М. А. Гневушева, З. В. Бартошинского и других.

По систематике А. Е. Ферсмана (1955) форма кристаллов ставится в зависимость от способа образования, в связи с чем выделяются два основных ряда — I — кристаллы чистого роста и II — кристаллы, образование которых закончилось в нейтральной стадии или стадии растворения. Алмазы второй группы подразделяются на: *А* — переходный ряд от октаэдра к додекаэдру; *В* — переходный ряд от октаэдра к додекаэдру с различными образованиями на вершинах куба; *С* — октаэдр и куб в одинаковом развитии с подчиненным додекаэдром; *Д* — переходный ряд с господствующим кубом и *Е* — образования с отчетливо выраженной гемиэдрией. Кроме того, выделяются: III — образования разного рода, не укладывающиеся в вышеописанные ряды; IV — искаженные кристаллы; V — образования, которые могут быть истолкованы как двойники по закону Мооса — Розе и VI — двойники по шпинелевому закону.

А. А. Кухаренко (1955) классифицирует алмазы Урала на следующие морфологические разновидности: многогранники (октаэдр, ламинарный октаэдр, ромбододекаэдр, октаэдроид, додекаэдроид, куб, тригон-триоктаэдр и тетрагон-триоктаэдр, гексоктаэдр), шаровидные кристаллы и агрегаты (закономерные и незакономерные сростки).

При сравнении алмазов из различных областей и районов Якутии М. А. Гневушев и З. В. Бартошинский (1959, 1961) классифицировали алмазы по габитусам и морфологическим типам. По габитусу они выделили три группы: алмазы октаэдрического габитуса, переходные формы и ромбододекаэдры. Для более детального расчленения кристаллы алмаза классифицированы на 10 морфологических типов: 1) плоскогранные октаэдры; 2) алмазы, сложенные тригональными слоями роста; 3) алмазы, сложенные дитригональными слоями роста; 4) алмазы с полицентрическими растущими гранями; 5) алмазы с занозистой штриховкой; 6) округло-ступенчатые кристаллы; 7) кристаллы с блоковой скульптурой; 8) округлые алмазы; 9) алмазы кубического габитуса; 10) алмазы прочих типов.

Ю. Л. Орлов в монографии «Морфология алмаза» (1963) выделяет по форме следующие разновидности:

1) плоскогранные кристаллы алмаза октаэдрического, тетраэдрического, ромбододекаэдрического, кубического и комбинационного габитусов;

2) комбинационные плоско-кривогранные кристаллы;

3) кривогранные кристаллы: октаэдроиды, додекаэдроиды, тетраэдроиды, кубоиды (гексаэдроиды);

4) параллельные сростки и двойники;

5) зернистые образования — борт, баллас, карбонадо;

6) зональные зернисто-кристаллические образования.

В систематике алмазов по внешней форме по И. И. Шафрановскому (1964) выделяются отдельные кристаллы (плоскогранные и округлые, представленные различными простыми формами и их комбинациями), сростки (неправильные, параллельные и двойники) и агрегаты (борт, карбонадо, баллас).

В некоторых классификациях, наряду с морфологией, учитываются и другие свойства алмаза.

Ю. Л. Орлов (1965) выделил разновидности кристаллов и поликристаллических образований алмаза, возникновение которых связывается с некоторыми существенными отличиями условий кристаллизации.

Разновидность I. Кристаллы алмазов прозрачные, бесцветные, с золотисто-желтым нацветом. Первичная форма кристаллов этих алмазов очень разнообразна и определяется скоростью роста граней и характером их развития. Разнообразие габитусов и сложные комбинационные формы создаются развитием октаэдрических кристаллов. На этих кристаллах обычно не наблюдаются идеальные плоские грани куба {100} или ромбододекаэдра {110}, которые образуются лишь как комбинационные поверхности в процессе пластинчатого роста октаэдрических граней.

Разновидность II. Алмазы прозрачные, окрашенные в яркий оранжево-желтый и оранжевый цвет. Первоначальная форма кубическая, производные формы — кубоиды, додекаэдроиды, получающиеся при растворении.

Разновидность III. Алмазы полупрозрачные, бесцветные и непрозрачные серые, с включениями пылевидного графита. Первичная форма — куб. На кубических гранях много четырехугольных фигур травления. Ребра в значительной степени замещены округлыми поверхностями растворения.

Разновидность IV. Coated diamond — мутные опаловидные непрозрачные беловато-серые, желтые, желто-зеленые, темно-зеленые алмазы. Форма — кубы и октаэдры, комбинации с ромбододекаэдром. Алмазы зональны и состоят, как правило, из прозрачного ядра и окрашенной волокнистой оболочки.

Разновидность V. Серо-черные и черные графитизированные октаэдры.

Разновидность VI. Алмазы шаровой или неправильной округлой формы, полупрозрачные и непрозрачные, обычно называемые баллас. Они дают лауэграммы, аналогичные лауэграммам от поликристаллических образований.

Разновидность VII. Поликристаллические сростки. Форма отдельных кристаллов — октаэдры. Кристаллы прозрачные, водянисто-желтые.

Разновидность VIII. Сростки мелких кристаллов овальной или шаровой формы. Центральные ядра — типа борта, наружные зоны — прозрачные бесцветные или дымчатые кристаллы.

Разновидность IX. Мелкозернистые алмазы — борт.

Разновидность X. Неправильной формы скрытокристаллические и микрозернистые коксовидные алмазы — карбонадо.

М. А. Гневушев и Е. И. Шеманина (1966), исследовавшие якутские алмазы, классифицировали их по комплексу свойств (габитус, окраска, характер люминесценции и др.) на три большие группы, подразделенные, в свою очередь, на отдельные типы кристаллов. В **первую группу** включены бесцветные и бледноокрашенные плоскогранные октаэдры и «переходные» формы.

Ко **второй группе** отнесены окрашенные кристаллы с преимущественно тригональными контурами слоев роста, следами пластической деформации, шрамами и трещинами. В **третьей группе** объединены мелкие грубоскульптированные окрашенные октаэдры, кубооктаэдры и псевдокубы, зональные кристаллы, поликристаллические сростки.

В исследованных мелкозернистых отложениях присутствуют основные разновидности алмаза, аналогичные описанным в работах А. Е. Ферсмана, И. И. Шафрановского, А. А. Кухаренко, Ю. Л. Орлова, М. А. Гневушева, З. В. Бартошинского и других авторов. Однако изученные мелкие алмазы существенно отличаются соотношением разновидностей от алмазов, описанных в литературе. Так, во всех месторождениях Советского Союза и зарубежных стран основное количество среди алмазов составляют, по классификации Ю. Л. Орлова (1965), кристаллы первой разновидности. В то же время значительная часть (30—65%) мелких алмазов Украины и Казахстана относится к третьей и четвертой разновидностям. В россыпях Северного Казахстана первая разновидность представлена лишь единичными кристаллами. Особенности мелких алмазов подробнее охарактеризованы при описании отдельных свойств алмазов и в разделе, завершающем эту главу.

Изучение кристалломорфологических особенностей алмазов из мелкозернистых отложений проводилось с помощью бинокулярного и обычного петрографического микроскопов (МБС-1, МИН-8, «Польми А»). Наблюдения велись в отраженном и проходящем свете в светлом и темном поле с применением соответствующих объективов. В некоторых случаях кристаллы изучались в иммерсионной среде с высокими показателями преломления (1,78 и более). Скульптуры поверхности кристаллов в большинстве случаев исследовались визуально и фотографировались в отраженном свете на микроскопе МИМ-7. Площади

граней определялась на основании замеров, выполненных с помощью окулярной линейки.

Мелкие алмазы представлены правильными плоскогранными и кривогранными многогранниками, обломками кристаллов, неправильными угловатыми зернами, округлыми разностями. Встречаются зернистые агрегаты, двойники, сростки, уплощенные зерна со следами деформации.

В соответствии с формой зерен нами выделяются следующие морфологические разновидности: кристаллы кубического, октаэдрического и ромбододекаэдрического габитуса; кристаллы комбинационные (с примерно равным развитием составляющих их простых форм); двойники и сростки; микроагрегатные зерна. Перечисленные разновидности фигурируют в описаниях различных авторов. Кроме того, в самостоятельную разновидность выделяем своеобразные уплощенные зерна алмазов со следами сильной деформации.

Кристаллы кубического габитуса

Алмазы этого типа преобладают среди правильных многогранников, составляя от 42 до 67% в неогеновых и около 60% — в современных россыпях Украины. В результате изучения осколков алмаза установлено, что около половины из них ранее также принадлежало кубическим кристаллам. Для сравнения отметим, что на Урале, в Сибири, в Южной Африке кубические алмазы пользуются незначительным распространением (А. А. Кухаренко, 1955; А. Е. Ферсман, 1955; З. В. Бартошинский, 1961, 1967 и др.). Таким образом, большое количество алмазов кубического облика — одна из особенностей мелких алмазов Украины.

Идеализированные формы кристаллов алмазов кубического габитуса из россыпей Украины показаны на рис. 12. Наиболее распространены формы *а — г, е, ж, м*, реже встречаются формы *з, и, л*, совсем редко встречаются формы *д, к*. Грани [100] обычно шероховаты и корродированы, а ребра кристаллов выражены, как правило, не настолько четко, как это показано на рис. 12. Реальные кристаллы показаны на рис. 13, 14 и др. Алмазы рассматриваемой морфологической разновидности представлены обычным кубом (гексаэдром), его кривогранным аналогом — кубоидом (гексаэдроидом) и их комбинацией с постепенными переходами между отмеченными формами. Плоскокривогранные и кривогранные разновидности составляют в сумме около 25% от всех кристаллов общего кубического обли-

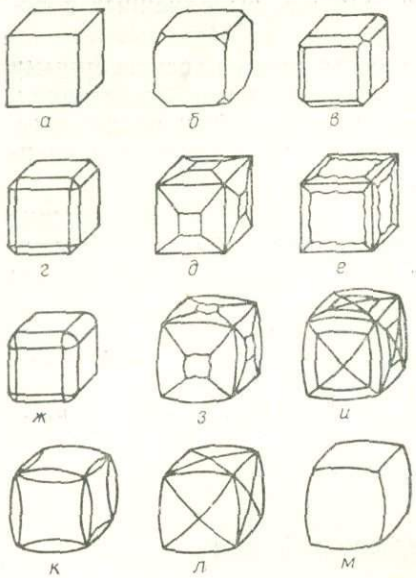


Рис. 12. Формы кубических кристаллов алмаза.

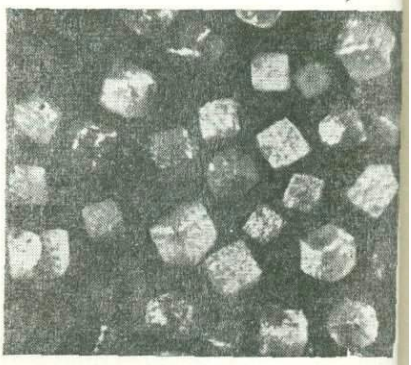


Рис. 13. Алмазы кубического габитуса. Истинный размер зерен 0,2–0,25 мм.

ка. Примерно 2% приходится на алмазы с оболочкой (*coated diamonds*). Довольно обычны микрозернистые алмазы кубического облика. Изредка встречаются кристаллы с вогнутыми поверхностями на месте кубических граней, скелетоподобные кристаллы с отянутыми вершинками и оригинальные алмазы блокового строения. В современных отложениях Приднестровья распространены своеобразные алмазы «днестровского» типа, имеющие кубический габитус.

Помимо самостоятельных индивидов, кубические алмазы образуют двойники (примерно 7% от всех кубов), тройники (0,5%) и поликристаллические сростки (3%).

Габитус кристаллов полностью определяется гранями {100}. У большинства кубических алмазов ими покрыто более 60% площади кристаллов. Примерно у 75% образцов площадь граней куба превышает 80%. В качестве дополнительных присутствуют грани октаэдра и ромбододекаэдра. Отмечены алмазы тетрагексаэдрического облика. Распределение алмазов общего кубического облика из неогеновых россыпей, в зависимости от нали-

чия дополнительных простых форм, показано в табл. 11.

Роль дополнительных граней у разных кристаллов неодинакова. В случае, когда грани октаэдра и ромбододекаэдра суммарно не уступают по площади кубическим граням, кристаллы утрачивают четкую кубическую форму, приобретая шарообразный вид. Такие кристаллы рассмотрены при описании комбинационных алмазов. Переходные ряды кристаллов, конечным членом которых является куб, показаны на рис. 15.

Таблица 11

Распределение алмазов кубического облика в зависимости от наличия дополнительных простых форм

Габитусная форма	Дополнительные простые формы	Количество кристаллов в % от всех алмазов общего кубического облика
Куб	Нет	61
Куб	Ромбододекаэдр	20
Куб	Октаэдр, ромбододекаэдр	13
Куб	Октаэдр	6

Ниже сначала описываются отмеченные нами разновидности алмазов кубического габитуса, а затем скульптуры поверхности покрывающих их граней.

Плоскогранные алмазы кубического облика чаще всего представлены кубом в самостоятельном развитии, реже — кубом в комбинации с октаэдром и ромбододекаэдром. Отмечена также комбинация пирамидального и обычного куба (рис. 12, *д*).

Нередко на месте кубических граней развиваются правильно ориентированные впадинки или неправильные углубления. Первые имеют форму острой или усеченной отрицательной четырехгранной пирамиды, стороны основания которой располагаются под углом 45° к ребрам куба. Донные части впадинок чаще плоские. Боковые поверхности либо исштрихованы параллельно основанию, либо имеют ступенчатое строение, редко — гладкие. Углубления часто имеют в плане форму квадрата. Каждая из его сторон иногда незначительно преломляется внутрь в срединной части. За счет этого квадрат приобретает слегка вогнутые очертания.

У бесцветных прозрачных кристаллов кубического облика впадинки бывают расположены на месте нескольких граней, а у окрашенных непрозрачных разностей — чаще всего на месте одной грани. Иногда на отдельных гранях куба наблюдаются единичные впадинки в форме отрицательной островершинной или усеченной трехгранной пирамиды с параллельно исштрихованной боковой поверхностью. Такие углубления отмечались и на месте вершинок куба.

Некоторые алмазы кубического облика являются как бы параллельными сростками октаэдрических кристалликов. «Лож-

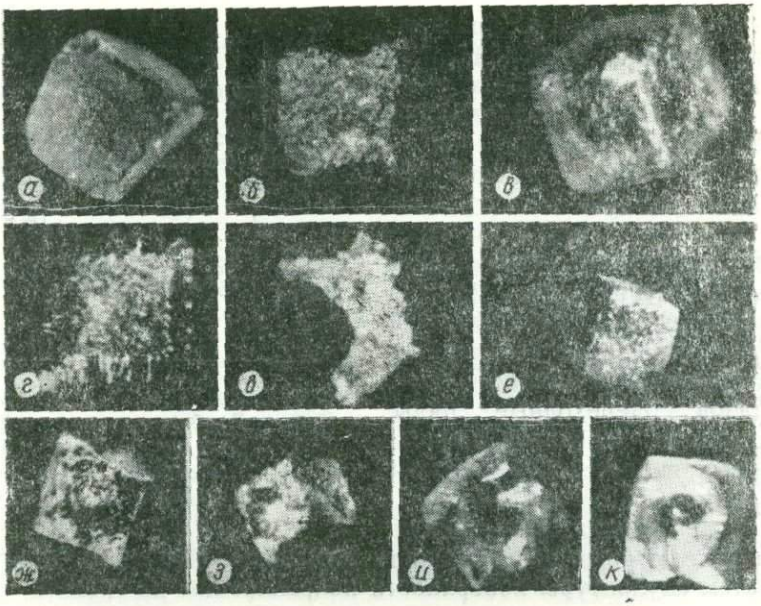


Рис. 14. Кристаллы алмаза кубического габитуса. Истинный размер зерен 0,15—0,25 мм:

а — куб, отдельные вершинки которого притуплены октаэдрическими гранями; б, г — кубы, ребра которых притуплены ромбододекаэдрическими параллельно исштрихованными поверхностями; в — кристалл кубического габитуса; д — искаженный кубический кристалл, на месте ребер которого развиты «лестничные» ромбододекаэдрические поверхности, а на месте большинства вершинок — гладкие октаэдрические грани; е — слегка выпуклый непрозрачный шероховатый куб; ж — куб с относительно гладкими гранями и слегка вогнутыми ребрами; з — шероховатый непрозрачный куб; на месте одной из граней глубокая впадина; и, к — кубоиды, на месте отдельных граней которых расположены глубокие впадинки в форме отрицательных усеченных четырехгранных пирамид с боковыми стенками, исштрихованными параллельно основаниям; стороны впадин ориентированы под углом 45° к ребрам кристаллов.

ные» грани куба у них образованы многочисленными октаэдрическими вершинками, а поверхности {100}, расположенные на месте кубических ребер, составлены краями октаэдрических пластин. Такие кристаллы рассматриваются обычно как образования роста (А. Е. Ферсман, 1955; Ю. Л. Орлов, 1963 и др.). Представляется, что они могут возникнуть и при растворении октаэдров. Нами наблюдались, например, мелкие кристаллы шпинели аналогичной формы, возникавшие в результате растворения октаэдров шпинели в расплаве едкой щелочи при температуре около 700° С.

Плоско-кривогранные разновидности, как правило, являются комбинацией куба, кубоида, тетрагексаэдроида и додекаэдроида в различных сочетаниях (рис. 12, *е — з*). К плоско-кривогранным кристаллам может быть отнесен и алмаз, изображенный на рис. 12, *ж*. Вершинки куба притуплены в этом случае октаэдрическими гранями, имеющими дитригональные очертания. На месте ребер таких алмазов обычно располагаются исштрихованные додекаэдрические поверхности. По А. Е. Ферсману (1955) грани куба и додекаэдроида подобных алмазов — «ложные», а в целом кристалл может рассматриваться как результат растворения алмаза, подобного изображенному на рис. 12, *г*.

На рис. 12, *е* показан плоско-кривогранный кристалл (довольно распространенной формы). На месте ребер куба расположены округлые волнистые поверхности. Они отвечают по своему положению тетрагексаэдру, но могут рассматриваться и как додекаэдрические поверхности (А. Е. Ферсман, 1955; *Ю. Л. Орлов, 1963*). Встречаются подобные кристаллы с вогнутыми гранями куба. При значительном развитии округлых поверхностей кристаллы приобретают облик, показанный на рис. 12, *з* (*комбинация округлого пирамидального и обычного* куба). Между алмазами, изображенными на рис. 12, *е*, *з*, существуют переходные по форме разности.

Весьма своеобразны относительно редко встречающиеся алмазы с вогнутыми поверхностями на месте кубических граней. Такие кристаллы, как правило, бесцветные, прозрачные и зачастую с относительно острыми ребрами. На месте кубических ребер располагаются иногда четко очерченные гладкие блестящие округлые додекаэдрические поверхности.

У некоторых кристаллов вогнуты не только грани, но и ребра. Вследствие этого вершинки кажутся слегка оттянутыми (рис. 14, *ж*). Кубы с сильно вогнутыми гранями и ребрами приобретают вид скелетных кристаллов, рост которых происходил, очевидно, при недостатке питающего материала.

Кривогранные кристаллы кубического (кубоиды) облика показаны на рис. 12, 15. Кубоиды условно можно подразделить на сфероидальные (рис. 12, *м*), тетрагексаэдрические (рис. 12, *л*) и смешанной формы. Среди кубоидов встречается наибольшее количество двойников прорастания.

Кривизна граней кубоидов различна. На месте кубических ребер *часто развиты округлые поверхности. Иногда ребра* замещены слабо округленными поверхностями (рис. 12, *и*, *к*), отвечающими по своему положению граням {110}. Такие поверхности обычно скульптированы поперечными бороздками, чередующимися с удлиненными холмиками. У части кубоидов ребра выражены четко, в других случаях — едва заметны. В местах выхода осей третьего порядка вершины некоторых

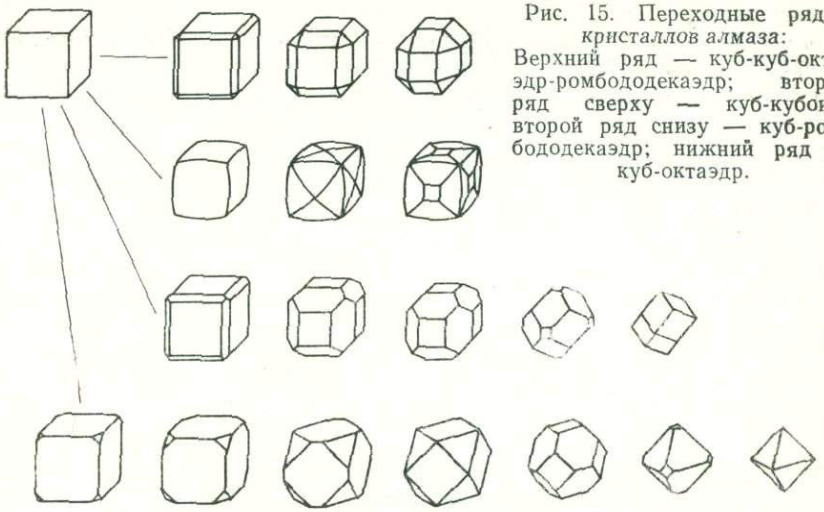


Рис. 15. Переходные ряды *кристаллов алмаза*:
Верхний ряд — куб-куб-октаэдр-ромбододекаэдр; второй ряд сверху — куб-кубоид; второй ряд снизу — куб-ромбододекаэдр; нижний ряд — куб-октаэдр.

кубоидов притуплены небольшими скругленными неровными площадками.

На месте отдельных граней у кубоидов, как и у плоскогранных кубов, располагаются неправильные округлые углубления или квадратные впадинки в форме отрицательной усеченной пирамиды с параллельно исштрихованной боковой поверхностью (рис. 14, *и*, *к*).

Для кубоидов характерны зональные кристаллы. Обычно заметны две зоны, четко отличающиеся окраской. Ядро зональных кристаллов, как правило, бесцветное или желто-зеленое, *внешняя часть — сиренево-фиолетовая. Внешняя зона может* иметь микрозернистое строение, хорошо просматривающееся в свежих сколах. Толщина микрозернистой оболочки 0,1—0,4 диаметра кристалла. Такие алмазы по классификации Ю. Л. Орлова (1965) выделяются в самостоятельную разновидность и относятся к IV группе. В зарубежной практике алмазы с оболочкой известны как coated diamonds.

Изредка встречаются алмазы блокового строения с характерной почковидной поверхностью.

Облик многих кубических кристаллов искажен. Наблюдалось *удлинение и уплощение в направлении осей симметрии второго,* третьего и четвертого порядка, искажение относительно нескольких осей одновременно, ассиметричное искажение, оттянутость отдельных вершинок. Удлиненные и уплощенные кристаллы чаще всего искажены в направлении четвертой оси (около 20% всех искаженных алмазов), реже — по осям третьего и второго порядка (10 и 5% соответственно).

Кубические алмазы в основном интенсивно окрашены преимущественно в желтый, бурый, сиренево-фиолетовый, зеленый, серый и черный цвет. Темноокрашенные разности и алмазы с микрозернистой оболочкой часто непрозрачны. Бесцветные и бледноокрашенные разности составляют около 30% от всех кубических кристаллов.

Поверхность граней алмазов кубического облика покрыта зачастую специфичным скульптурным узором. Характер поверхности различных разновидностей кристаллов кубической формы показан на рис. 16—22.

Поверхность большинства кубических алмазов обычно матовая, шероховатая, корродированная (см. рис. 14). Матировка поверхности от тонкой до грубой. При больших увеличениях видны многочисленные неправильно-округлые чередующиеся бугорки и впадинки. Реже поверхность граней куба бывает покрыта правильным скульптурным узором, особенно различимым при большом увеличении.

Наиболее распространенный скульптурный узор поверхности плоскогранных кубических кристаллов показан на рис. 16, а реже наблюдаемые скульптуры приведены на рис. 17, 19.

Наиболее характерными скульптурными узорами являются многочисленные квадратные углубления и впадинки, стороны которых ориентированы под углом 45° к ребрам куба (рис. 16, 18). Впадинки представлены либо отрицательными обычными, либо усеченными пирамидками. Их боковая поверхность гладкая или исштрихованная параллельно основанию, реже — имеет ступенчатый характер. Четырехугольные углубления и выступы либо равномерно покрывают поверхность граней, либо (реже) располагаются зонально, вытягиваясь параллельно кубическим ребрам. Между отдельными зонами иногда наблюдаются трещинки. Нижняя поверхность отрицательных усеченных пирамидок может быть покрыта отдельными четырехугольными впадинками второго порядка, а при больших увеличениях различаются иногда аналогичные скульптурные элементы третьего порядка (рис. 16, *д*, *е*).

На рис. 16, *ж* показан кристалл, поверхность которого покрыта четырехугольными углублениями и выступами, развивающимися на фоне нескольких субпараллельных глубоких борозд, пересекающих грани в одном направлении (параллельно паре противолежащих ребер, ограничивающих грань [100]

Изредка поверхность граней куба разбита системой пересекающихся взаимно перпендикулярных трещин, ориентированных параллельно ребрам кристалла (рис. 16, *и*).

Оригинальный скульптурный узор поверхности граней наблюдается у плоскогранных кубических кристаллов, показанных на рис. 17. Кристалл, изображенный на рис. 17, *а*, разбит

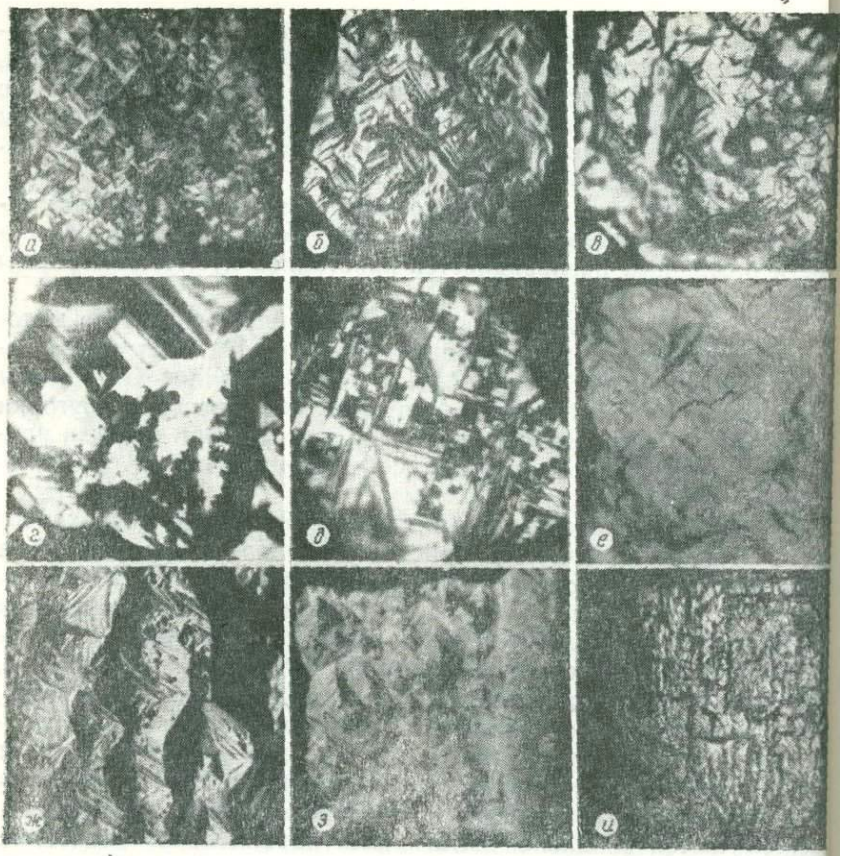


Рис. 16. Скульптурный узор поверхности граней кубических кристаллов. Размер кристаллов 0,2—0,3 мм:

а — е — четырехугольные впадинки и выступы, стороны которых ориентированы под углом 45° к ребрам куба; д — скульптурные элементы второго и третьего порядка; ж — четырехугольные углубления и выступы, развивающиеся на фоне глубоких борозд, пересекающих грань в одном направлении; з — четырехугольные пирамидальные выступы; и — сеть трещин, пересекающих поверхность грани в двух взаимноперпендикулярных направлениях; трещины ориентированы параллельно ребрам куба.

серией кулисообразных трещин, параллельных ребрам куба, на множество узких блоков с относительно гладкой поверхностью. На общем фоне выделяется несколько блоков, ориентированных перпендикулярному общему направлению трещин.

Грани отдельных кристаллов покрыты корродированными, беспорядочно расположенными или вытянутыми в одном направлении гребнями и уступами, чередующимися с понижения-

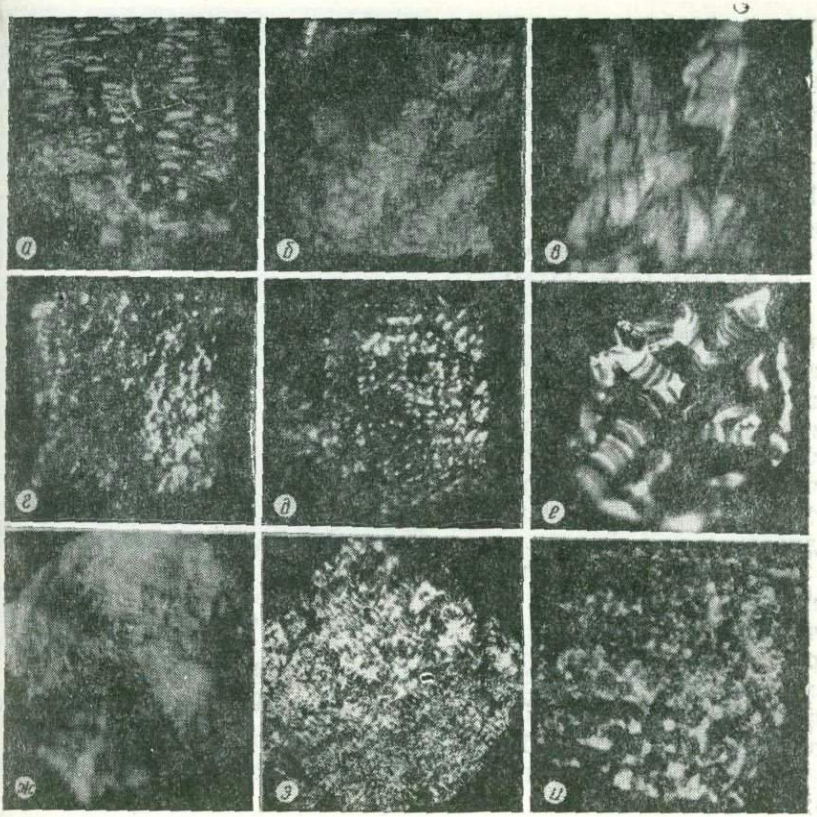


Рис. 17. Скульптурный узор поверхности граней кубических кристаллов. Размер алмазов 0,07—0,3 мм:

а — кристалл, разбитый на узкие блоки кулисообразно расположенными трещинками, параллельными ребрам куба; б — корродированная грань с беспорядочно расположенными выступами и понижениями; видны тонкие серповидные трещинки по октаэдрической спайности, ориентированные субпараллельно одной из диагоналей грани; в — серповидные уступы, вытянутые в одном направлении параллельно ребрам куба; г, д — алмазы из россыпей Северного Казахстана с почковидным строением поверхности; почки распределены равномерно (г) или вытянуты в зоны, расположенные параллельно или под углом 45° к ребрам куба (д); е — скульптурный узор в виде диагонального креста, расходящегося от центра к вершинкам грани и имеющего серповидное строение; ж — пологие гребни крестообразной формы, покрытые отрицательными четырехгранными пирамидками; з — дентритоподобное строение грани; и — корродированная неправильно-ямчатая поверхность с реликтами гладких блестящих участков.

ми, и разбиты тонкими серповидными трещинками по октаэдрической спайности, вытянутыми в направлении одной из диагоналей грани (рис, 17, *б*). Кубические грани некоторых алмазов покрыты уступами серповидной формы (рис. 17, *в*).

Интересный скульптурный узор покрывает грани алмаза, показанного на рис. 17, *е*. От центра кубической грани к вершинкам расходятся уступы серповидной формы, образуя крестообразную диагональную фигуру.

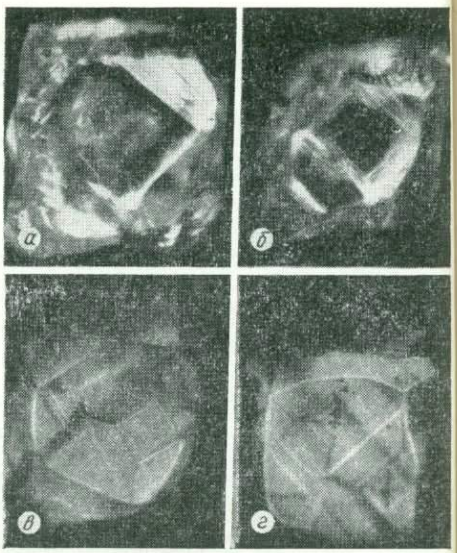


Рис. 18. Алмазы с вогнутыми поверхностями на месте кубических граней и с округленными ребрами. Размер зерен 0,15—0,25 мм.

Кристалл с оригинальным строением поверхности показан на рис. 17, *ж*. Пологие гребни покрытые отрицательными четырехгранными пирамидками, лучеобразно расходятся от центра грани к ребрам, образуя крестообразную фигуру.

Редко встречаются алмазы с дендритоподобным строением граней (рис. 17, *з*).

Поверхность некоторых кристаллов имеет ступенчато-слоистое строение. Иногда грани {100} разбиты системой взаимно перпендикулярных трещин, ориентированных параллельно кубическим ребрам или под углом 45° к ребрам, в других случаях покрыты неправильными извилистыми трещинками (рис. 17). Наблюдались отдельные глубокопроникающие трещинки.

Кристаллы с идеально гладкими блестящими кубическими гранями не встречены. Реликтовые участки таких граней отмечались в единичных случаях в виде небольших возвышений неправильной формы на фоне сильно корродированной неправильно-ямчатой поверхности (рис. 17, *и*).

Грани октаэдра, притупляющие вершинки кубических кристаллов, обычно гладкие, блестящие, редко — шероховатые, корродированные, не отличающиеся по строению поверхности от граней {100} (рис. 14, *а*), иногда слоистого строения. Очертания октаэдрических граней тригональные. В некоторых случаях грани {111} притупляют слегка оттянутые кубические

Рис. 19. Скульптурный узор, выявляющий блоковое строение кубического кристалла. Размер алмаза 0,25 мм. Справа деталь поверхности.

вершинки. Октаэдрические грани на кристаллах кубического облика рассматриваются различными авторами как образования роста (А. Е. Ферсман, 1955; Ю. Л. Орлов, 1963 и др.). В комбинации с кривогранным кубом октаэдр не встречен.

Поверхности {110}, располагающиеся на месте ребер куба, как правило, неровные, часто исштрихованные в направлении, перпендикулярном кубическим ребрам (рис. 14).

Как и в случае плоскогранного куба, наиболее распространенным узором поверхности кубических граней плоско-кривогранных кристаллов является чередование многочисленных четырехугольных углублений и выступов. Этим узором бывают покрыты грани не только обычного, но и пирамидального куба. Примером может служить кристалл, показанный на рис. 21, который можно расматривать как комбинацию пирамидального куба с додекаэдром.

Грани додекаэдроида и пирамидального куба матированы, шероховаты. Часто их поверхность волнистая, покрытая удлиненными бороздками и бугорками.

Вогнутые кубические поверхности плоско-кривогранных кристаллов покрыты скульптурным узором в виде четырехугольных впадин, ориентированных под углом 45° к кубическим ребрам. На вогнутых гранях иногда заметны правильные впадинки в форме отрицательной усеченной квадратной пирамиды с гладкими или исштрихованными параллельно основанию боковыми поверхностями (рис. 18).

Среди мелких украинских алмазов исключительно редко встречаются кубы с почковидным строением поверхности. В то же время такие кристаллы довольно обычны в мелкозернистых россыпях Северного Казахстана (рис. 17, *г*, *д*). Относительные

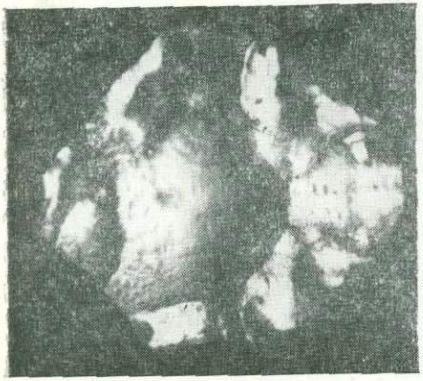


Рис. 20. Сложный кубический кристалл блокового строения со сфероидальной центральной частью. Размер 0,28 мм.

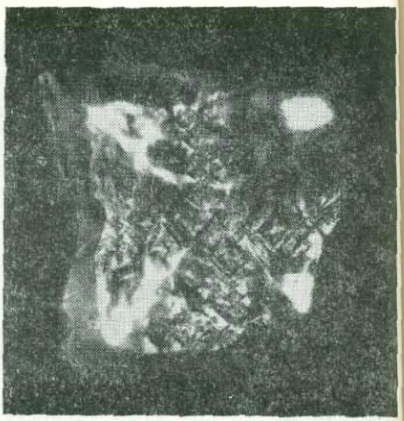


Рис. 21. Плоско-кривогранный кристалл, который может рассматриваться как комбинация пирамидального куба с додекаэдром. Размер кристалла 0,24 мм.

размеры почек, покрывающих поверхность граней, различные. Мелкие почкообразные образования часто вытянуты в зоны, параллельные либо расположенные под углом 45° к ребрам куба. Почковидное строение наблюдалось только у желтовато-зеленых кристаллов. Грани некоторых кристаллов расчленены на крупные блоки, имеющие форму округленных в плане почковидных пологих ступенчатых квадратных пирамид. Примером может служить алмаз, показанный на рис. 19. Поверхность кристалла почковидная, крупные округлые почкообразные выступы образуют отдельные блоки, на границе которых развиваются многочисленные мелкие углубления в форме отрицательных четырехгранных пирамидок, стороны основания которых располагаются под углом 45° к кубическим ребрам кристалла. Пограничные участки некоторых блоков тонко исштрихованы. Штриховка параллельна сторонам мелких углублений. Поверхность почковидных выступов относительно гладкая. Выступы, расположенные на краю грани, удлиненные, а находящиеся в ее центральной части —изометричные, напоминающие по форме пологую сферическую четырехгранную иногда усеченную пирамидку со сторонами основания, параллельными кубическим ребрам.

Поверхность кубоидов, как и обычных кубов, матированная, шероховатая, часто покрытая многочисленными неправильно-овальными ямками и бугорками, интерпретируемыми обычно как фигуры травления. Характер скульптурного узора поверхности кубоидов показан на рис. 22. У кубоидов тетрагексаэдрической формы иногда отмечается правильный скульптурный

узор в виде волнистого чередования пологих удлиненных холмиков и бороздок, вытянутых в направлении, перпендикулярном ребрам куба (рис. 21). У выхода осей четвертого порядка небольшие участки граней кубоидов скульптированы иногда отрицательными квадратными пирамидками, стороны которых ориентированы под углом 45° к кубическим ребрам. Расчлененность рельефа поверхости кубоидов от слабой до очень сильной. Грани многих кубоидов сложены системой расчлененных уступов, повторяющих общие очертания грани и уменьшающихся по периметру в направлении вершин у выходов осей четвертого порядка (рис. 22, *е* — *к*). Ширина и высота уступов непостоянны даже у одного и того же кристалла. В ряде случаев выпуклые грани составлены узкими многочисленными уступами, повторяющими общую форму грани, но имеющими причудливые извилистые очертания (рис. 22, *б*, *г*, *ж*, *з* и др). Грани таких кубоидов напоминают по строению округленную в плане ступенчатую усеченную квадратную пирамиду с очень пологой боковой поверхностью. Описания подобных скульптурных образований на поверхности гексаэдроидов в опубликованной литературе нами не встречены.

Грубо скульптированные кубоиды с сильно расчлененной поверхностью граней — непрозрачны (30% всех гексаэдроидов). Примерно у 20% кубоидов отмечены округлые выросты, расположенные вблизи вершин у выхода осей третьего порядка. Около 10% гексаэдроидов имеют на отдельных гранях крупные неправильно-округлые ямчатые углубления.

Примерно у 7% кубоидов отмечены глубоко проникающие трещинки и трубчатые углубления типа каналов травления (рис. 22, *а*). Глубоко проникающие трещинки пересекают кристалл в нескольких (чаще двух) направлениях. У пересечения трещинок отмечались выколы части кристаллов (рис. 22, *и*).

Скульптуры поверхности кубических граней, подобные показанным на рис. 17, 19, 20, 22, насколько нам известно у крупных кристаллов не наблюдались и ранее не описывались.

Очень своеобразные алмазы встречены только в северо-западном Причерноморье в отложениях, связанных с выносом древнего Днестра. Они названы нами алмазами «днестровского» типа. Эти кристаллы имеют кубический облик и являются сложными образованиями. По форме они напоминают пирамидальный куб с оттянутыми вершинками и вогнутыми, преломленными в средней части зазубренными ребрами (рис. 23, 24, 25). Часто перпендикулярно кубическим ребрам вытянуты пологие клиновидные желобки с гофрированной поверхностью, соединяющие вершинки, расположенные у выходов четверных осей. На месте этих вершинок иногда расположены шероховатые поверхности, отвечающие по своему положению граням куба. Вер-

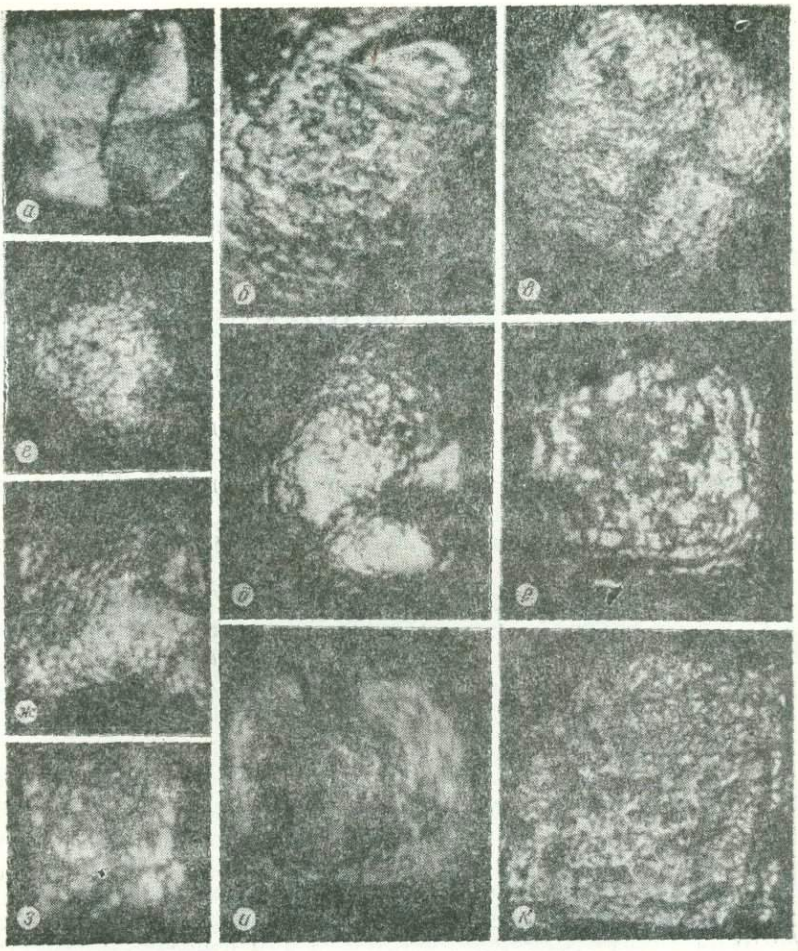


Рис. 22. Скульптурный узор поверхности кубоидов.

шинки в местах выходов тройных осей оттянуты и зачастую притуплены гладкими блестящими октаэдрическими гранями, имеющими в некоторых случаях ступенчатое строение. Октаэдрические грани бывают развиты как на всех, так и лишь на некоторых вершинках отдельных кристаллов. Все алмазы этого типа интенсивно окрашены в зеленый (часто темно-зеленый, почти черный) цвет и не люминесцирует при возбуждении ультрафиолетовыми, катодными и рентгеновскими лучами. Благодаря специфичной форме в сочетании с интенсивной зеленой окраской

эти алмазы имеют очень своеобразный вид и легко выделяются на фоне других разновидностей алмаза.

В неогеновых россыпях очень редко встречаются кристаллы, напоминающие по облику алмазы «днестровского» типа. Но вершинки этих кристаллов не притуплены октаэдрическими гранями, ребра волнистые, а не зазубренные, поверхность граней относительно гладкая, иногда покрытая штриховкой в направлении, перпендикулярном кубическим ребрам. Такие алмазы обычно бесцветные, прозрачные.

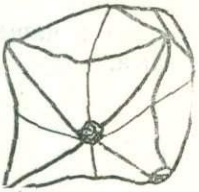


Рис. 23. Характерная форма алмазов «днестровского типа». Зарисовка.

В месторождениях Урала и Сибири алмазов типа «днестровских», очевидно, нет. Во всяком случае, в опубликованной литературе нами не встречены описания аналогичных кристаллов из естественных месторождений. Похожие, по общему строению, некоторые бразильские алмазы охарактеризованы А. Е. Ферсманом (1955). На рис. 24 показан такой кристалл. По А. Е. Ферсману он может быть истолкован как двойник прорастания тетраэдров по закону Мооса — Розе. Вместе с тем этот кристалл походит на додекаэдр с входящими длинными диагоналями. Наконец, его можно рассматривать как куб с желобками, пересекающими ребра (А. Е. Ферсман, 1955, стр. 268). Ю. Л. Орлов (1963) рассматривает этот алмаз как двойник прорастания тетраэдров. И. И. Шафрановский (1964) считает, что сложные кристаллы, рассматривавшиеся как двойник прорастания тетраэдров, относятся к усложненной форме октаэдра с вогнутыми ребрами, нечто вроде скелетной формы, образовавшиеся в результате интенсивного развития граней и вершин при замедленном росте ребер.

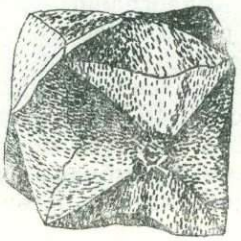


Рис. 24. Алмаз кубического облика весом 380 мг из Бразилии по А. Е. Ферсману (1955).

Рис. 25. Искаженный алмаз «днестровского» типа. Размер 0,18 мм.

Таким образом, алмазы кубического габитуса широко распространены в мелкозернистых россыпях и представлены разновидностями, отличающимися деталями строения и характером скульптурного узора поверхности. Соотношение разновидностей кубических алмазов неодинаково в россыпях различных районов.

Алмазы «днестровского» типа отсутствуют в Приднепровье и Приазовье, нет их и в россыпях Казахстана. В последних, по сравнению с украинскими, значительно меньше кубоидов, не встречены бесцветные плоско-кривогранные кристаллы с вогнутыми гранями, шире распространен почковидный скульптурный узор и чаще поверхность кубических граней покрыта трещинками.

Кристаллы октаэдрического габитуса

Эта морфологическая разновидность составляет среди правильных многогранников алмаза от 9 до 23% в неогеновых россыпях Приднепровья и около 18% в современных песчаных отложениях Приднепровья.

Октаэдры представлены в основном относительно плоскогранными кристаллами. Кривогранный аналог октаэдра — октаэдроид — встречается редко. Часть алмазов имеет переходную плоско-кривогранную форму.

Форма наиболее распространенных октаэдрических кристаллов показана на рис. 26, 27. Небольшая часть поверхности алмазов октаэдрического габитуса может быть покрыта дополнительными кубическими и ромбододекаэдрическими, а изредка и тригон-триоктаэдрическими (?) несовершенными гранями. Распределение алмазов октаэдрического облика из неогеновых россыпей, в зависимости от наличия дополнительных простых форм, показано в табл. 12.

Таблица 12

Распределение алмазов октаэдрического облика в зависимости от наличия дополнительных простых форм

Габитусная форма	Дополнительная простая форма	Количество кристаллов в % от всех алмазов общего октаэдрического облика
Октаэдр	Нет	77
Октаэдр	Куб	10
Октаэдр	Ромбододекаэдр	9
Октаэдр	Куб, ромбододекаэдр	4
Октаэдр	Тригонтриоктаэдр (?)	Редкие кристаллы

У большинства алмазов описываемой разновидности октаэдрическими гранями покрыто более 70% площади кристаллов. Примерно у 90% образцов площадь граней {111} превышает 80%. Около 80% кристаллов покрыто только октаэдрическими гранями. В случае, когда дополнительные грани превышают по площади 30% поверхности, кристаллы утрачивают октаэдри-

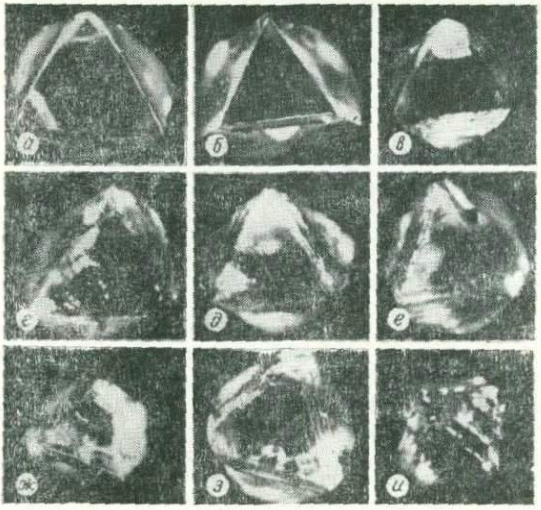


Рис. 26. Алмазы октаэдрического габитуса. Размер зерен 0,15—0,3 мм:

а — октаэдр с притупленными вблизи вершин ребрами, замещенными расширяющимися в сторону вершин округлыми поверхностями; б — слегка уплощенный по оси третьего порядка октаэдр с идеально гладкими гранями и острыми ребрами, отдельные грани имеют форму трапеции и пятиугольника; в — октаэдр с притупленными ребрами и вершинками; г—е — кристаллы, у которых на месте отдельных ребер развиты ромбододекаэдрические поверхности; грани частично матированы; на грани октаэдра «е» виден дисковидный выступ; ж, з — кристаллы, на месте отдельных вершинок которых расположены кубические поверхности и углубления; и — кристалл со ступенчатым развитием граней, отдельные вершинки замещены «ложными» кубическими гранями.

ческий облик. Такие алмазы рассмотрены при описании комбинационных кристаллов.

Правильно образованные идеальные октаэдры с острыми ребрами и гладкими блестящими гранями встречаются редко. Вершины кристаллов обычно слегка округлены, а ребра притуплены поверхностями, отвечающими по своему положению граням {110}. Такие поверхности могут быть относительно плоскими, гладкими, округленными, выпуклыми, вогнутыми, желобчатыми. Часто они тонко или грубо параллельно исштрихованы. Округлые поверхности иногда расширяются к вершинкам кристаллов

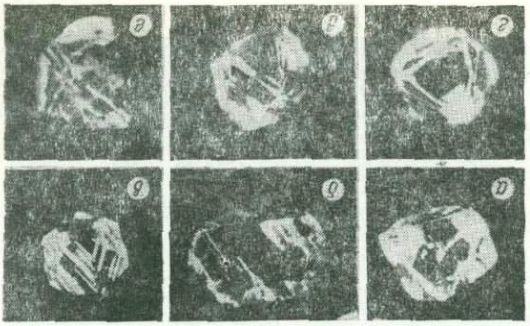


Рис. 27. Октаэдры алмаза. Размеры кристаллов 0,2—0,3 мм:

а — неправильно развитый кристалл; б — кристалл, удлиненный по оси второго порядка, с выколами ребер; в — кристалл без отдельных вершинок, с грубо исштрихованными ромбододекаэдрическими поверхностями на месте октаэдрических ребер; г — октаэдр, ребра которого притуплены гладкими желобчатыми додекаэдрическими поверхностями, расширяющимися к октаэдрическим вершинкам; грани октаэдра дитригональной формы; д — несовершенный октаэдр со ступенчатыми дитригональными гранями и желобками на месте ребер; е — октаэдр, одна грань которого ступенчато зарастает в тетраэдрическую вершину.

(рис. 26, 27, 30, *а*) и бывают покрыты сноповидной штриховкой. В некоторых случаях такие поверхности образуют перегиб по линии, перпендикулярной ребру октаэдра и расположенной в средней части ребра («пограничная линия», по А. Е. Ферсману, 1955).

Октаэдрические грани реальных кристаллов часто отклоняются по форме от идеально правильного равностороннего треугольника. Одна или несколько вершин треугольника могут быть притуплены. В таком случае грань {111} приобретает форму равнобедренной трапеции или даже шестиугольника с тремя длинными и тремя короткими сторонами (рис. 28). В случае искажения и проявления дополнительных гладких кубических граней роста, притупляющих октаэдрические вершинки кристалла, стороны октаэдрических граней ровные (рис. 26, *б*). При наличии «ложных» кубических поверхностей смежные с ним стороны граней {111} неровные, зубчатые (рис. 26, *ж*, *и*; 29, *а*, *б*). Нередко октаэдрические грани округлены в плане и имеют форму сферического треугольника или дитригональную округленную форму (рис. 27, *г*, *д*; 29, *е*).

Грани октаэдров часто имеют слоистое тонкопластинчатое до грубоступенчатого строение (рис. 26, *е*, *з*, *и*; 27, *в* — е). У некоторых кристаллов пластинчато-ступенчатое развитие характерно лишь для отдельных граней (рис. 27, *в*). В результате пластинчатого и ступенчатого нарастания уменьшающихся в размерах октаэдрических граней на месте ребер октаэдра образуются комбинационные поверхности, составленные краями октаэдрических пластин и соответствующие по своему положению граням ромбододекаэдра. Грани октаэдра могут быть полностью вытеснены ложными гранями {110}. В этом случае образуются кристаллы псевдоромбододекаэдрической формы, рассмотренные при описании ромбододекаэдров. При незначительном развитии ложных ромбододекаэдрических граней кристаллы сохраняют октаэдрическую форму. Поверхности, расположенные на месте октаэдрических ребер, могут быть тонко или грубо исштрихованы, или иметь желобчатое строение (рис. 26, *е*, *з*; 27, *в* — *е*).

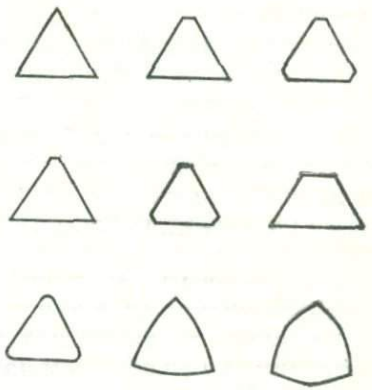


Рис. 28. Формы граней алмаза октаэдрического габитуса.

Грани отдельных кристаллов развиваются полицентрически. Для некоторых алмазов характерно многоглавое строение вершин. В местах выхода вершинок часто находятся неправильные углубления. Мелкие вершинки многоглавых октаэдров могут образовать ложные кубические поверхности (рис. 26, *и*).

Большинство октаэдров (60%) искажено (рис. 26, 27, 29). Отмечено удлинение или уплощение в направлении осей симметрии второго (20%) или третьего (15%) порядка, а также одновременно удлинение по L_2 и уплощение по L_3 (20%). Ассиметрично искажено около 5% кристаллов. Некоторые искаженные алмазы имеют идеально острые ребра и ровные гладкие грани (рис. 26, *б*). По степени удлинения сильно искаженные октаэдры распределяются следующим образом:

Степень удлинения	Распределение, %
1,1—1,5	37
1,5—2,0	43
2,0	20
Сумма	100

Поверхность большинства (70%) октаэдрических кристаллов кажется гладкой при изучении под бинокулярным микроскопом при небольших увеличениях. Примерно у трети кристаллов грани матированы (20% октаэдров) или покрыты специфичным скульптурным узором (у 10% кристаллов). При больших увеличениях тонкий скульптурный узор заметен на гранях большинства октаэдров. Примеры скульптур октаэдрических граней показаны на прилагаемых рисунках 29, 30.

Наиболее характерным узором поверхности граней {111} являются впадинки и выступы тригонального очертания (рис. 29, *а, в, г — ж* и др.). Впадинки отвечают по форме отрицательной обычной или усеченной трехгранной пирамидке либо имеют вертикальные стенки. Боковая поверхность тригональных углублений бывает горизонтально исштрихована (рис. 29, *е*), реже — покрыта вертикальными бороздками (рис. 29, *и*). На нижней поверхности впадинок иногда различается скульптурный узор второго порядка в виде мелких треугольных углублений.

Тригональные углубления обычно обратно ориентированы относительно очертаний октаэдрической грани (рис. 29, *а, е*), реже наблюдается и прямая ориентировка (рис. 30, *а*). На отдельных октаэдрических гранях присутствуют единичные тригональные углубления, другие грани покрыты ими сплошь (рис. 29, *и, д*). Размеры треугольников варьируют в широких пределах — от очень мелких едва заметных лишь при больших увеличениях, до крупных, покрывающих значительную часть грани и хорошо различимых при обычном наблюдении под бинокулярным микроскопом. Неодинакова и глубина впадинок на гранях различных кристаллов. Плоскодонные мелкие углубления, соединяясь, образуют иногда сложные полигоны (рис. 29, *в*).

Тригональные углубления имеют различное происхождение и могут образоваться как в процессе роста, так и в результате растворения. Относительно крупные тригоны с параллельно исштрихованными или имеющими ступенчатое строение боковыми стенками интерпретируются обычно как фигуры роста (рис. 29, *а, е*). Мелкие тригональные впадинки чаще всего плоскодонные, с ровными стенками, вытянутые обычно рядами и приуроченные, как правило, к линиям скольжения деформированных кристаллов, могут рассматриваться как результат природного травления (рис. 29, *г, д*).

Грани отдельных октаэдров покрыты гексагональными углублениями. На их фоне развиваются иногда скульптуры второго порядка в виде мелких тригональных впадинок (рис. 29, *б, и*).

В ряде случаев на грани {111} наблюдаются небольшие выступы, холмики и пирамидки, имеющие, как и впадинки, три-

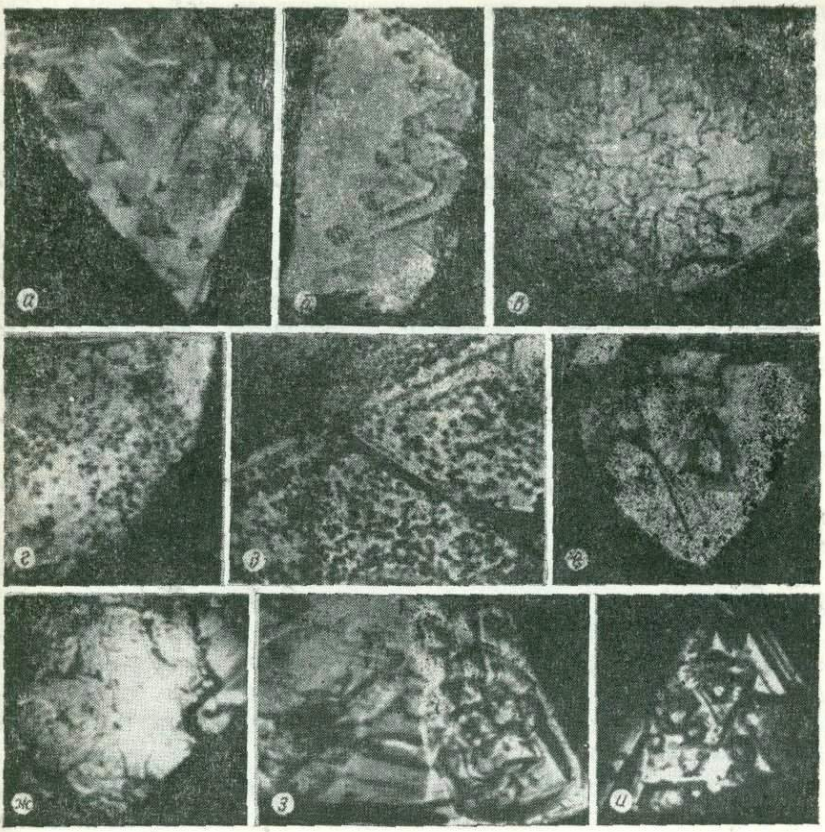


Рис. 29. Скульптура поверхности граней октаэдрических алмазов:

а — тригональные плоскодонные впадинки и выступы и пилообразный узор поверхности; б — шестиугольные углубления на грани, имеющей с одной стороны пилообразное строение; в — мелкие плоскодонные тригональные углубления, которые образуют, сливаясь, сложные полигоны; г, д — мельчайшие треугольники травления, вытянутые полосами вдоль линий скольжения; е — тригональные впадины с параллельно исштрихованной боковой поверхностью на округленной октаэдрической грани; ж — тригональные в плане холмики и пирамидки, в краевой части грани развита тригонтриоктаэдрическая (?) поверхность, возникшая, вероятно, в результате растворения; з — неровная, сильно корродированная грань, справа внизу намечается ребро, возникшее в результате растворения кристалла; и — гексагональные и тригональные углубления; заметны вертикальные бороздки на боковой поверхности впадинок.

гональные очертания в плане (рис. 29, *ж*; 30, *в*). У пирамидок обычно гладкие боковые поверхности и острые или слегка сглаженные вершинки. В большинстве случаев тригональные пирамидальные выступы развиваются на поверхности неровных, сильно корродированных граней и являются результатом растворения. Выступы имеют, как правило, прямую ориентировку относительно граней октаэдра. В некоторых случаях образуются удлиненные трехгранные пирамидальные холмики (рис. 29, *ж*; 30, *д*).

В краевых частях граней искаженных кристаллов отмечены треугольные выступы и впадинки, имеющие иногда слоистое строение и являющиеся, очевидно, образованиями роста. Такие выступы и углубления, чередуясь, образуют иногда характерный пилообразный скульптурный узор (рис. 29, *а, б*).

На гранях частично округленных кристаллов часто присутствуют единичные крупные уплощенные дитригональные выступы с гладкой поверхностью (рис. 30, *а*).

Изредка грани октаэдров имеют оригинальное «чешуйчатое» строение поверхности. Отдельные грани составлены многочисленными треугольными выступами, ориентированными согласно с очертаниями грани и напоминающими рыбью чешую (рис. 29, *е*).

Иногда октаэдрические грани неровные, сильно корродированные (рис. 33, *з*). На фоне корродированной поверхности некоторых кристаллов наблюдаются небольшие останцы сохранившихся относительно ровных, незначительно затронутых коррозией участков граней (рис. 30, *б, г, д*).

У части октаэдрических кристаллов грани матированы. Матировка от очень тонкой до грубой. При больших увеличениях видно, что матированные участки покрыты мельчайшими треугольными впадинками или неправильными ямками, неразличимыми при обычном наблюдении. Иногда матирован весь кристалл, включая и скульптурные углубления и выступы, в других случаях — только грани или даже лишь их центральные части. Сплошь матированные кристаллы теряют прозрачность. Блеск таких алмазов тускнеет. На некоторых кристаллах матированные участки располагаются отдельными пятнами. Матовые поверхности неоднократно воспроизводились искусственным травлением крупных кристаллов. Считается, что в природных условиях матировка может возникнуть в результате корродирующего воздействия газовой среды (М. А. Гневушев, Н. А. Бобков, З. В. Бартошинский, 1957; Ю. Л. Орлов, 1963 и др.).

Октаэдрические грани бывают покрыты сетью тонких извилистых или дискообразных трещин. Изредка наблюдаются уплощенные дисковидные выступы (рис. 29, *е*).

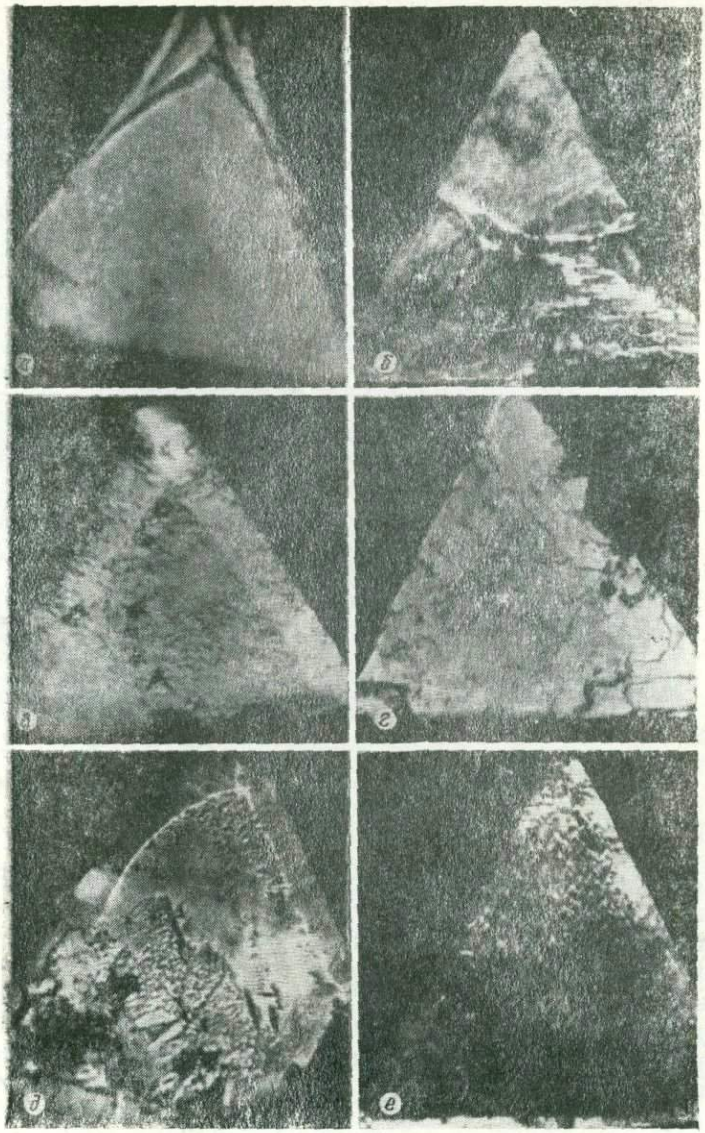


Рис. 30. **Скульптура поверхности граней октаэдров. Размеры кристаллов 0,2—0,25 мм:**

а—мелкие редкие тригональные углубления в прямой ориентировке относительно очертания грани; грань округленной формы; в верхней части кристалла видна расширяющаяся к вершине додекаэдрическая поверхность; б—частично корродированная грань, в верхней части останец первоначальной поверхности; в—грань октаэдра, окаймляемая тригонтриоктаэдрическими (?) поверхностями и покрытая трехгранными пирамидальными выступами, г—корродированная грань с сетью трещин, ориентированных параллельно ребрам октаэдра; в верхней части останец первоначальной грани; д—корродированная грань октаэдра, покрытая тригональными пирамидальными холмиками и окаймляемая тригонтриоктаэдром (?); е— „чешуйчатая" скульптура поверхности октаэдрической грани.

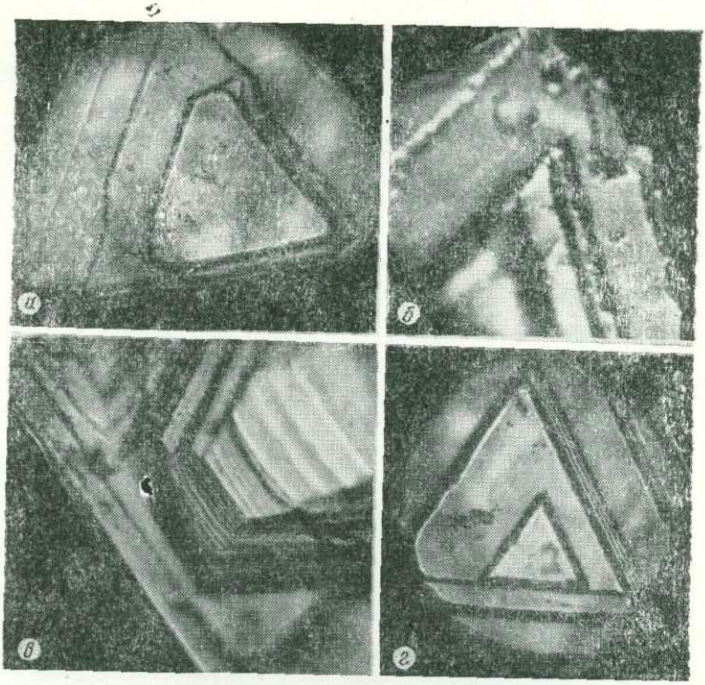


Рис. 31. Скульптура поверхности граней корунда. Размер зерен 0,2 мм.

Ложные грани ромбододекаэдра, притупляющие ребра кристаллов общего кубического габитуса, покрыты тонкой (иногда занозистой) штриховкой или грубой параллельной штриховкой. Они желобчатые, реже — совершенно гладкие округленные.

Кубические грани, притупляющие вершинки октаэдра и образовавшиеся в процессе роста, ровные, идеально гладкие, без видимого скульптурного узора. Ложные грани {100} неровные, сильно расчлененные, составленные многочисленными октаэдрическими вершинками.

Тригонтриоктаэдрические поверхности, возникающие на некоторых кристаллах, покрыты штриховкой или удлиненными холмиками, перпендикулярными к октаэдрическим ребрам (рис. 29, *ж, з*; 30, *в*).

Подобные скульптированные образования, наблюдавшиеся у алмазов Якутии и других известных месторождений, рассматри-

ваются обычно как результат природного растворения и коррозии кристаллов (М. А. Гневушев, Н. А. Бобков, З. В. Бартошинский, 1957; Ю. Л. Орлов, 1962, 1963).

Аналогичный скульптурный узор возникает и при искусственном травлении крупных кристаллов алмаза (А. А. Кухаренко, В. М. Титова, 1957; Ю. Л. Орлов, 1963 и др.).

Узор поверхности октаэдрических граней алмаза бывает сходен со скульптурами, наблюдаемыми на гранях корунда, муассанита, графита (рис. 31). Это необходимо учитывать при диагностике мелких алмазов.

Октаэдры различных россыпей Украины не отличаются между собой морфологическими особенностями.

Кристаллы ромбододекаэдрического габитуса

Ромбододекаэдрические кристаллы в самостоятельном развитии встречаются редко и составляют среди правильных многогранников от единичных кристаллов до 1,7% в различных неогеновых россыпях и до 3% в современных отложениях Украины. Уместно отметить, что среди нескольких тысяч просмотренных мелких алмазов из палеогеновых россыпей северного Казахстана ромбододекаэдрические кристаллы в самостоятельном развитии не встречены.

Из неогеновых россыпей Украины было выделено и изучено несколько сот кристаллов алмаза ромбододекаэдрического габитуса. Среди них примерно 30% составляют псевдоромбододекаэдры и 70% — кривогранные кристаллы — ромбододекаэдроиды (додекаэдроиды).

Псевдоромбододекаэдроиды возникают в результате пластинчатого зарастания граней октаэдрических кристаллов (рис. 36). Ромбододекаэдрические поверхности таких алмазов образованы краями многочисленных уменьшающихся в размерах октаэдрических пластин и могут рассматриваться как «ложные» грани {110}. Ребра октаэдрических пластин проявляются в виде тонкой или грубой параллельной штриховки. В местах выхода тройных осей сохраняются иногда небольшие площади граней октаэдра. Ложные грани ромбододекаэдра у некоторых кристаллов образуют входящий угол в направлении длинной диагонали ромба. Некоторые кристаллы сильно искажены. Псевдоромбододекаэдры исштрихованы параллельно длинным диагоналям ромбов, иногда имеют грубую ребристую поверхность.

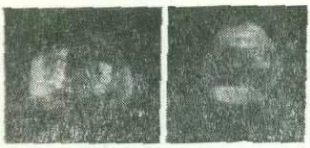


Рис. 32. Псевдоромбододекаэдры алмаза, образовавшиеся в результате пластинчатого зарастания граней октаэдрических кристаллов. Размеры кристаллов 0,17—0,23 мм.

На гранях]110[переходных кристаллов (октаэдр-ромбододекаэдр) наблюдается также сноповидная штриховка, расходящаяся в сторону октаэдрических вершин. Изученные псевдоромбододекаэдры не отличаются от описывавшихся ранее различными авторами крупных алмазов (А. А. Кухаренко, 1955; Ю. Л. Орлов, 1963, и др.).

Додекаэдроиды редко образуют идеальные формы. Как правило, они сложно искажены относительно различных элементов симметрии (рис. 33, 34). Некоторые додекаэдроиды имеют округлую форму, близкую к шаровидной и эллипсоидальной, со слабо выраженными ребрами и гранными швами. Последние часто сильно смещены и делят грани на неровные части. Среди додекаэдроидов много клиновидно деформированных кристаллов (напр., рис. 33, *и*).

Грани додекаэдроидов матированы (40% кристаллов), покрыты различным скульптурным узором (35%) либо гладкие, блестящие (25%).

Скульптура часто проявляется в виде тонкой, иногда занозистой штриховки, вытянутой вдоль длинных диагоналей ромбов (рис. 35, *а, б*). У выходов осей третьего порядка штриховка приобретает концентрический характер (рис. 34, *а, б*). Иногда грани со штриховкой имеют уступчатое строение (рис. 35, *а*).

Обрывистые стороны уступов приурочены, возможно, к линиям скольжения, возникшим в результате пластической деформации кристаллов алмаза. Обычны скульптуры в виде удлиненных пирамидальных и каплевидных холмиков и в виде узких бороздок (рис. 35, *в, г, е*). Реже встречается черепитчатый узор поверхности (рис. 35, *д*). Между штриховкой, удлиненными холмиками и черепитчатым строением имеются постепенные взаимные переходы.

Перечисленные скульптурные элементы вытянуты в направлении длинных диагоналей ромбов. Удлиненные холмики различно ориентированы в пределах одной и той же грани. Пологой частью они обращены к гранному шву, а крутой — в противоположные стороны (рис. 35, *е*). Благодаря этому положение гранного шва можно легко установить по ориентировке скульптурных элементов даже в случаях, когда он четко не проявляется на поверхности грани.

Изредка на отдельных гранях додекаэдроидов наблюдались выступы, повторяющие общие очертания грани.

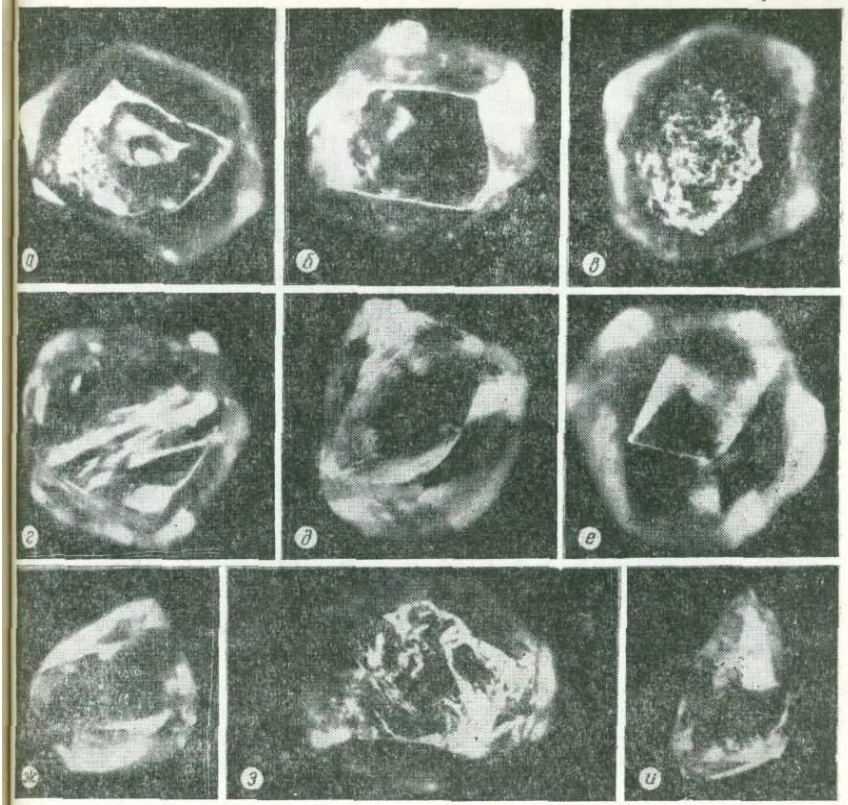


Рис. 33. Додекаэдрические кристаллы алмаза. Размер кристаллов 0,15—0,30 мм:

а — додекаэдроид, на одной из граней которого расположены выступы, повторяющие очертания граней; б, е — относительно правильные кристаллы чистой воды с гладкими гранями; в, з — алмазы с сильно корродированными гранями; г — додекаэдроид, на отдельных гранях которого расположены глубокие борозды, идущие в направлении длинных диагоналей; д — деформированный додекаэдроид чистой воды, поверхность которого покрыта тонкой занозистой штриховкой; ж, и — гладкогранные клиновидно деформированные кристаллы.

На рис. 35, *ж* показана сильно корродированная додекаэдрическая грань. Образование вытянутых пирамидальных и капле-видных холмиков и черепитчатой скульптуры на гранях додекаэдров обычно объясняют процессами растворения (А. Е. Ферсман, 1955; Ю. Л. Орлов, 1963).

На гранях отдельных додекаэдроидов наблюдался скульптурный узор в виде мелких кольцеобразных валиков.

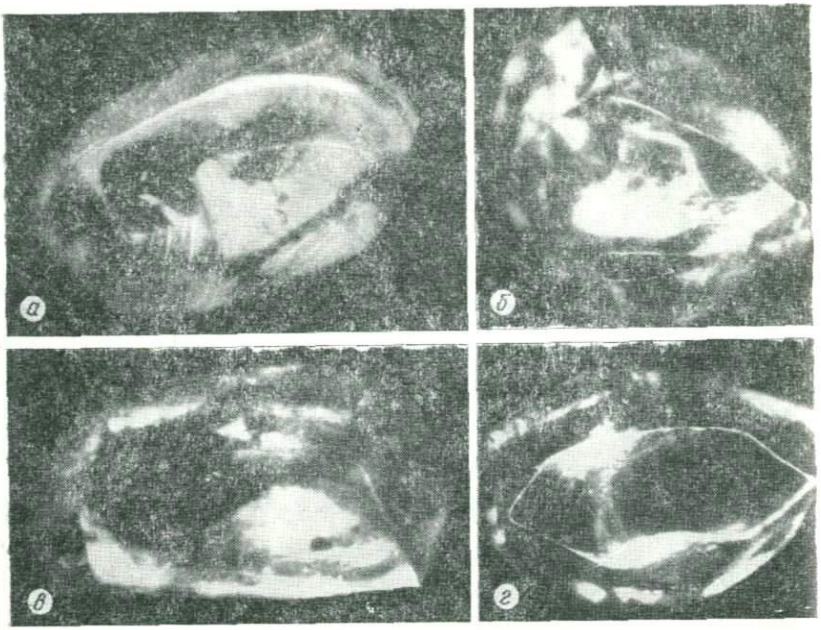


Рис. 34. Сильно искаженные додекаэдроиды. Размеры кристаллов до 0,28—0,33 мм по наибольшему измерению:
а, б — кристаллы с тонко исштрихованной поверхностью. У выходов осей третьего порядка штриховка имеет концентрический характер; в, г — гладкогранные алмазы.

Кристаллы тетраэдрического габитуса

Тетраэдр в самостоятельном развитии встречается чрезвычайно редко. Отмечены лишь единичные тетраэдрические кристаллы. На рис. 36, слева, показан несовершенный тетраэдр с относительно гладкими ровными гранями. На месте вершинок находятся округлые поверхности со следами тонкослоистого строения. Одно из ребер неправильное, неровное, а со стороны одной грани видна глубокая извилистая трещина. Кристалл, изображенный на рис. 36, справа, является правильным гладкогранным образованием без заметного скульптурного узора поверхности.

Возможно, с проявлением тетраэдра (а не октаэдра) мы имеем дело в случае некоторых кубических кристаллов, у которых небольшими гладкими гранями притуплены только противолежащие вершинки.

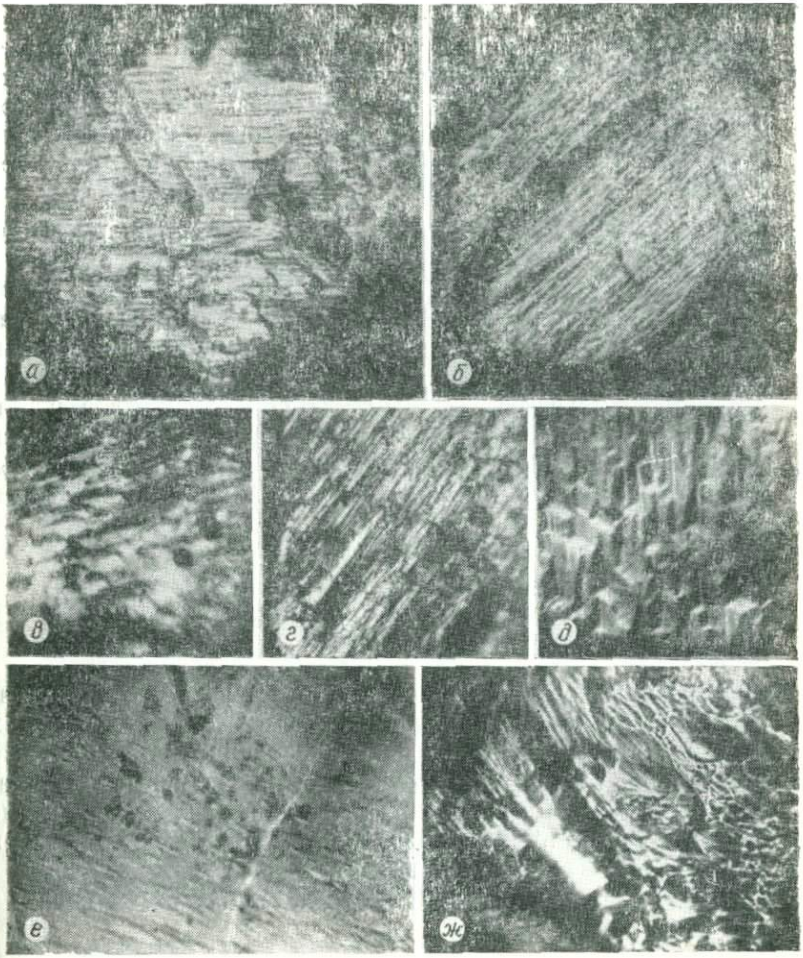


Рис. 35. Тонкая скульптура поверхности граней додекаэдрических алмазов: а — исштрихованная грань уступчатого строения; б—г — скульптуры поверхности в виде штриховки, удлиненных и каплевидных холмиков; д — черепитчатый узор поверхности; е — каплевидные холмики, обращенные пологими частями к гранному шву, а крутыми — в противоположные стороны.

Иногда тетраэдрические вершинки образуются в результате ступенчатого зарастания отдельных граней октаэдрических кристаллов.

Встречены обломки кристаллов, имеющих тетраэдрическую форму, но образовавшихся из октаэдров в результате раскалывания и «распиливания» последних. Механизм образования подобных псевдотетраэдров описан Ю. Л. Орловым (1963).

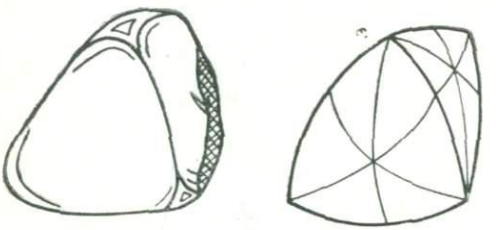


Рис. 36. Кристаллы тетраэдрического облика. Зарисовка.

Как прорастание двух тетраэдров могут рассматриваться алмазы днестровского типа, охарактеризованные при описании кубических кристаллов, и аналогичные им образования, а также своеобразные, редко встречающиеся кристаллы общей октаэдрической формы, охарактеризованные при описании двойников.

Комбинационные кристаллы

Эта морфологическая разновидность (рис. 37—39) составляет среди правильных многогранников 25—37% в неогеновых россыпях и до 36% в современных отложениях. Комбинационные кристаллы представлены преимущественно различными сочетаниями куба, октаэдра и ромбододекаэдра. Отмечены следующие комбинации: куб-ромбододекаэдр, куб-октаэдр-ромбододекаэдр,

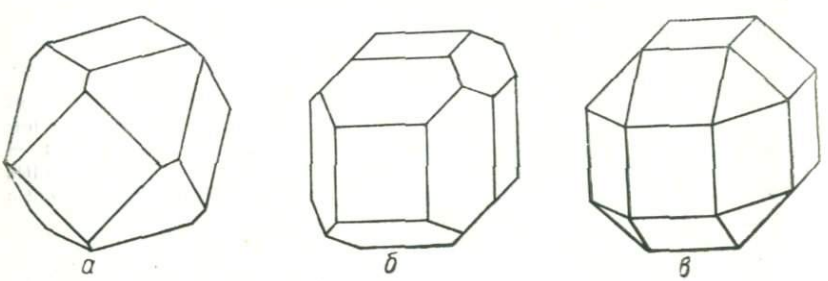


Рис. 37. Комбинационные кристаллы:
а — куб-октаэдр; б — куб-ромбододекаэдр; в — куб-октаэдр-ромбододекаэдр.

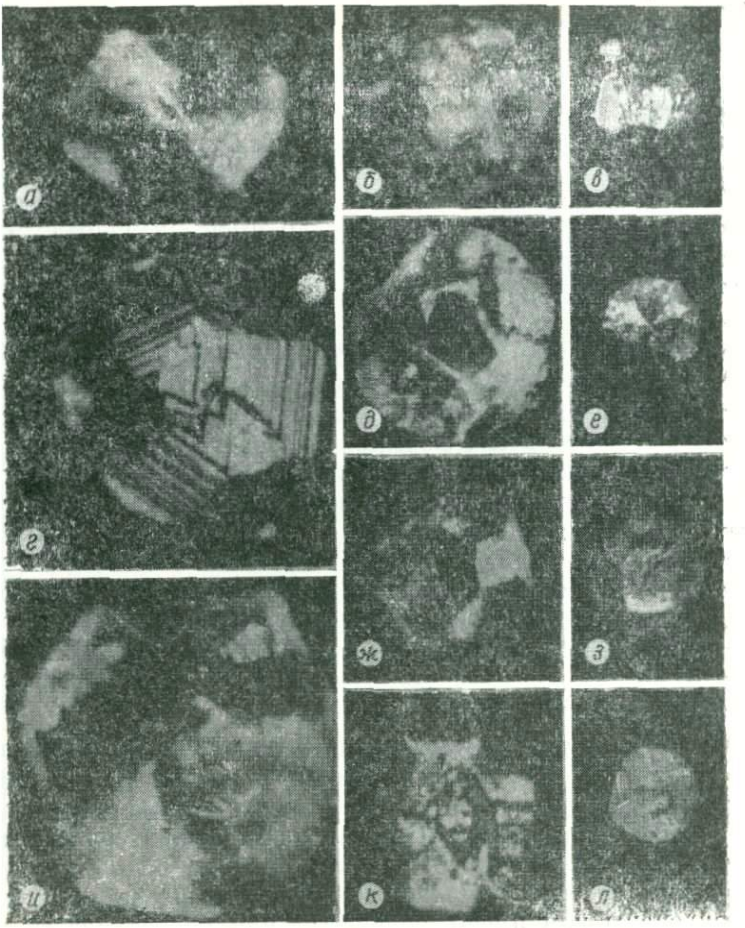


Рис. 38. Комбинационные кристаллы алмаза. Истинный размер зерен *0,15—0,3 мм*:

а — алмаз переходного октаэдро-ромбододекаэдрического габитуса; некоторые вершинки кристалла притуплены «ложными» кубическими поверхностями; б, г, л — комбинации куба, октаэдра и ромбододекаэдра; в — обломок кубо-октаэдра; на месте некоторых ребер кристалла расположены желобки; е — вид кристалла со стороны скола: видны пирамидки роста; ж — алмаз, который *может рассматриваться как комбинация* куба и пирамидального куба; з—к — кубооктаэдры; и — кубооктаэдр, в сечении видны пирамиды роста.

октаэдр-ромбододекаэдр и куб-октаэдр. Преобладают первые две разновидности. Реже встречается комбинация октаэдра с ромбододекаэдром. Для сравнения отметим, что среди комбинационных кристаллов алмаза из известных месторождений Сибири и Урала преобладают многогранники переходного октаэдро-ромбододекаэдрического габитуса, а различные комбинации октаэдра или ромбододекаэдра с кубом имеют подчиненное значение.

Между указанными выше комбинационными кристаллами алмаза из мелкозернистых россыпей Украины существуют постепенные взаимные переходы. Площадь, покрываемая гранями {100}, {111} и {110}, может быть различна. Алмазы, габитус которых определяется одной простой формой при резко подчиненном значении других форм, охарактеризованы при описании соответствующих морфологических разновидностей (куба, октаэдра и др.). Здесь нами рассматриваются лишь кристаллы, у которых суммарная площадь граней отдельных простых форм значительна и составляет не менее 30—60% от площади поверхности всего кристалла. Комбинационные кристаллы представлены плоскогранными, кривогранными и смешанными разностями. Идеализированные формы наиболее распространенных комбинационных кристаллов изображены на рис. 37. Реальные кристаллы показаны на рис. 38, 39.

В комбинации куб-ромбододекаэдр (рис. 37, *в*; 39, *д*) обе простые формы бывают представлены как плоско- так и кривогранными разновидностями. Грани куба обычно шероховаты, матированы, иногда покрыты правильным скульптурным узором четырехугольных впадинок, ориентированных под углом 45° к кубическим ребрам. Ромбододекаэдрические поверхности часто исштрихованы или имеют ребристый или волнообразный вид. Удлиненные элементы скульптуры этих граней ориентированы перпендикулярно направлению кубических ребер. Многие алмазы сильно искажены. Большинство кристаллов окрашено. Пример комбинации куб-ромбододекаэдр показан на рис. 38, *д*. У этого кристалла грани куба вогнутые, неровные. Ромбододекаэдрические поверхности слегка округлены, покрыты тонкой параллельной штриховкой. Отдельные вершинки кристалла притуплены маленькими неровными площадками в местах выхода осей симметрии третьего порядка.

Широко распространена комбинация куб-октаэдр-ромбододекаэдр (рис. 37, *в*; 38, *б*, *г*, *л*). Октаэдр в большинстве случаев представлен в этой комбинации плоскогранной разновидностью, а куб и ромбододекаэдр бывают как плоско-, так и кривогранными. При одинаковом развитии всех форм грани октаэдра

гладкие, ромбододекаэдра — со штриховкой в направлении длинных диагоналей ромбов (параллельно ребрам октаэдра) или ребристые, а грани куба неровные, обычно вогнутые, зачастую — «ложные», составленные многочисленными мелкими октаэдрическими вершинками. При заметном преобладании куба по отношению к октаэдру и ромбододекаэдру все грани становятся шероховатыми, а ромбододекаэдрические поверхности при этом — со штриховкой или ребристые. На месте граней куба иногда развиваются вогнутые корродированные поверхности. С возрастанием роли кубических граней усиливается окрашенность, уменьшается прозрачность и ослабевают люминесцентные свойства алмазов. Описываемые многогранники чаще всего изометрично развиты и редко бывают сильно искажены. Типичный пример кристалла, являющегося комбинацией куб-октаэдр-ромбододекаэдр, показан на рис. 38, *б*. У этого алмаза грани октаэдра относительно ровные, тонкопластинчатые. Кубические грани вогнутые, неровные, ромбододекаэдрические поверхности параллельно исштрихованы.

Рис. 39. Кристалл переходного габитуса — октаэдр-ромбододекаэдр.

В комбинации октаэдр-ромбододекаэдр, октаэдр бывает представлен плоско- и кривогранной разновидностями, а также переходными формами, а ромбододекаэдр — ложными гранями, образуемыми либо краями отступающих октаэдрических пластин, либо округлыми додекаэдрическими поверхностями. Грани {110} чаще всего параллельно исштрихованы вдоль длинной диагонали ромба или покрыты характерной сноповидной штриховкой. Иногда ромбододекаэдрические поверхности покрывают кристалл лишь с одной стороны, тогда как другая отвечает обычному октаэдру. Переходные октаэдро-ромбододекаэдрические кристаллы зачастую сложно искажены относительно различных элементов симметрии. Алмазы, как правило, бесцветны и прозрачны.

Примеры кристаллов переходного октаэдро-ромбододекаэдрического габитуса показаны на рис. 38, *а* и 39. Первый кристалл искажен — вытянут по оси второго и уплощен по оси третьего порядка. Некоторые его вершинки притуплены «ложными» гранями куба. Кристалл, изображенный на рис. 39, имеет правильную форму. Большая часть его поверхности покрыта тонкой штриховкой.

Кубо-октаэдры показаны на рис. 37, *а*; 38, *в*, *е*, *з*, *и*, *к*. У кристаллов *в* и *з* октаэдрические и кубические грани ровные и отно-

сительно гладкие. Некоторые октаэдрические ребра этих кристаллов острые, на месте остальных ребер располагаются отдельные желобки и узкие желобчатые поверхности, являющиеся, очевидно, результатом растворения. Кристаллы описываемого типа обычно бесцветные. В целом они могут рассматриваться как образования роста, подвергшиеся впоследствии незначительному растворению, приведшему к образованию желобков на месте октаэдрических ребер. В сечении таких кристаллов зачастую видны пирамиды роста (рис. 38, *е*, *и*). Кубо-октаэдры с ровными, гладкими гранями {100} встречаются редко. Более обычны многогранники, у которых куб представлен неровными ложными гранями, составленными многочисленными октаэдрическими вершинками. Большинство таких кристаллов окрашено, полупрозрачно или непрозрачно. На рис. 38, *к* показан алмаз с сильно корродированной поверхностью кубических граней. Октаэдрические грани развиты несильно. Отдельные октаэдрические грани не сохранились. Очевидно, кристалл после его формирования подвергался сильному растворению.

Двойники и сростки

В сумме среди мелких алмазов двойники и сростки составляют от 5 до 10%. В них могут находиться все описанные выше морфологические разновидности алмаза (плоско- и кривогранные кубы, октаэдры, ромбододекаэдры и различные их комбинации).

Двойники представлены сросшимися и проросшими разновидностями. Чаще всего сдвойникованы кристаллы кубического облика, реже встречаются двойники октаэдров и комбинационных кристаллов. Отмечены единичные сдвойникованные тетраэдры. Двойники псевдоромбододекаэдров и додекаэдроидов не встречены.

Для кубических алмазов наиболее характерны двойники прорастания. Кубические двойники прорастания, которых долгое время находили только в Бразилии (А. Е. Ферсман, 1955), широко распространены на юге Русской платформы. Среди изученных алмазов двойниками прорастания представлено около 7% от алмазов общего кубического габитуса. Особенно характерны они для кубоидов, среди которых сдвойниковано до 12% кристаллов. Двойники прорастания кубических кристаллов показаны на рис. 40, *а*—*в*. Отдельные индивиды прорастают друг друга неполностью. В таком случае прорастание заметно только с одной стороны алмаза, тогда как с другой стороны он ничем не отличается от обычного кубического многогранника. Поверхность кубических двойников прорастания, как правило, сильно корродированная, шероховатая. Такие алмазы обычно окрашены и непрозрачны. Реже кубические алмазы не прорастают друг друга и срастаются (рис. 40, *г*).

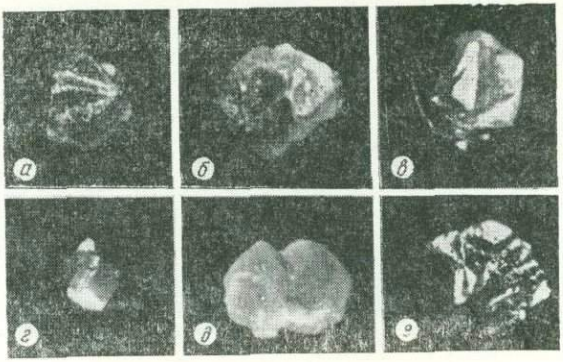


Рис. 40. Двойники и сростки алмазов кубического габитуса. Истинные размеры зерен 0,15—0,30 мм: а, в — двойники прорастания; б — два сросшихся двойника прорастания; г, д, е — сростки двух, трех и нескольких кубов.

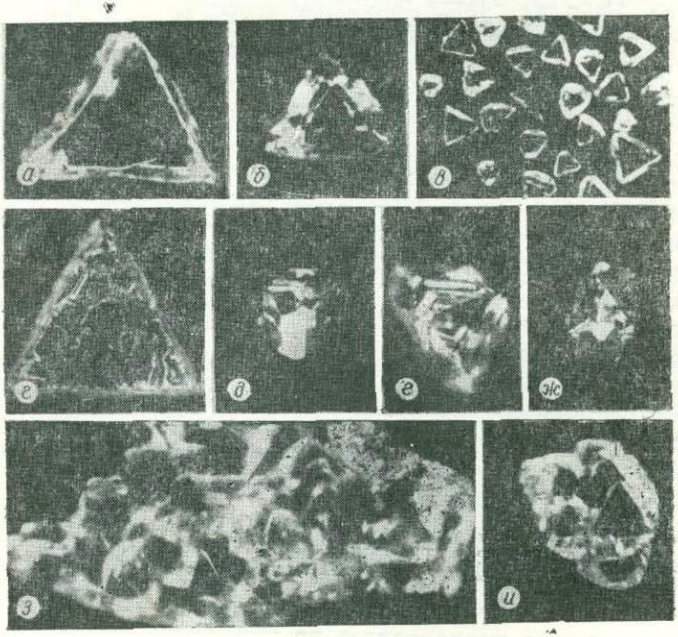
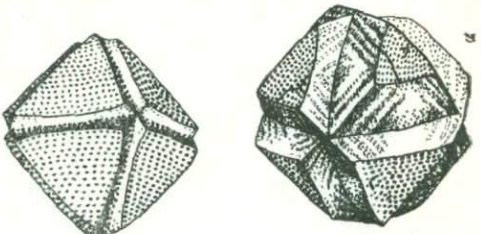


Рис. 41. Двойники и сростки октаэдрических алмазов. Истинные размеры зерен 0,15—0,40 мм:

а—д — уплощенные двойники октаэдров по шпинелевому закону; е — срастание двух уплощенных октаэдров; ж, з — неправильные сростки октаэдрических кристаллов; и — параллельный сросток нескольких октаэдров.

Рис. 42 Кристалл октаэдрического габитуса с глубокими желобками на месте ребер. Размер кристалла 0,2 мм.



а *б*

Рис. 43. Кристаллы общего октаэдрического габитуса из Бразилии, которые могут рассматриваться как двойники прорастания тетраэдров. По А. Е. Ферсману (1955). Слева — алмаз весом 10 мг, справа — 12 мг.

Для алмазов октаэдров более характерны двойники срастания (рис. 41, *а*, *е*). Чаще всего они имеют в плане тригональную или дитригональную форму и представлены кристаллами сильно уплощенными в направлении тройной оси. Изредка дитригональные пластинчатые двойники в плане имеют почти округлую форму. Октаэдрические двойники срастания иногда отличаются от искаженных монокристаллов только наличием двойникового шва, различимого при наблюдении в торец плоских зерен (рис. 41, *д*). Грани октаэдрических двойников, как правило, ровные, гладкие. Реже имеют пластинчатое и ступенчатое строение и покрыты различным скульптурным узором, описывавшимся выше. Очень редко встречаются сросшиеся кристаллы типа показанных на рис. 41, *е*. Сдвойникованные октаэдры обычно бесцветные, прозрачные.

Представляющий интерес кристалл общего октаэдрического облика с глубокими желобками на месте ребер показан на рис. 42. Аналогичные алмазы из Бразилии рассматривались А. Е. Ферсманом (1955) как прорастание двух тетраэдров (рис. 43). Такой же интепретации придерживается Ю. Л. Орлов (1963), И. И. Шафрановский (1964) относит подобные алмазы к усложненной форме октаэдра с вогнутыми ребрами.

Изредка встречаются тройники алмазов. Сложный тройник прорастания октаэдров показан на рис. 44.

Сростки можно подразделить на параллельные и неправильные. В первом случае индивидуальные кристаллы, входящие в сросток, определенным образом взаимно ориентированы, во втором — расположены беспорядочно. В некоторых сростках находится до нескольких десятков отдельных кристаллов. Кристаллы, входящие в состав сростков, имеют, как правило, общий кубичес-

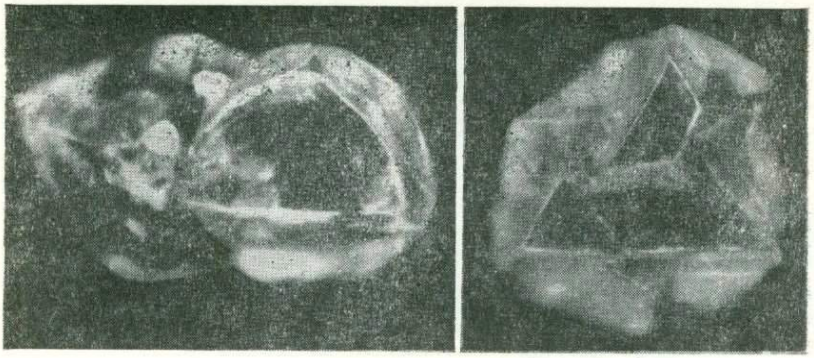


Рис. 44. Срастание (слева) и прорастание октаэдров алмаза. Размеры зерен 0,3 и 0,2 мм.

кий или октаэдрический облик. На рис. 40, *д, е* показаны сростки кубических кристаллов, на рис. 41, *ж—и* — неправильные и параллельные сростки октаэдров. Индивидуальные кубические кристаллы, составляющие сростки, имеют шероховатую поверхность, окрашены, непрозрачны, а октаэдры в большинстве случаев гладкие, бесцветные, прозрачные. Изредка встречаются сростки серых и темно-серых, почти черных, за счет многочисленных включений графита, октаэдрических кристаллов.

Оригинальный сросток двух двойников прорастания кубических алмазов показан на рис. 44, *б*.

Микроагрегатные зерна и алмазы с оболочкой

Эти разновидности составляют среди изученных алмазов от 4 до 15%. Микроагрегатные алмазы имеют обычно неправильную форму и состоят из многочисленных мельчайших микрозерен, как правило, тоже неправильной формы, различимых лишь при больших увеличениях (рис. 45). Подобные образования обычно относятся к борту (Ю. Л. Орлов, 1963, и др.). Микроагрегатные алмазы могут быть плотными или рыхлыми. Рыхлые обладают повышенной хрупкостью и легко распадаются при раздавливании на массу составляющих их мельчайших микроиндивидов. Микроагрегатные зерна интенсивно окрашены, непрозрачны и имеют алмазный блеск с жирным или шелковистым оттенком.

В некоторых случаях агрегатное строение имеют не только неправильные зерна, но и алмазы общего кубического облика

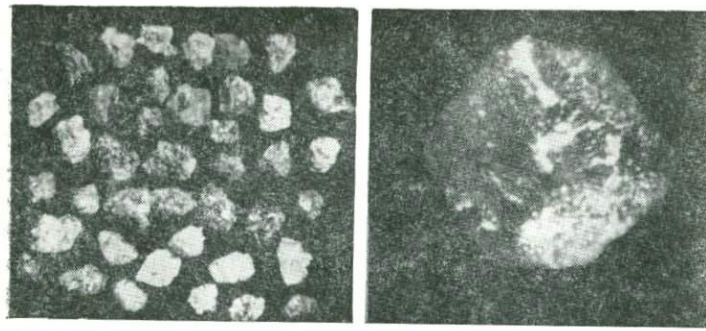


Рис. 45. Алмазы микроагрегатного строения. Слева — зерна неправильной формы, справа — микроагрегатный алмаз кубического облика. Размеры зерен 0,15—0,25 мм.

(рис. 45). Микрозернистость хорошо различается на свежих сколах таких алмазов. Кроме того, встречаются сфероидальные кубические алмазы, а также комбинационные формы с различным сочетанием граней куба, октаэдра и ромбододекаэдра, имеющие микрозернистую или волокнистую оболочку. Это так называемые алмазы с оболочкой (*coated diamonds* в английской терминологии). В отечественных месторождениях таких алмазов больше всего в трубке «Айхал». Встречаются они также в трубке «Мир» и в россыпях Приленской области. Среди зарубежных месторождений эта разновидность наиболее широко распространена в Сьерра-Леоне и Конго (Африка). Алмазы с оболочкой из указанных районов описаны различными авторами (Ю. Л. Орлов, 1968; *Grantham*, *Allen*, 1960; *Kamiya*, *Lang*, 1965, и др.). В Сьерра-Леоне среди алмазов с оболочкой преобладают октаэдры, а в мелких классах (—2 *мм*) обычны и кубы (*Grantham*, *Allen*, 1960). Среди алмазов с оболочкой россыпей Украины наиболее распространены разности кубического и сфероидального облика и комбинации с преобладанием граней куба при подчиненной роли ромбододекаэдра. Кубы с оболочкой часто сдвойникованы. Реже встречаются кубооктаэдры и совсем редко — октаэдры. Между алмазами с оболочкой и обычными кристаллами имеются постепенные взаимные переходы. Такие же переходы наблюдались среди алмазов Сьерра-Леоне (*Grantham*, *Allen*, 1960).

Толщина оболочки различна. Иногда агрегатное строение имеет почти все зерно. В других случаях оболочка облегает внутреннее ядро тончайшим слоем. На примере мелких алмазов подтверждаются наблюдения Ю. Л. Орлова (1968), основанные на изучении более крупных алмазов, что наиболее толстая оболочка характерна для алмазов кубического облика.

Между оболочкой и внутренним ядром обычно четкая граница. Иногда оболочка имеет зональное строение. Алмазы с оболочкой, как правило, изометрично развиты.

При больших увеличениях в составе оболочки различимы многочисленные мельчайшие темные включения. Оболочка может быть равномерной микрозернистой либо шестоватой, волокнистой. Иногда встречаются окрашенные зональные, неправильно округлые алмазы с небольшим ассиметрично расположенным внутренним ядром и толстой оболочкой, имеющей радиально-лучистое строение (рис. 46). Ядро обычно окрашено менее интенсивно и часто в иной цвет, чем периферийная микрозернистая часть. Изредка ядро бесцветное.

Рис. 46. Кубоид алмаза с маленьким, ассиметрично расположенным ядром и толстой радиальной оболочкой. В сечении. Размер кристалла 0,25 мм.

Для крупных алмазов известных месторождений характерно повышенное содержание примесей Si, Al, Mg, Ca, Fe, Ti в оболочке по сравнению с внутренним ядром (Ю. Л. Орлов, 1968). Очевидно, такая закономерность имеет место и для мелких алмазов аналогичного строения.

Алмазы с оболочкой часто трещиноваты, а на их поверхности заметны глубокие каналы травления. Отмечены единичные шаровидные зерна типа баллас (Ю. Л. Орлов, 1963) с характерным строением поверхности в виде причудливых многоугольников с покрывающей их концентрической штриховкой.

Очень редко встречаются плотные неправильно-угловатые зерна алмаза темно-фиолетового и черного цвета с эмалевидной микрокавернозной поверхностью типа карбонадо.

Микрозернистые алмазы и оболочки на обычных алмазах, очевидно, образовались при пониженных параметрах температуры и давления из обогащенного примесями расплава.

Уплощенные сильно деформированные зерна

Разновидность уплощенных сильно деформированных зерен алмазов (рис. 47, 48) встречается в россыпях Украины и Северного Казахстана. Больше всего таких зерен в неогеновых титаноносных песках Приднепровья (до 3—5% от всех алмазов). Здесь эта разновидность представлена, как правило, уплощенными неправильно-угловатыми или округленными в плане зер-

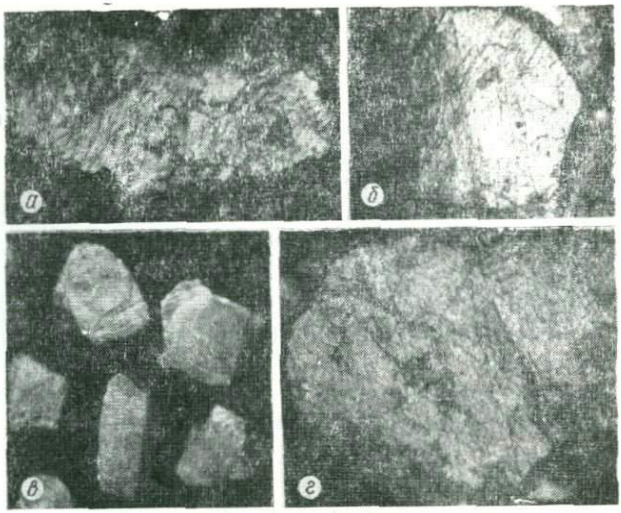


Рис. 47. *Уплощенные, сильно деформированные алмазы.*

нами (рис. 47). В некоторых случаях они имеют форму несовершенного треугольника, трапеции или пятиугольника, отдельные стороны которого прямые, тогда как другие стороны неправильные, зазубренные. Поверхность зерен относительно ровная, матовая, шероховатая. У некоторых зерен даже при небольшом увеличении (×25) под бинокулярным микроскопом хорошо видны системы линий и полос скольжения, пересекающихся в двух-трех направлениях. Алмазы описываемой разновидности полупрозрачны или непрозрачны, окрашены в желто-бурый, серый и другие цвета с характерным перламутровым отливом, редко бесцветные, имеют специфичный шелковистый или жирный оттенок блеска и легко отличаются под бинокулярным микроскопом от алмазов иного типа. При больших увеличениях уплощенные зерна обнаруживают характерное интересное строение (рис. 47, 48). Чаще всего на поверхности алмазов наблюдаются системы *густорасположенных* субпараллельных линий и выклинивающихся кулисообразных, иногда причудливо изогнутых полос, пересекающихся в одном-двух направлениях более редкими линиями и полосами. Узор поверхности отдельных зерен представлен волнистой субпараллельной штриховкой или чередующимися веретенообразными выступами и углублениями. Оптическими исследованиями установлено сложное внутреннее строение прозрачных и полупрозрачных разновидностей. Наблюдаемые на поверхности выклинивающиеся линии и полосы при расфокусировке микроскопа прослеживаются вглубь зерен. Таким

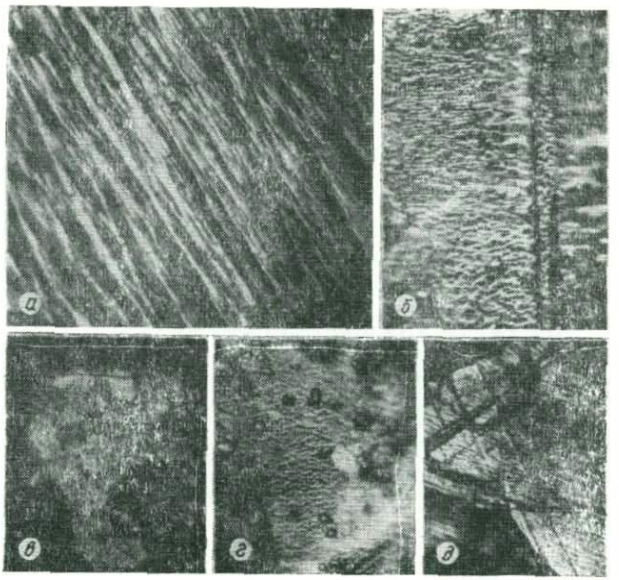


Рис. 48. Тонкая скульптура поверхности уплощенных, деформированных зерен алмаза; а, б — увеличено в 350 раз; в—д — увеличено в 200 раз.

образом, описанный скульптурный узор тесно связан с внутренним строением алмазов и не является чисто поверхностным образованием. На поверхности зерен иногда наблюдаются четко очерченные неправильно-округлые выступы. У части зерен поверхность сильно корродированная, без явно выраженного скульптурного узора.

Особенности внешней морфологии и внутреннего строения свидетельствуют о том, что зерна описываемой разновидности испытали воздействие значительных механических нагрузок и находились под большим давлением. Это подтверждается и тем фактом, что для описанных алмазов характерна сильная анизотропия с образованием причудливых фигур, зачастую отвечающих по форме скульптурному узору. У желто-бурых и серых алмазов оптическая анизотропия выражена резче, чем у бесцветных прозрачных и полупрозрачных. Последние, возможно, возникли в результате преобразования обычных кристаллов. Это подтверждается наличием промежуточных по свойствам разностей между спайными выколами нормальных кристаллов и бесцветными и полупрозрачными уплощенными деформированными зернами. Такое преобразование могло иметь место при метаморфических изменениях материнских пород либо проме-

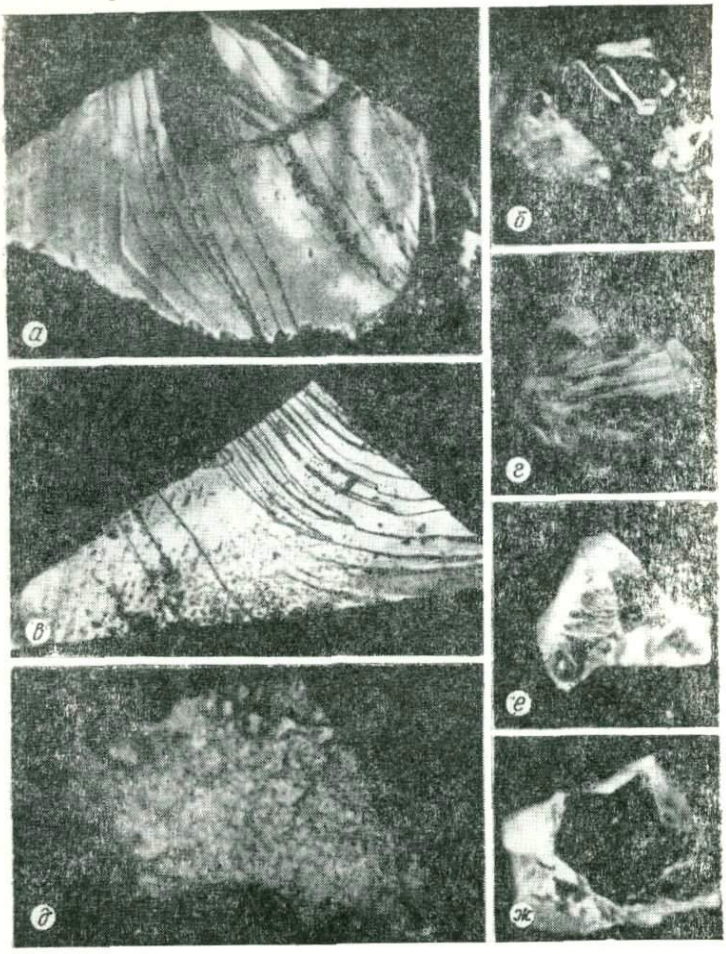


Рис. 49. Осколки кристаллов алмаза из россыпей Украины (а—в, е, ж) и Казахстана (д). Размер зерен 0,09—0,28 мм.

жуточных осадочных алмазосодержащих коллекторов. Не исключено, что желто-бурые и серые алмазы рассматриваемой разновидности возникли в результате первоначального роста в условиях сильного одностороннего, очевидно, кратковременного сжатия и впоследствии были протравлены с поверхности.

Осколки кристаллов

Эта разновидность (рис. 49) в неогеновых россыпях Украины составляет более половины всех зерен алмаза. Количество

осколков в полтавских отложениях бассейна р. Самоткань около 60%, в сарматских песках этого же района — 55—69%, в россыпях левобережья Днепра (бассейн р. Волчьей) и района р. Рось — около 60%; в современных россыпях Украины неправильные угловатые осколки алмаза составляют примерно 30%. Сравнительное изучение цвета, люминесцентных свойств и строения поверхности осколков кристаллов и правильных многогранников показало, что около половины осколков ранее принадлежало кубическим кристаллам. В ряде случаев установить принадлежность осколка к той или иной первоначальной морфологической разновидности алмаза не удается.

Поверхность неправильных оскольчатых зерен покрыта разнообразным узором, аналогичным описывавшемуся ранее различными авторами (А. А. Кухаренко, 1955; Ю. Л. Орлов, 1963; Е. И. Шеманина, В. И. Шеманин, 1964, и др.). У изученных кристаллов чаще всего это — штриховка, матировка и шероховатость поверхности, параллельные или неправильные причудливо изогнутые трещинки, тригональный узор (рис. 49). По специфичному скульптурному узору на сохранившихся участках граней удается иногда распознать первоначальный облик кристалла.

Характер поверхности сколов зависит от их ориентировки. Сколы по октаэдрической спайности гладкие или ступенчатые, часто скульптированные треугольными углублениями. Поверхности, близкие к ромбододекаэдрическим, имеют шестоватое, черепитчатое строение, покрыты вытянутыми удлиненными холмиками, исштрихованы. Сколы, субпараллельные кубическим граням, неровные, покрытые сетью пересекающихся трещин, иногда скульптированы неправильными четырехгранными пирамидками и впадинками. Неправильные сколы покрыты обычно параллельными, веерообразными или зазубренными трещинками либо имеют ступенчатое строение (рис. 49, *в*). На такой поверхности бывают различимы параллельно вытянутые ряды многочисленных мелких треугольников травления (рис. 49, *в*). Наблюдались раковистые, неровные и серповидные поверхности сколов. Многие неправильные обломки имеют микрозернистую, шероховатую поверхность.

Природный механический износ зерен алмаза

Крупные, механически изношенные кристаллы алмаза, довольно обычные в россыпях Урала и Сибири, хорошо изучены и детально описывались различными авторами (Н. А. Кухаренко, 1955; Ю. Л. Орлов, 1963; М. А. Гневушев, Е. И. Шеманина, 1967, и др.). Судя по литературным данным, алмазы со следами механического износа присутствуют во всех россыпях, значительно удаленных от первоначальных источников. Не являются

исключением в этом отношении и алмазоносные россыпи Украины. Среди правильных кристаллов изученых мелких алмазов до 1—3% изношенных зерен. Для сравнения отметим, что в россыпях Северного и Среднего Урала изношенные кристаллы составляют соответственно 21 и 9% (М. А. Гневушев, Е. И. Шеманина, 1967). С учетом того, что исследованные титаноносные пески многократно переотлагались и что большинство изученных россыпей формировались в зоне повышенной гидродинамической активности, приведенные для россыпей Украины цифры, на первый взгляд, кажутся незначительными. Однако необходимо учесть, что мелкие зерна лучше крупных противостоят абразивному воздействию даже в случае, когда окружающая среда представлена песчано-гравийно-галечным, а не только песчаным материалом. Это подтверждается, в частности, на примере Урала, где мелких изношенных кристаллов значительно меньше, чем более крупных (М. А. Гневушев, Е. И. Шеманина, 1967).

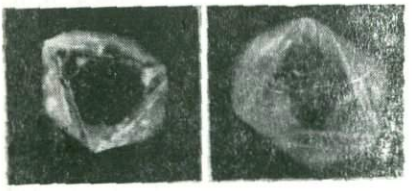


Рис. 50. Октаэдрические кристаллы алмаза со следами механического износа.

По характеру проявления механического износа мелкие алмазы не отличаются от крупных. Следы механического износа лучше всего заметны на хорошо ограненных октаэдрических и додекаэдрических кристаллах. У слабо изношенных кристаллов притуплены, «забиты» только вершинки и ребра. При более сильном износе на гранях появляется матировка, наиболее интенсивная в привершинных и в приреберных участках. Иногда матирован весь кристалл. Характерно, что на матированных участках даже при больших увеличениях не различается неправильный скульптурный узор. В реберных частях некоторых кристаллов наблюдаются выщербинки и небольшие выколы. Отдельные изношенные кристаллы покрыты сетью неправильных, иногда кольцеобразных трещинок, количество которых увеличивается вблизи ребер и вершин (рис. 50).

Конкретно говорить о дальности переноса на основе изучения следов механического износа трудно. О возможном порядке цифр дальности транспортировки дают представление следующие данные. При переносе реками на 300—400 *км*, как это установлено на примере Сибирской платформы, алмазы не изнашиваются (М. А. Гневушев, Е. И. Шеманина, 1967). Эти данные относятся к алмазам, крупнее 1 *мм*. Алмазы меньшей крупности, очевидно, могут переноситься без заметных следов износа и на значительно более далекие расстояния, особенно, если они

транспортируются в составе песчаного, а не песчано-гравийно-галечного материала. Это подтверждается результатами наших опытов по моделированию транспортировки песчаного материала с мелкими алмазами*. При условной дальности переноса 3200 км следы износа не были обнаружены не только на кристаллах алмаза, но и на зернах других минералов (кварца, циркона, ильменита, рутила, ставролита, дистена, силлиманита и альмандина). Таким образом, следы механического износа свидетельствуют об исключительно длительном и дальнем переносе и многократном переотложении изношенных кристаллов алмаза.

Включения в алмазе

Довольно обычны черные графитоподобные включения. Они равномерно распределены в объеме кристалла либо представлены отдельными пятнистыми скоплениями точечных включений. Отмечены также черные одиночные включения неправильной или дисковидной и розеткообразной формы. Графитоподобные включения часто придают алмазу серую и черную окраску. Кристаллы с большим количеством черных включений непрозрачны.

Изредка наблюдались включения алмаза в алмазе, определявшиеся по морфологии и физическим свойствам. Алмазы-«узники» чаще всего бывают бесцветные и имеют округленную форму.

В отдельных кристаллах наблюдались округлые и неправильной формы красновато-оранжевые и зеленые включения, диагностировать которые не удалось. В центральной части некоторых кристаллов отмечены также недиагностированные единичные точечные красноватые включения, хорошо заметные при наблюдении в проходящем свете.

У алмазов кубической формы включения зачастую расположены вблизи вершинок кристаллов. К включениям часто приурочены мелкие трещинки.

Особенности кристалломорфологии мелких алмазов

Вкратце суммируем результаты изучения кристалломорфологии. Исследованные мелкие алмазы представлены теми разновидностями, выделяемыми по морфологическим признакам, что и алмазы известных месторождений, а отдельные ограненные мелкие алмазы не отличаются по форме от более крупных кристаллов описанных различными авторами (А. Е. Ферсман, 1955; А. А. Кухаренко, 1955; М. А. Гневушев, З. В. Бартошинский, 1959; Ю. Л. Орлов, 1963, и др.). И мелкие, и крупные алмазы

* По результатам транспортировки во вращающемся фарфоровом барабане диаметром 16,7 см при окружной скорости вращения 2,3 км/ч.

представлены правильными многогранниками различного габитуса, двойниками, микроагрегатными и другими разностями, охарактеризованными выше. Исключение — уплощенные, сильно деформированные зерна, наличие которых является одной из особенностей мелких алмазов. Описания подобных разновидностей в опубликованной литературе нами не встречены.

Соотношение же морфологических разновидностей среди мелких и крупных алмазов различно. Правильные многогранники алмаза мелкозернистых россыпей представлены в основном кубическими кристаллами, среди которых много (до 25%) кубоидов. Поверхность кубических граней зачастую покрыта оригинальным скульптурным узором, не наблюдавшимся у крупных алмазов.

Кубическими гранями покрыта значительная часть комбинационных кристаллов. Октаэдры имеют подчиненное значение. Роль алмазов ромбододекаэдрического облика ничтожна. Относительно много микроагрегатных зерен, составляющих в неогеновых россыпях от 4 до 15%. Характерно также наличие уплощенных сильно деформированных зерен (до 3—5%).

Общими особенностями мелких алмазов являются: специфичное соотношение различных кристалломорфологических форм при преобладании кубов, подчиненном количестве октаэдров и ничтожной роли ромбододекаэдров; наличие оригинального скульптурного узора на гранях куба; присутствие значительного количества микроагрегатных разностей и наличие уплощенных, сильно деформированных зерен.

3. Физические свойства

Основные материалы, приведенные в этом разделе, получены в результате изучения большой коллекции мелких алмазов, преимущественно из неогеновых и современных россыпей различных районов Украины.

Оптическая анизотропия

Подавляющая часть алмазов месторождений Урала, Сибири, Южной Африки и других регионов имеет оптическую анизотропию. Совершенно изотропны только редкие кристаллы (А. А. Кухаренко, 1955; З. В. Бартошинский, М. А. Гневушев, 1958; А. В. Варшавский, 1968, и др.). Не являются исключением в этом отношении и алмазы Украины, обнаруживающие значительное сходство по характеру двупреломления с алмазами Урала и Сибири.

Нами детально исследовано 800 алмазов мелкозернистых россыпей Украины (всего просмотрено несколько тысяч образ-

цов), среди которых была усредненная партия (300 кристаллов) и 500 алмазов различных разновидностей, выделенных по кристалломорфологическим признакам. Изучение проводилось поляризационными микроскопами МИН-8 и «Польми А» с осветителем ОИ-24. Кристаллы помещались в высокопреломляющую иммерсионную жидкость с показателем преломления 1,98—2,10. Разность хода определялась с учетом интерференционной окраски по шкале интерференционных цветов (В. И. Лучицкий, 1947; В. Б. Татарский, 1965). Толщина зерен замерялась окулярной линейкой и методом «пылинок». Двупреломление рассчитывалось из значений разности хода и толщины кристаллов по формуле $\left(n_g - \right)n_p = \frac{\Delta}{d}$, где $\left(n_g - n_p\right)$ — двупреломление, Δ — разность хода, d — толщина кристалла.

Интерференционная окраска исследованных алмазов темно-серая, серо-синяя, белая и желтая первого порядка, иногда от сине-зеленой до фиолетовой второго порядка. В скрещенных николях наблюдались картины анизотропии, аналогичные выделенным для алмазов Сибири (З. В. Бартошинский, М. А. Гневушев, 1958), а именно: в виде волнисто-пятнистого, зонального и секториального погасания, дугообразных фигур. Кроме того, нами отмечено полосчатое и сетчатое погасание. В одном и том же кристалле наблюдалось по две и даже по несколько указанных анизотропных картин. Двупреломляющие участки зачастую приурочены к включениям и трещинам. Распределение кристаллов по силе двупреломления приведено в табл. 13.

Таблица 13

Распределение разновидностей алмаза по силе двупреломления, %

Величина двупреломления, $\times 10^3$	Средняя партия	Октаэдры	Шпинелевые двойники октаэдров	Кубы	Кубоиды	Плоские деформированные зерна
0	—	8	5	1	—	—
0 — 0,5	14	12	—	6	1	9
0,5— 1,0	70,7	78	70	39	3	9
1,0— 2,0	15	2	25	53	84	19
2,0—10,0	0,3	—	—	1	2	63

В среднюю партию отбирались прозрачные алмазы с относительно плоскими и параллельными ограничивающими поверхностями независимо от окраски, формы и характера люминесценции зерен. Среднее двупреломление составило около 0,001 при колебаниях значений от нескольких десятитысячных до восьмитысячных. Алмазы с сине-голубой фотолюминесценцией двупреломляют обычно слабее, чем разновидности, люминесци-

рующие другим цветом. Характер оптической анизотропии отдельных кристалломорфологических разновидностей алмаза описывается ниже.

Оптическая анизотропия октаэдрических кристаллов алмаза изучалась при наблюдении в направлении, перпендикулярном к плоскости граней. Среди октаэдров оказалось наибольшее, по сравнению с другими разновидностями, количество изотропных кристаллов. Для оптически анизотропных разновидностей характерна низкая (первого порядка) интерференционная окраска различных оттенков серого цвета, реже встречаются зерна с более высокой интерференционной окраской. Иногда анизотропен весь кристалл. В других случаях двупреломляющие участки располагаются различными по площади пятнами, реже — в виде секторов, полос, часто правильно ориентированных относительно элементов симметрии кристалла. Двупреломляющие

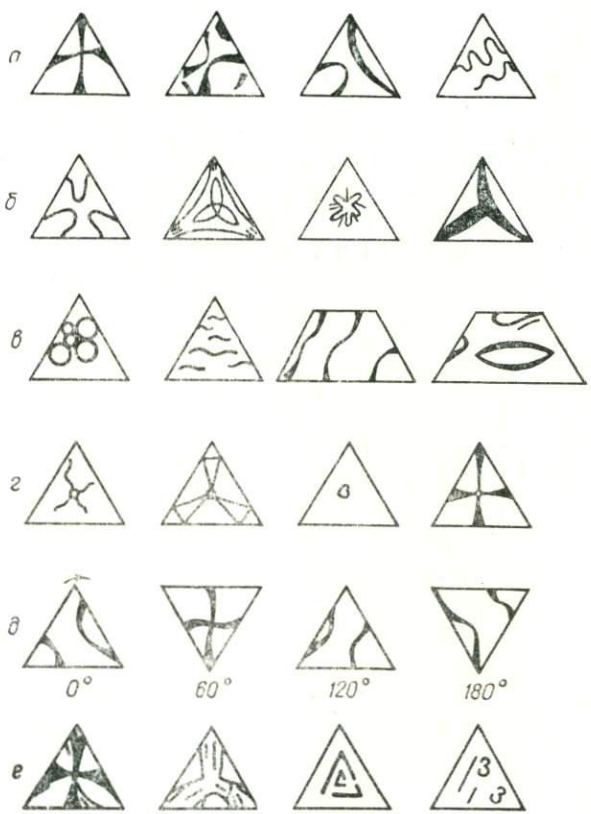


Рис. 51. Картина двупреломления октаэдрических алмазов. Зарисовка.

участки бывают приурочены к трещинкам, а также к точечным включениям, расположенным обычно в центральной части кристалла. От включений часто берут начало двупреломляющие полосы. Довольно обычной фигурой двупреломления является темный крест, балки параллельны окулярным нитям и сохраняют такое положение при вращении столика микроскопа. Иногда крест едва заметно расходится в центральной части при вращении кристалла, в других случаях распадается на две дуги. Наблюдались также причудливо изгибающиеся при вращении столика микроскопа парные дуги, не сходящиеся в крест, а также одновременно несколько пар дуг. Отмечены и фигуры в виде нескольких полуколец, сходящихся в кольца и вновь распадающихся при вращении кристалла (рис. 51, 52).

Уплощенные двойники октаэдров по шпинелевому закону обнаруживают в скрещенных николях те же картины оптической анизотропии, что и обычные октаэдры, но отличаются более высокой средней силой двупреломления.

Особый интерес представляло изучение оптической анизотропии кристаллов кубического габитуса, поскольку кристаллы этой формы незначительно распространены в известных месторождениях алмаза и изучены недостаточно. В опубликованной литературе имеются данные по изучению оптической анизотропии лишь отдельных кубических кристаллов отечественных месторождений (З. В. Бартошинский, М. А. Гневушев, 1958). Нами изучены кубы и кубоиды алмаза. Кубы были представлены бесцветными и бледноокрашенными разностями. Оптическая анизотропия изучалась при наблюдении в направлении оси четвертого порядка и обнаружена у 99% кубов. Интерференционная окраска в скрещенных николях серо-белая и белая, реже — серая, голубовато-серая, а также светло- и ярко-желтая. Сила двупреломления отдельных кристаллов от 0 до 0,0035 при среднем значении 0,0011. У многих алмазов наблюдалась анизотропная картина в виде черного креста, аналогичного отмечавшемуся у кубиче-

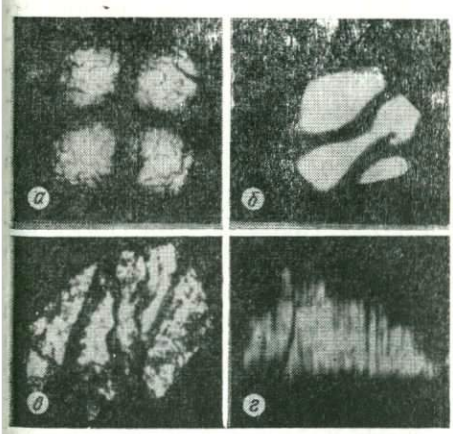


Рис. 52. Картины двупреломления алмаза. Истинные размеры зерен 0,20—0,25 мм: а — куб; б — октаэдр; в, г, — уплощенные, сильно деформированные зерна.

ских алмазов Сибири (З. В. Бартошинский, М. А. Гневушев, 1958), а также в виде крестообразных и дугообразных сложных фигур (рис. 52, *а*; 53). Балки креста параллельны окулярным нитям. Крест иногда не меняет своего положения при вращении столика микроскопа, в других случаях распадается на дуги. У некоторых образцов отмечены парные дуги, причудливо изгибающиеся при вращении кристала. В одном случае наблюдалась черная полоса, проходящая через центр зерна и сохраняющая положение при вращении кристалла. Отмечена также оригинальная фигура с кольцом вокруг центра креста. При вращении кристалла фигура распадалась на две дуги. Значительная часть кубов обнаруживает волнисто-пятнистое погасание.

Кубоиды были представлены разновидностями бледно-сиреневого буроватого и желтоватого цвета. Наблюдение велось в направлении оси четвертого порядка. Полностью изотропные кубоиды не встречены. Интерференционная окраска белая (преобладает), голубовато-серая, желтая первого порядка. Сила двупреломления отдельных кристаллов от 0,0005 до 0,0030, среднее значение 0,0013. Интерференционные картины обычных кубов и кубоидов аналогичны.

Сильно деформированные уплощенные алмазы просматривались в направлении, перпендикулярном уплощению. Все зерна этой разновидности аномально анизотропны. Цвета интерференции в скрещенных николях от темно-серого первого порядка до красного и фиолетового второго порядка. Сила двупреломления у различных зерен от 0,0005 до 0,0100 при среднем значении 0,0035. Погасание волнистое, пятнистое, лучеобразное, сетчатое, полосчатое. В некоторых случаях полосы строго параллельны, в других — пересекаются в двух или трех направлениях. У отдельных зерен в скрещенных николях видны вытянутые в одном направлении волнисто-погасающие изогнутые волокнообразные тонкие полосы (рис. 52, *в*, *г*; 54). Полосы, вытянутые в одном направлении, обычно имеют положительный характер (с удлинением совпадает наибольший показатель преломления). Поскольку постоянная фотоупругости алмаза положительна (А. В. Варшавский, 1968), можно считать, что в этом случае при деформации кристаллов имело место их растяжение в направлении вытянутости анизотропных полос. У радиально расположенных двупреломляющих полос наблюдалось как отрицательное, так и положительное удлинение.

В порядке возрастания средней силы двупреломления исследованные разновидности алмаза можно расположить в такой ряд: октаэдры, шпинелевые уплощенные двойники октаэдров, кубы, кубоиды и сильно уплощенные деформированные зерна.

Приведенный фактический материал свидетельствует о связи оптической анизотропии алмаза с включениями, воздействием внешних нагрузок (наличие двупреломляющих участков вдоль

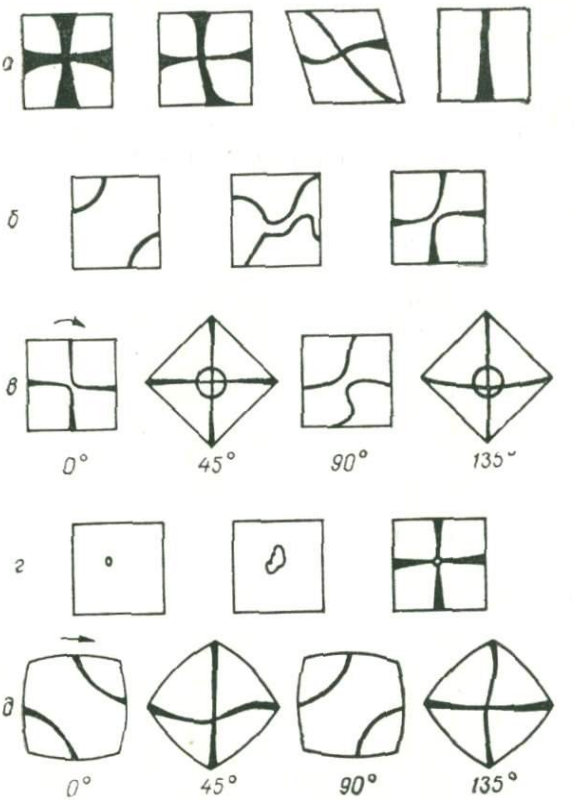


Рис. 53. Картины двупреломления кубов (а—г) и кубоидов (д) алмаза. Зарисовка.

трещин) и с пластическими деформациями (сильно двупреломляющие уплощенные деформированные зерна). О других причинах анизотропии с полной определенностью судить трудно. Считается, что анизотропия алмаза может быть связана с напряжениями, вызываемыми, кроме упомянутых причин, еще полиморфными превращениями, закалкой, а также может быть вызвана зонально-секториальным распределением примесей (А. А. Кухаренко, 1955; З. В. Бартошинский, М. А. Гневушев, 1958; А. В. Варшавский, 1968 и др.).

Рис. 54. Картины двупреломления уплощенных, сильно деформированных зерен алмаза. Зарисовка.

Твердость, плотность

Как известно, твердость алмаза высокая (10 по шкале Мооса) и является важным диагностическим признаком. Зерна алмаза легко царапают полированную корундовую пластинку, оставляя на ней глубокие борозды с неровными краями. Определение твердости затруднено для плоских зерен и микроагрегатных разновидностей. Последние очень хрупкие и легко раздавливаются, распадаясь на мельчайшие зерна. Монокристальные зерна алмаза раздавливаются с трудом, образуя остроугольные осколки неправильной формы.

Таблица 14

Относительная плотность	Количество зерен, %
3,55—3,56	65
3,53—3,55	23
3,50—3,53	7
3,46—3,50	5

Плотность большинства кристаллов алмаза находится в пределах 3,50—3,55 *г/см*³. В табл. 14 приведено распределение по плотности для 60 зерен различных морфологических типов алмаза (без микрозернистых и темноокрашенных разностей), по результатам замеров в тяжелых жидкостях.

У темноокрашенных микроагрегатных зерен плотность снижается до 3,3—3,4 *г/см*³. Пониженная плотность объясняется в ряде случаев наличием пор, а также многочисленных мельчайших включений графита.

Люминесценция

Способность алмаза светиться при возбуждении рентгеновскими, ультрафиолетовыми и катодными лучами является важным характеристическим свойством, широко используемым

как для диагностики при минералогических исследованиях, так и при промышленном извлечении крупных кристаллов. Люминесценция мелких алмазов ранее не изучалась. Проведенные нами исследования показали, что часть мелких алмазов по люминесцентным свойствам похожа на крупные алмазы известных алмазоносных провинций, тогда как другая часть мелких алмазов имеет присущие только им особенности.

Для возбуждения фотолюминесценции использовалось излучение ртутно-кварцевых ламп СВД-120 и ДРШ-250, пропущенное через стеклянный фильтр УФС-3 (максимум пропускания 365 *нм*). Пучок лучей возбуждения фокусировался на объекте кварцевой линзой. Спектры наблюдали визуально при помощи спектроскопической приставки монохроматора УМ-2. Спектры, представлявшие интерес для детального изучения, фотографировались на микроспектрографе, собранном из призменной системы этого же монохроматора, микроскопа МП-7 и фотокамеры. Линейная дисперсия установки в области 570—650 *нм* составляла соответственно 55—36 Å/*мм*. Полученные спектрограммы записывались на регистрирующем микрофотометре МФ-4. Спектры получали от образцов, находящихся при комнатной температуре или охлажденных до температуры кипения жидкого азота (—196° С). Для этой цели использовался специально сконструированный разборный криостат.

Рентгено- и катодолюминесценция наблюдались только визуально под бинокуляром. Для возбуждения рентгенолюминесценции использовалась стандартная установка, применяемая для рентгенометрического анализа, с трубкой БСВ-2 и железным или молибденовым антикатодом. Режимы работы трубок при наблюдении люминесценции: напряжение 35 *кв*, разрядный ток 15—20 *ма*. Катодолюминесценцию изучали на установке УКЛ-1 при давления в камере $1 \cdot 10^{-2}$ *мм* ртутного столба.

Особенности фотолюминесценции мелких алмазов. При визуальном просмотре в ультрафиолетовых лучах наиболее разнообразно люминесцирующими оказались мелкие алмазы из песков Украины. Алмазы из россыпей Казахстана почти совершенно не люминесцировали даже при повышенной интенсивности возбуждения.

Остановимся более детально на особенностях фотолюминесценции мелких алмазов из песков Украины. В среднем от 64 до 93% этих алмазов люминесцирует в ультрафиолетовых лучах. В отдельных пробах несветящимися оказывается до 80% алмазов. По соотношению разновидностей, отличающихся по люминесценции, алмазы различных неогеновых россыпей близки между собой и сходны с алмазами современных отложений. Среди последних несколько повышено количество нелюминесцирующих

зерен и меньше кристаллов с сине-голубым свечением. В целом для алмазов из песков Украины характерно значительное количество кристаллов с оранжевой люминесценцией. Менее распространены разновидности с зеленым и желтым свечением. Подчиненное значение имеют алмазы с сине-голубой люминесценцией. Отмечалось также розовое, сиренево-фиолетовое, белесое и красное свечение. Свечение некоторых слабо люминесцирующих зерен неопределенное.

Количественное преобладание среди мелких алмазов из песков Украины кристаллов алмаза с оранжевой фото- и рентгенолюминесценцией (обычно более 50% от числа люминесцирующих кристаллов) представляет особый интерес. Следует отметить, что у алмазов известных месторождений оранжевая и оранжево-желтая люминесценция преобладает редко. В Якутии, например, из алмазов трубки «Мир» кристаллы с оранжевым свечением составляют всего около 6% (З. В. Бартошинский, 1961; А. П. Бобриевич и др., 1959). Из большой партии (9000 образцов) обломков кристаллов и технических алмазов различных зарубежных месторождений, по данным Т. Куржимского и А. Кутила (Kourimsky, Kutil, 1959), оранжевым цветом люминесцировало лишь около 3%.

Интенсивность свечения изученных мелких алмазов из песков Украины колеблется в широких пределах от едва заметной до очень яркой и неодинакова у зерен, люминесцирующих разным цветом. Из кристаллов, светящихся оранжевым, сине-голубым, желтым и зеленым, ярко и очень ярко люминесцирующие разности составляют 30—70%, а слабо и едва заметно люминесцирующие — 21—49%. Интенсивность сиренево-фиолетового, розового и красного свечения обычно не выше средней. Отдельные кристаллы люминесцируют пятнисто и зонально. Приводим статистические материалы изучения фотолюминесценции алмазов одной неогеновой россыпи, для которой были получены наиболее полные данные (табл. 15).

Таблица 15

Распределение по интенсивности свечения алмазов с различной люминесценцией

Интенсивность свечения	Люминесценция			
	оранжевая	сине-голубая	желтая	зеленая
Очень яркое	32	39	33	23
Яркое	28	31	25	10
Среднее	19	6	17	18
Слабое	13	12	17	15
Очень слабое	8	12	8	34

Таблица 16

Количество люминесцирующих в ультрафиолетовых лучах кристаллов алмаза различного габитуса, %

Разновидность	Люминесцирует	Не люминесцирует
Куб	48—51	39—52
Кубоид	44	56
Октаэдр	100	Знаки
Ромбододекаэдроид	88	12
Кубо-октаэдр	60—65	35—40
Кубо-ромбододекаэдр	70—80	20—30
Кубо-октаэдро-ромбододекаэдр	94	6
Микроагрегатные зерна	48	52
Уплощенные деформированные зерна	86	14

Таблица 17

Распределение люминесцирующих в ультрафиолетовых лучах алмазов различного габитуса по интенсивности свечения, %

Разновидность	Интенсивность свечения		
	сильная	средняя	слабая
Куб	17	23	59
Кубоид	—	—	100
Октаэдр	61	30	9
Кубо-ромбододекаэдр	28	34	38
Кубо-октаэдро-ромбододекаэдр	36	24	40
Ромбододекаэдроид	44	26	30
Микроагрегатные зерна	—	8	92
Уплощенные деформированные зерна	12	32	56

Люминесцентные свойства связаны в какой-то мере с морфологическими особенностями и окраской кристаллов (табл. 16—18). Несветящихся и слабо люминесцирующих октаэдров почти нет, кубо-октаэдро-ромбододекаэдрических комбинационных кристаллов и ромбододекаэдров немного, а кубических, кубо-октаэдрических и кубо-ромбододекаэдрических алмазов значительное количество. Сильно люминесцирующих алмазов больше всего среди октаэдров и ромбододекаэдров и наименьшее количество среди кубов. Очень интенсивно люминесцируют некоторые додекаэдроиды «чистой воды» с идеально гладкими гранями.

Алмазы различных габитусных форм отличаются не только по интенсивности, но и по цвету люминесценции (табл. 18). Ку-

Таблица 18

Распределение люминесцирующих в ультрафиолетовых лучах алмазов различного габитуса по цвету люминесценции, %

Разновидность	Свечение					
	сине-голубое	зеленое	желтое	оранжевое	сиренево-фиолетовое	неясное
Куб	—	5	19	56	9	11
Кубоид	—	—	—	83	17	—
Октаэдр	11,5	58	20,6	3,1	1,5	5,3
Куб-ромбо-додекаэдр *	—	8—11	13—17	54—57	8—9	10—13
Октаэдр-ромбододекаэдр **	—	37,9	21,6	27	—	13,5
Куб-октаэдр-ромбододекаэдр	—	11	19	42	14	14
Ромбододекаэдроид	—	46	37	17	—	—
Микроагрегатные зерна	—	2	3	92	2	1
Уплощенные деформированные зерна	—	—	100 ***	—	—	—

* В равном развитии грани куба и ромбододекаэдра; ** Общий облик октаэдрический, площадь граней октаэдра 60—100%; *** Из них с желто-бурой люминесценцией 41%, с оранжевым оттенком — 34%.

бические кристаллы светятся преимущественно оранжевым и желто-оранжевым цветом. Голубая и синяя люминесценция у них не отмечена, а зеленая — встречается относительно редко. Общее количество зерен с оранжевым свечением примерно соответствует количеству кубических кристаллов и их обломков. У октаэдров преобладает зеленое, желтое и сине-голубое свечение, тогда как оранжевое присуще лишь 3% всех октаэдров. Комбинационные кристаллы с оформленными гранями куба люминесцируют в основном оранжевым цветом, а алмазы без кубических граней (октаэдр-ромбододекаэдр) — зеленым и желтым цветом.

Между степенью развития октаэдрических граней и интенсивностью свечения отмечается прямая зависимость (табл. 19, 20). Алмазы кубического габитуса также имеют различный характер люминесценции в зависимости от степени развития кубических граней (табл. 21). С увеличением последних возрастает количество не светящихся и слабо люминесцирующих зерен, уменьшается число кристаллов с зеленым свечением.

Люминесцентные свойства неодинаковы также у кубов и кубоидов (табл. 16, 18). Среди кубоидов больше несветящихся, слабо люминесцирующих и светящихся сиренево-фиолетовым и

Таблица 19

Зависимость интенсивности люминесценции алмазов общего октаэдрического габитуса от наличия дополнительных граней

Наличие дополнительных граней	Распределение кристаллов, %		
	Относительная интенсивность свечения		
	сильная	средняя	слабая
Нет	61	30	9
Есть	35	51	14

бурым цветом разностей. Кубоиды с желтой и зеленой люминесценцией не встречены.

У кубических алмазов наблюдается также определенная связь между люминесцентными свойствами и крупностью зерен

Таблица 20

Распределение алмазов по цвету и интенсивности фотолюминесценции в зависимости от степени развития кубических граней, %

Характер люминесценции	Площадь кубических граней, %			
	90—100	80—90	60—80	<60
Цвет люминесценции				
оранжевый	27	30	43	39
желтый	10	11	8	12
зеленый	1	6	4	8
бурый	4	4	5	7
неясный	5	6	6	10
не светятся	51	43	33	24
Интенсивность люминесценции				
очень яркая	9	13	20	21
яркая	6	6	9	10
средняя	5	4	4	9
слабая	8	11	9	10
очень слабая	21	23	25	36
не светятся	51	43	33	24

табл. 21, 22). Мелкие кристаллики не светятся чаще, чем относительно более крупные. Кроме того, среди мелких алмазов меньше разностей, люминесцирующих желтым и зеленым.

Таблица 21

Распределение кубических алмазов разной крупности по цвету фотолюминесценции, %

Размер кристаллов, *мм*	Цвет люминесценции					
	оранжевый	желтый	зеленый	бурый	не светятся	неясный
0,16—0,24	26	13	6	6	37	12
0,08—0,16	29	10	2	3	49	7

Таблица 22

Интенсивность фотолюминесценции кубических алмазов различной крупности

Размер кристаллов, *мм*	Кристаллы с различной *интенсивностью* свечения, %					
	Очень яркая	Яркая	Средняя	Слабая	Очень слабая	Не светятся
0,16—0,24	17	6	8	6	26	37
0,08—0,16	8	7	5	6	25	49

Алмазы с разными люминесцентными свойствами отличаются распределением по окраске, что показано на примере кубических кристаллов в табл. 23. Количество бесцветных зерен наибольшее среди алмазов с зеленым свечением, наименьшее — среди нелюминесцирующих разностей и относительно невелико у зерен с оранжевым свечением. Процент окрашенных алмазов наибольший среди нелюминесцирующих зерен (табл. 24). Причем несветящиеся разности обычно густо окрашены, среди них преобладают зерна сиренево-фиолетового цвета, много также

Таблица 23

Окраска алмазов кубического габитуса, люминесцирующих различным цветом

Цвет люминесценции	Распределение алмазов по окраске, %						Сумма
	Бесцветный	Желтый	Зеленый	Сиренево-фиолетовый и розовый	Бурый	Серый и черный	
Оражевый	35	29	3	14	12	7	100
Желтый	41	36	4	7	4	8	100
Зеленый	61	18	4	2	7	—	100
Не светится	2	17	9	29	25	18	100

Таблица 24

Окраска алмазов, отличающихся люминесцентными свойствами

Наличие фотолюминесценции	Распределение, %					
	Бесцветный	Желтый	Зеленый	Сиренево-фиолетовый	Бурый	Серый и черный
Есть	50—80	2—12	2— 8	7—13	2	—
Нет	2	15—20	8—10	25—35	25	15—20

желтых, бурых, серых и черных разностей (табл. 24, 25). Большинство нелюминесцирующих алмазов непрозрачно.

Специфично распределение нелюминесцирующих алмазов по форме зерен (табл. 16). Обычно эти алмазы общего кубического облика (около 80% от всех несветящихся зерен), представленные кубами, кубоидами, кубическими двойниками прорастания и комбинационными формами с преобладанием граней {100}.

Около 20% несветящихся алмазов является неправильными зернами, среди которых много микроагрегатных разностей, и поликристаллическими сростками. Иногда встречаются нелюминесцирующие октаэдры. Поверхность большинства (80%) несветящихся алмазов шероховатая, корродированная.

Часть алмазов, нелюминесцирующих в обычном состоянии, заметно светится после термической обработки в воздушной среде при 650—700° С в течение 15—30 *мин.* Интенсивность свечения слабо люминесцировавших зерен после такой обработки возрастает. Очень эффективна обработка в расплаве едкой щелочи, поскольку в этом случае сказывается не только влияние повышенной температуры, но и очистка поверхности кристаллов алмаза от загрязняющих пленок и примазок, затушевывающих фотолюминесценцию.

Таблица 25

Распределение нелюминесцирующих в ультрафиолетовых лучах кубических алмазов по относительной интенсивности окраски (в пятибальной шкале), %

Интенсивность окраски	Количество нелюминесцирующих алмазов, %
0	2
1	2
2	6
3	14
4	25
5	51

После прокаливания наблюдалось усиление интенсивности люминесценции ранее слабо светившихся алмазов.

При просмотре проб в ультрафиолетовых лучах нелюминесцирующие и слабо светящиеся алмазы легко пропустить. После предварительной термической обработки большинство этих алмазов надежно фиксируется при работе с люминесцентным осветителем (табл. 26).

Таблица 26

Результаты люминесцентного анализа термически обработанных и необработанных проб

Номер опытов	Количество извлеченных из проб люминесцирующих алмазов, %	
	До обработки	Дополнительно извлечено из того же материала после обработки
1	38	62
2	41	59
3	52	48
4	59	41
5	68	32
6	33	67
7	38	62
8	36	64
9	23	77
10	47	53
11	59	41
12	69	31

Термическая обработка иногда приводит к появлению свечения у слабо пятнисто пигментированных зеленоватых алмазов. Такие зерна после прокаливания, как правило, обесцвечивались.

Как известно из теории, идеальный алмаз не должен люминесцировать. Наличие люминесценции связывается с присутствием в матрице алмаза разного рода структурных и химических дефектов. Их изучению посвящена обширная литература (см. например, библиографические указатели «Синтез и физические свойства алмаза», 1965, 1967).

Голубое свечение алмаза, как установлено в настоящее время, вызывается донорно-акцепторной парой азот — алюминий (Dean и др., 1965; Е. В. Соболев и др., 1969). Этот центр (*N* 3) является тригональным анизотропным центром, ориентированным по оси симметрии C_3 решетки алмаза (Elliot, Matthews, Mitchell, 1958; Г. О. Гомон, 1966). Спектры голубого свечения у всех алмазов, в том числе и у исследованных нами мелких алмазов, одинаковы и состоят из узкой интенсивной линии чисто электронного перехода 4152 Å (—196° С) и колебательной структуры в более длинноволновой области.

В формировании желто-зеленого свечения алмаза принимает участие несколько центров, в связи с чем строение спектров может быть сложным (Г. О. Гомон, 1966; Е. В. Соболев и др., 1969; Anderson, 1963). Здесь выделяется центр НЗ, дающий электронно-колебательную серию с линией чисто электронного перехода 5032 Å (—196° С), центр Н4 с линией чисто электронного перехода 4960 Å (—196° С), центр с линией чисто электрон-

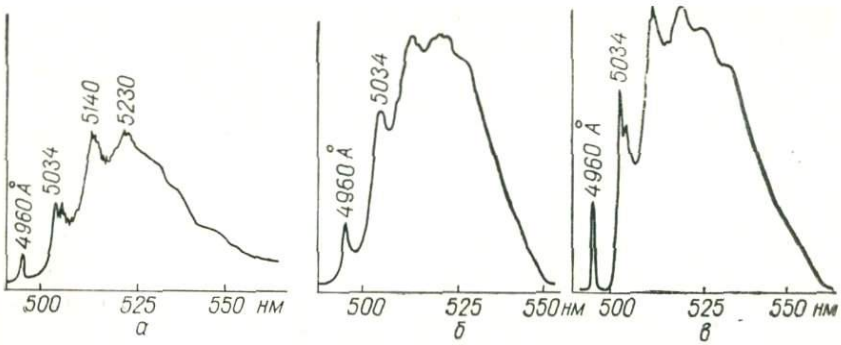


Рис. 55. Спектры люминесценции мелких алмазов, имеющих зеленое свечение, из россыпей Украины.

ного перехода 5107 Å. Свечение, связанное с центром Н3, искусственно воспроизводится после облучения алмаза быстрыми частицами с последующим отжигом в интервале температур 500—800° С (Ditchburn и др., 1955, Clark и др., 1956). Отжиг без облучения в некоторых кристаллах алмаза также приводит к появлению серии Н4 (Е. В. Соболев, 1968). Вероятно, соответствующие центры представляют собой ассоциации примеси с дефектом структурного характера, и наличие той или иной колебательной серии в спектре люминесценции связано с тем, подвергались ли кристаллы облучению и нагреву.

При изучении мелких алмазов с достаточно ярким желто-зеленым свечением выяснилось, что их спектры свечения близки к описанным в литературе. Некоторые образцы спектров зеленого свечения мелких алмазов из песчаных отложений Украины приведены на рис. 55. Наиболее часто встречались кристаллы со сложными спектрами, в которых присутствовали линии электронных переходов центров Н3 и Н4 и колебательная структура была усложнена за счет наложения. Возможно, отчасти это связано с тем, что при выделении кристаллов нами применялось нагревание и были образованы соответствующие центры.

Как уже указывалось, важной особенностью мелких украинских алмазов является значительное количество кристаллов с оранжево-красной и желто-оранжевой люминесценцией, редкой у крупных алмазов.

Визуальный просмотр спектров фотолюминесценции большого количества кристаллов показал, что независимо от общего характера свечения спектральный состав оранжево-красной компоненты для всех кристаллов является однотипным. При комнатной температуре спектр состоит из интенсивной желтой линии 5755 Å и сопровождается с длинноволновой стороны

сплошной полосой, простирающейся вплоть до 6500 Å. Как правило, отдельные линии в этой области неразличимы. При охлаждении образцов линия смещается к 5750 Å, сужается, а полоса разрешается в правильную колебательную структуру (рис. 60).

По результатам расшифровки большого числа спектров нами составлена сводная таблица линии и полос в спектре оранжево-красной фотолюминесценции украинских алмазов (табл. 46). Детали распределения интенсивности излучения в какой-то мере характерны для каждого образца, но положение линий и полос достаточно общее.

Таблица 27

Положение полос в спектре оранжево-красной компоненты фотолюминесценции украинских алмазов (центр Т1)

	Положение полосы		Расстояние от линии 5750 Å, *Мэв*	Характеристика полос
	Å	*эв*		
0	5750	2,157		Узкая интенсивная линия (линия чисто электронного перехода)
1	5807	2,135	22±2	Полоса
2	5889	2,105	52±3	»
3	5998	2,068	89±3	»
4	6105	2,032	125±5	»
5	6197	2,002	155±3	»
6	6312	1,966	191±3	»
7	6442	1,926	231±3	»
8	6547	1,895	262±3	»

Наличие одного отчетливого электронного перехода (5750 Å) и правильной колебательной серии свидетельствует о том, что свечение вызывается одним элементарным центром, сильно взаимодействующим с колебаниями решетки. Поскольку ранее такой центр в алмазе не отмечался, остановимся более подробно на его интерпретации (будем называть его Т1).

Линия чисто электронного перехода этого центра при низких температурах обладает высокой пиковой интенсивностью. Ее полуширина изменяется в пределах 3—6 *Мэв* и определяется, повидимому, неоднородностями кристаллической решетки. Колебательный фон представляет собой серию полос с постепенно увеличивающейся интенсивностью к длинноволновой области. Заканчивается колебательная структура резким спадом. Степень разрешения отдельных полос колебательной серии изменяется от образца к образцу, ухудшаясь с увеличением полуширины линий чистого электронного перехода. Структура описываемой серии Т1 заметно отличается от структуры серий N3, H3, H4 отсутствием острых максимумов и изломов на огибающей кривой.

Возникновение колебательного спектра, как известно, связано с взаимодействием электронных переходов локального примесного центра с колебаниями окружающей примесь кристаллической матрицы (Ребане, 1968). Структура электронно-колебательного спектра определяется вероятностями соответствующих электронно-колебательных переходов. Некоторые исследователи (Г. О. Гомон, 1966) полагают, что взаимодействие электронов примесных центров с матрицей алмаза, как правило, ограничивается фононами с энергией ω (А) = 40 *Мэв*. Однако последние данные (Е. В. Соболев и др., 1969) показывают, что это взаимодействие в алмазе более сложно. Это подтверждается и нашими данными — полосы колебательной структуры центра Т1 находятся от линии 5750 Å на расстояниях, не кратных 40 *Мэв*.

Эмиссионная система с головной линией 5755 Å (—196° С), в какой-то мере близкая к серии Т1, описана в спектрах катодолюминесценции алмазов, подвергавшихся облучению нейтронами, электронами и последующему отжигу (Raalf, 1957). Судя по тому, что эта система появляется только после дополнительного отжига при температуре 600—800° С, она может являться результатом закрепления радиационных дефектов возле природных дефектов типа химической примеси. Не исключено предположение, что серия Т1 в нашем случае индуцирована нагревом при выделении. Однако сравнение спектров от кристаллов, подвергавшихся и не подвергавшихся нагреву показало их полную идентичность. Длительное выдерживание кристаллов с другими видами свечения при 700° С также не приводило к изменениям в спектре люминесценции. Все эти данные заставляют полагать, что дефект, ответственный за люминесцентную серию Т1, столь характерную для мелких алмазов из одного лишь района (Украины), достаточно устойчив и может иметь примесную природу.

Для проверки наличия или отсутствия центра Т1 у крупных алмазов нами были изучены спектры люминесценции нескольких кристаллов с желтовато-оранжевым и оранжевым свечением из крупной партии технических алмазов (группа XX, качество 12). По общему характеру люминесценции их следует отнести к группе X классификации Г. О. Гомона (1966).

На рис. 57 приведены типичные спектрограммы свечения этих кристаллов. Сравнивая спектрограммы этих кристаллов и спектрограммы мелких алмазов с серией Т1 (рис. 56), можно видеть отчетливые качественные различия между ними. В спектрах крупных кристаллов нет линии чисто электронного перехода 5750 Å с правильной колебательной структурой. В области 5700—6400 Å различается несколько узких и слабых линий на

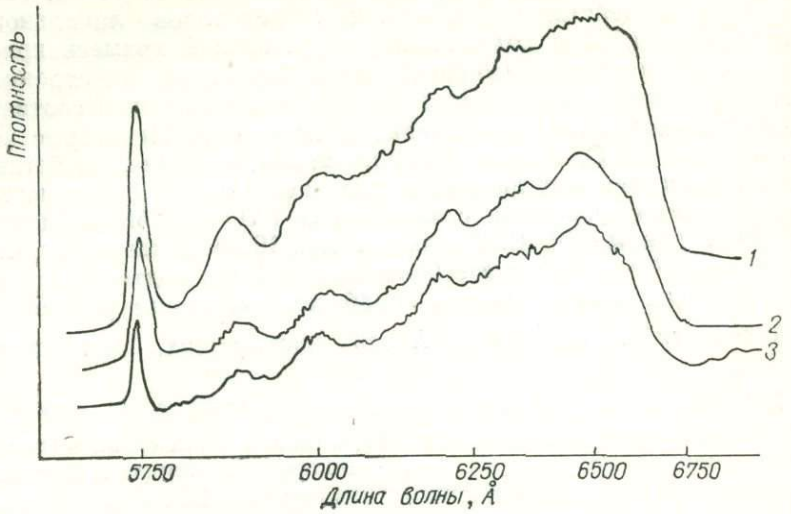


Рис. 56. Спектрофотометрические кривые оранжево-красной компоненты свечения мелких алмазов из неогеновых россыпей Украины.

фоне нерасчленяющейся в колебательную структуру широкой полосы (табл. 28). Более сложная структура спектров свидетельствует о том, что свечение в красно-оранжевой области в этих кристаллах вызывается, по-видимому, несколькими центрами с близкими энергиями переходов, в связи с чем сопровождающие их колебательные серии перекрываются.

Таблица 28

Линии в спектре красно-оранжевой фотолюминесценции крупных кристаллов алмаза

Номер п.п.	*нм*	$см^{-1}$	*E, эв*
1	568,5	17590	2,17
2	572,7	17462	2,15
3	576,1	17358	2,14
4	578,2	17295	2,13
5	581,6	17194	2,12
6	587,5	17021	2,10
7	590,9	16923	2,09
8*	597,5	16736	2,06

* В более длинноволновой области отдельные линии различаются плохо.

Эти данные пока не могут однозначно показать, что серия Т1 отсутствует у крупных кристаллов. Исследовалось всего несколько крупных кристаллов с подходящим свечением, к тому же осталась неясной морфологическая принадлежность, поскольку

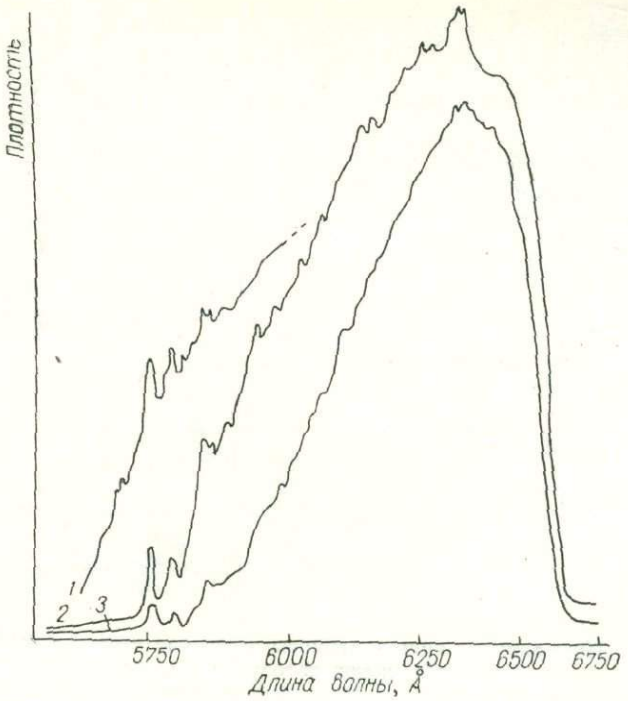


Рис. 57. Спектрофотометрические кривые оранжево-красной компоненты свечения кристаллов технических алмазов из отечественных месторождений.

кристаллы были овализованы. Можно предварительно утверждать лишь следующее — люминесцентная серия Т1, впервые обнаруженная в спектрах природного алмаза, характерна преимущественно для мелких алмазов кубического габитуса из одного лишь района — Украины. Эту важную особенность следует учитывать и при поисках крупных кристаллов в этом районе.

Термолюминесценция (ТЛ). Кроме фотолюминесценции, особенности которой были изложены выше, изучалась также термолюминесценция мелких кристаллов алмаза.

Ранее термолюминесценция природных алмазов изучалась только на отдельных крупных кристаллах (Э. С. Вилутис, 1959; Г. О. Гомон, 1966; Halperin, Chen, 1966 и др.). Однако использование для этой цели природных мелких алмазов позволяет получить средние статистические данные для разновидностей, подобранных по какому-либо свойству — окраске, фотолюминесценции, — и облегчает сопоставление с данными, полученными в последнее время на мелких синтетических алмазах (А. В. Никитин и др., 1969).

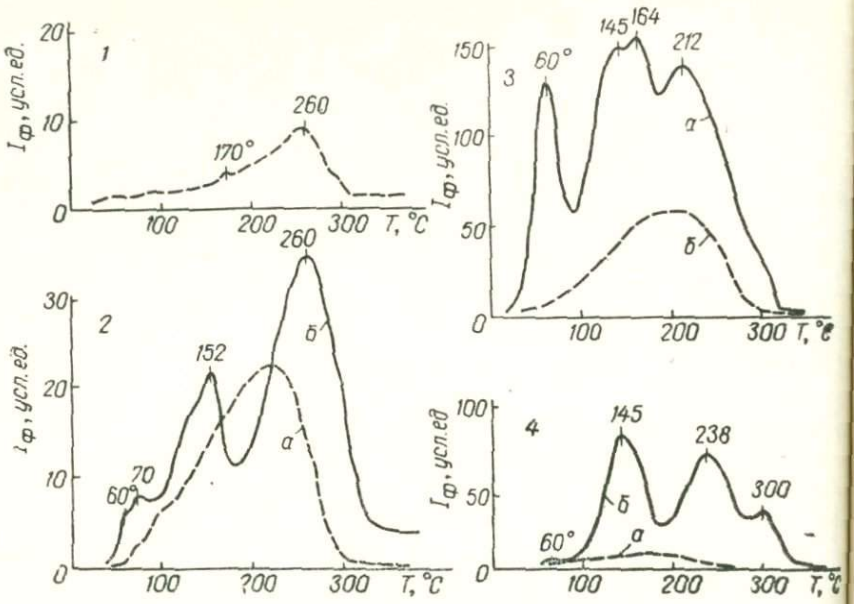


Рис. 58. *Интегральные кривые термовысвечивания мелких алмазов из пес*чаных отложений Украины, имеющих голубой (1), зеленый (2), желтый (3) и оранжево-красный (4) цвет фотолюминесценции; а — после первого возбуждения, б — после многократного повторения циклов возбуждения — нагрев.

Большая партия кристаллов из неогеновых россыпей правобережной части Среднего Приднепровья была расклассифицирована по характеру фотолюминесценции на следующие группы: 1 — кристаллы с голубым свечением, в спектре которых преобладает электронно-колебательная серия *N* 3; 2 — кристаллы с зеленым свечением, в спектре которых наблюдаются только электронно-колебательные серии Н3 и (или) Н4; 3 — кристаллы с желтым свечением, в спектрах которых есть серии Н3, Н4 и серия Т1; 4 — кристаллы с оранжево-красным свечением, в спектрах которых есть лишь серия Т1.

ТЛ изучалась суммарно для каждой вышеуказанной группы. В группу входило не меньше, чем 10^3 кристаллов, за исключением первой (400 кристаллов).

Для высвечивания запасенной в природных условиях светосуммы все кристаллы перед опытами нагревались до 500° С. Перед измерением ТЛ кристаллы возбуждались при комнатной температуре рентгеновскими лучами (трубка БСВ-2, 35 *кв*, разрядный ток 10 *ма*, экспозиция 2,5 *ч*). Термовысвечивание регистрировалось через 10 *мин* после окончания облучения. Скорость

нагревания во всех опытах была 10 *град/мин*$^{-1}$. Кристаллы нагревались от 20 до 400° С.

Как показали эксперименты, способность запасать светосумму после первоначального облучения для всех групп кристаллов незначительна. И интегральные кривые ТЛ имеют очень простой вид (рис. 58, штриховые кривые). Только в результате многократного повторения циклов возбуждения и нагревания способность запасать светосумму значительно увеличивается и имеет место усложнение термовысвечивания. Форма кривой ТЛ в целом характерна для каждой группы, но некоторые максимумы являются общими. На интегральных кривых ТЛ 2 — 4 групп кристаллов нами наблюдались такие максимумы термовысвечивания: 60° С; 70; 145—150; 164; 210; 240; 260; 300° С. Общими для всех групп были максимумы — 60, 145—150° С.

Из исследований по термолюминесценции искусственных алмазов известно(А. В. Никитин и др., 1969), что максимумы на интегральных кривых термовысвечивания этих кристаллов, предварительно возбужденных рентгеновскими и ультрафиолетовыми лучами, наблюдаются при температурах 80, 120, 150, 180 и 215° С (скорость нагрева 60 *град/мин*.). Эти максимумы можно сопоставить с полученными в наших опытах. Имеющееся различие в положении максимумов связано, очевидно, с тем, что нами применена меньшая скорость нагрева (10 *град/мин*), позволяющая получить лучшее разрешение.

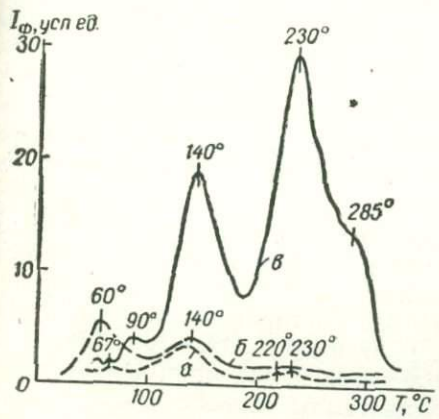


Рис. 59. Кривые термолюминесценции мелких алмазов четвертой группы для главных полос высвечивания:
а — зеленая полоса; б — красная полоса; в — голубая полоса.

Термолюминесценция как природных, так и синтетических алмазов представлена главным образом синим свечением, соответствующим серии N3. Это подтверждается также нашими исследованиями. Для примера на рис. 59 приведены кривые термовысвечивания кристаллов четвертой группы для каждой из трех основных полос свечения алмаза. Нужные интервалы спектра выделялись стеклянными светофильтрами. Наибольшую яркость в термолюминесценции имеет синяя полоса, которой соответствуют все максимумы выше 100° С. Зеленое

свечение (серии Н3, Н4) в термолюминесценции алмаза не проявляется. Электронно-колебательной серии Т1 соответствует самый низкотемпературный максимум (60° С), не устанавливавшийся ранее. Аналогичное распределение «цветности» термолюминесценции наблюдалось и на других группах.

Представляет интерес наблюдавшаяся в наших опытах способность природного алмаза увеличивать интенсивность термовысвечивания в процессе многократного повторения циклов облучения — нагрев. Выдерживание «тренированных» кристаллов при комнатной температуре (в наших опытах до 15 суток) полностью снимало эту способность.

Катодо- и рентгенолюминесценция. В катодных лучах мелкие алмазы люминесцируют тем же цветом, что и в ультрафиолетовых лучах, но с большей интенсивностью. Примерно половина алмазов, не обладавших заметными фотолюминесцентными свойствами, люминесцирует в катодных лучах (преимущественно это бледноокрашенные разности), причем оранжевым цветом светится примерно 83%, желтым — 10, сине-голубым — 5 и зеленым — 2% таких алмазов.

Для сравнения приведем данные по катодолюминесценции алмазов из мелкозернистых россыпей северо-восточного Казахстана. Эти алмазы люминесцируют в основном оранжевым и желтым цветом со слабой интенсивностью. Катодолюминесцентными свойствами обладает примерно третья часть всех кристаллов. Яркое свечение наблюдается лишь у пятой части люминесцирующих зерен. Цвет люминесценции в ультрафиолетовых и катодных лучах, как и для мелких украинских алмазов, совпадает, но интенсивность свечения в катодных лучах более сильная.

В рентгеновских лучах алмазы мелкозернистых россыпей Украины люминесцируют менее интенсивно, чем в ультрафиолетовых, что согласуется с данными исследователей, изучавших более крупные алмазы различных месторождений (Н. М. Карнаухов, 1961, Ramachandran, 1946, и др.). Цвет люминесценции в рентгеновских и ультрафиолетовых лучах одинаков.

Электролюминесценция. Кристаллы алмаза обладают способностью излучать свет в видимой и ультрафиолетовой области под действием электрических полей. Подавляющее большинство непроводящих алмазов начинает люминесцировать только при наложении больших полей (40—50 *кв/см* $^{-1}$), что не позволяет использовать электролюминесценцию в качестве диагностического признака при массовых определениях. В то же время явление электролюминесценции удобно для выявления редко встречающихся полупроводниковых алмазов (тип II *в*), которые возбуждаются при наложении значительно меньших электрических полей 10—100 *в/см* $^{-1}$. Интенсивность электро-

люминесценции полупроводниковых алмазов настолько велика, что свечение можно наблюдать даже при дневном свете. Аппаратура для выявления электролюминесценции мелких алмазов может быть очень простой. Достаточно иметь металлическую предметную пластинку, минералогическую иглу в корпусе из изолирующего материала и источник напряжения 50—100 *в*. Электролюминесценция возникает при касании иглой кристалла, лежащего на пластинке. Использование этой методики позволило нам выявить несколько кристаллов полупроводникового типа при просмотре нескольких тысяч алмазов из неогеновых россыпей Приднепровья. Среди казахстанских мелких алмазов электролюминесцирующие кристаллы не встречены.

Рентгенографическая характеристика

Исследовались разновидности алмаза, отличающиеся формой зерен, окраской, характером люминесценции. Рентгенографическое изучение проводилось в рентгеновских лабораториях Института минеральных ресурсов под руководством Р. Г. Сизовой и Всесоюзного научно-исследовательского института абразивов и шлифования (ВНИИАШ) под руководством М. И. Сохор. Алмазы исследовались различными методами. Большинство алмазов, за исключением черной непрозрачной разновидности и уплощенных, сильно деформированных зерен, дали в целом идентичную рентгенографическую картину. Как правило, на дебаеграммах, полученных с массы зерен кристаллов и на рентгенограммах вращения отдельных зерен, проявлялось пять — шесть основных линий (табл. 29). Межплоскостные расстояния близки для алмазов различной формы и окраски.

Параметр решетки a_0, вычисленный для отдельных кристаллов по рентгенограммам качания, оказался равным 3,58—3,61 (камера РКВ диаметром 86 *мм*, железное нефильтрованное излучение; Р. Г. Сизова, 1966), по рентгенограммам вращения отдельных зерен — 3,54—3,56 Å.

М. И. Сохор получены рентенограммы вращения отдельных зерен в случайной ориентировке и с дополнительным движением образца методом Заславского в целях получения дебаеграмм монокристаллов для прецизионного измерения периода решетки алмаза. Рентгенографирование проводилось в нефильтрованном никелевом и кобальтовом излучении. Период решетки, определявшийся по отражению 331 в излучении Co — $k\beta$ 10 (Θ) — 82°, составил для отдельных кристаллов алмаза $a_0 = 3{,}5670 \pm 0{,}0002$ Å.

Таблица 29

Межплоскостные расстояния мелких алмазов

Украина 1		2		Казахстан 3		Эталон, Михеев, 1957 г.		hkl
I	d/n, Кх	I	d/n, Кх	I	d/n, Кх	I	d/n, Кх	
—	—	3	3,8	—	—	—	—	—
—	—	5	3,5	—	—	—	—	—
—	—	3	2,81	—	—	—	—	—
—	—	6	2,55	—	—	—	—	—
—	—	1	2,365	—	—	—	—	—
5—9	(2,23—2,27)	7	(2,27)	5—8	(2,268—2,28)	—	—	111
10	2,02—2,06	10	2,055	10	2,05—2,056	10	2,05	111
—	—	1	1,931	—	—	—	—	—
—	—	6	1,749	—	—	—	—	—
—	—	1	1,654	—	—	—	—	—
—	—	6	1,603	—	—	—	—	—
—	—	3	1,507	—	—	—	—	—
3—6	(1,389—1,391)	6	(1,389)	1—6	(1,387—1,394)	—	—	220
—	—	3	1,364	—	—	—	—	—
—	—	4	1,357	—	—	—	—	—
8—9	1,259—1,262	9	1,259	8—10	1,26—1,262	8	1,26	220
—	—	1	1,234	—	—	—	—	—
—	—	2	1,206	—	—	—	—	—
1—5	(1,183—1,186)	2	(1,183)	0—5	(1,182)	—	—	311
—	—	2	1,145	—	—	—	—	—
—	—	2	1,122	—	—	—	—	—
—	—	2	1,099	—	—	—	—	—
8—10	1,073—1,075	8	1,074	7—9	1,075	7	1,072	311
—	—	3	1,055	—	—	—	—	—
—	—	4	1,042	—	—	—	—	—
—	—	3	1,017	—	—	—	—	—
—	—	3	1,006	—	—	—	—	—
—	—	7	0,998	—	—	—	—	—
—	—	5	0,997	—	—			
5—9	0,981—0,983	4	0,982	0—4	0,981	—	—	222
—	—	—	—	—	—	4	0,885*	—

Условия съемки: Fe — излучение, D = 57,3 мм; 11 ч; 40 кв, 12 ма.

* Меньшие значения, имеющиеся на эталонной рентгенограмме, не приводятся.

Примечание. 1 — пределы, в которых изменяются значения по рентгенограммам различных кристаллов; 2 — черные алмазы с включениями; 3 — порошкограмма снята из нескольких десятков кристаллов.

Параметр решетки мелких казахстанских алмазов, рассчитанный по дебаеграмме, составил 3,56 ± 0,04 А.

На рентгенограмме черных алмазов с многочисленными включениями (из россыпей Уранны) проявилось много дополнительных линий, однозначно расшифровать которые не удалось.

М. И. Сохор исследованы уплощенные, сильно деформированные алмазы. Ниже показаны некоторые особенности рентгенограмм образцов такого типа.

Таблитчатое бледно-желтое зерно (образец *2*) дало на рентгенограмме тонкие линии, указывающие на его поликристаллическое строение. На передних линиях отмечены слабо выраженные сгустки интенсивности, свидетельствующие о незначительной текстурированности кристаллитов, слагающих это агрегатное зерно. Текстура зерна выявилась более отчетливо при рентгенографировании без вращения: получено неравномерное распределение интенсивности вдоль дебаевских линий.

Другое уплощенное зерно (образец *5*) также поликристаллическое, показало, по сравнению с образцом *2*, более сильную текстурированность слагающих кристаллитов и визуально наблюдаемое на снимке размытие линий, возрастающее с углом отражения и указывающее на искажения (напряжения) в кристаллической решетке.

Описанная картина выражена еще более четко на рентгенограмме черного уплощенного бесформенного зерна (образец *1*). Здесь наблюдается резко выраженная текстура наряду со значительными искажениями кристаллической структуры алмаза: линии 220 и 311 сильно размыты и почти сливаются с фоном. На рентгенограмме от неподвижного образца получены отдельные сгустки интенсивности, представляющие собой рефлексы от кристалла, сильно размытые в азимутальном направлении.

На рентгенограмме желто-бурого уплощенного зерна проявилась лишь одна очень слабая линия, соответствующая наиболее интенсивному отражению 111 алмаза. Остальные отражения не отличались от фона.

Все исследованные образцы не дали отражения 331 $k\beta$ излучения, соответствующего большому углу отражения (около 82°).

Результаты рентгеновского изучения уплощенных зерен алмаза подтверждают, что их кристаллическая решетка в разной степени искажена. Как показано выше, рентгенограммы ряда образцов дают картину, характерную для поликристаллических зерен с различной степенью текстурированности слагающих зерна кристаллитов (неравномерное распределение интенсивности вдоль передних слоев линий). Наряду с текстурированностью наблюдается сильное размытие линий, возрастающее с углом отражений. Некоторые кристаллы дали на рентгено-

граммах лишь одну очень слабую линию, соответствующую интенсивному отражению 111 решетки алмаза, остальные линии сливаются с фоном. С увеличением степени текстурированности размытие линий увеличивается, что может свидетельствовать об ориентирующем влиянии происшедших в образцах искажений. Рентгеновские данные — наличие сильно разориентированных микроблоков с углами разориентации до 15° — указывают на возможный отжиг после деформации с превращением в поликристаллический агрегат.

Мелкокристаллическую и часто ориентированную структуру имеют алмазы типа карбонадо и баллас, что выражается в наличии на их рентгенограммах линий типа дебаевских, часто с неравномерным распределением интенсивности вдоль линий. Однако образцы карбонадо и балласа не дают на рентгенограммах размытых линий, т. е. они не имеют искажений структуры, наблюдаемых в нашем случае и связанных с пластической деформацией. На рентгенограммах пластически деформированных кристаллов, как было показано А. А. Урусовской и Ю. Л. Орловым (1964), наблюдается и текстурированность (мозаично-блочное строение) и размытие рентгеновских отражений.

Таким образом, рентгенографические данные свидетельствуют о сильной деформированности уплощенных зерен алмаза. Уплощенные, сильно деформированные зерна и микроагрегатные разности заслуживают дальнейшего специального рентгенографического изучения. Микроагрегатные разности предположительно могут оказаться частично представленными гексагональной модификацией алмаза — лонсдейлеитом *.

После сдачи данной работы в набор по нашей просьбе было проведено М. И. Сохор (ВНИИАШ) специальное рентгенографическое исследование деформированных алмазов. На рентгенограммах отдельных зерен обнаружены дополнительные отражения, отвечающие межплоскостным расстояниям 2,17 Å и 1,94Å близкие к значениям $d_{10\bar{1}1} = 2{,}18$ Å, $d_{10\bar{1}1} = 1{,}933$ Å гексагональной вюртцитоподобной модификации алмаза — лонсдейлеита.

Лонсдейлеит в настоящее время известен в метеоритах Frondel, Marvin 1967; Strong, Hanneman, Bundy 1967; Вдовыкин, 1967), где его образование связывается с действием высоких давлений, развивающихся при падении метеоритов на землю. В статических условиях лонсдейлеит синтезирован при давлении 130 кбар и температуре 1000° С и взрывным методом при кратковременных импульсах давления от 700 до 1400 кбар (Bundy, Kosper, 1967).

Описываемая находка является первой находкой в кластических отложениях на территории СССР.

4. Фактографическая информационно-поисковая система обработки результатов изучения алмазов

Для решения различных геологических вопросов и направления поисковых работ важное значение приобретает сравни-

тельное изучение алмазов различных россыпей. Одной из ответственных задач является получение максимально возможной информации в результате изучения отдельных кристаллов алмаза из различных проб и в результате сравнительного изучения представительных статистически совокупностей зерен алмаза из различных россыпей. Необходимым условием получения объективной и надежной информации является единообразное и достаточно полное описание выделенных кристаллов алмаза.

Как было показано выше, количество алмазов, выделенных нами при обработке проб различных песчаных отложений, колебалось для отдельных россыпей от единичных кристаллов до нескольких тысяч зерен алмаза. В случае, когда количество выделенных из одной россыпи кристаллов алмаза не превышало 300—400 штук, описывались все кристаллы, а при большем количестве алмазов от них отбиралась и детально исследовалась представительная выборка, содержавшая 300—400, а иногда (например, для неогеновой россыпи правобережного Среднего Приднепровья) и более кристаллов. Таким образом, при изучении алмазов пришлось иметь дело с достаточно большим фактическим материалом. Для его статистической обработки применена информационно-поисковая система, описанная ниже.

Система выбрана с расчетом на информационный массив объемом до 10 тыс. единиц. Количество поисковых признаков, представляющих собой характеристики, выраженные словами, словосочетаниями и числами, составляет 275. Система рассчитана на статистический корреляционный анализ по 28 аспектам.

Оптимальным уровнем технических средств для реализации системы такого объема и переработки информации являются средства малой механизации информационного поиска (В. Н. Клименюк, 1969). Как носитель информации используется перфокарта с двухрядной краевой перфорацией типа К-5, на которую нанесены результаты изучения отдельных кристаллов алмаза. Перфокарты одновременно служат и в качестве регистрационных карт. С этой целью разработанный макет был отпечатан на стандартных бланках К-5 (рис. 60, 61). В процессе работы на каждое зерно алмаза заводится отдельная карта. На лицевой стороне регистрируется место и время отбора пробы, кратко описывается схема обработки, приводится характеристика вмещающей породы и другие сведения общего порядка. Кроме того, на лицевой стороне размещены сведения о некоторых физических свойствах алмазов (за исключением формы зерен). Данные о морфологических признаках алмазов вынесены на обратную сторону перфокарты, где оставлено место для зарисовки или фотографии зерна.

Дескрипторный указатель перфокартотеки включает 28 групп признаков, кодирование которых проводилось в соответ-

ствии со справочными руководствами по применению перфокарт (В. Н. Клименюк, 1969; И. И. Гусельников, А. Ф. Турпитько, 1967).

По верхнему краю перфокарты (рис. 60) кодируются слева направо следующие признаки:

Географический указатель (код 7-4-2-1) включает сто районов отбора проб.

Время отбора пробы (код 7-4-2-1). Кодируется год отбора пробы.

Тип вмещающих пород (код 7-4-2-1): пески континентальные — мелко-, средне- и грубозернистые; пески прибрежноморские — мелко-, средне- и грубозернистые; конгломераты.

Возраст пород (полтавская серия, сарматский ярус и т. д.) кодируется прямым кодом.

Крупность алмазов (код 7-4-2-1) кодируется по интервалам, *мм*: $<0{,}05$; 0,05—0,1; 1—0,2; 0,2—0,3; 0;3—0;5; 0;5—0,7; 0,7—1,0; $>1{,}0$.

По левому краю перфокарты кодируются сверху вниз следующие признаки:

Окраска зерна алмаза (код прямой): бесцветная чистой воды, бесцветная с нацветом, красная, оранжевая, розовая, желтая, зеленая, голубая, синяя, фиолетовая, сиреневая, серая, черная, коричневая, с зелеными пятнами пигментации, с бурокрасными пятнами пигментации; без пятен пигментации.

Интенсивность окраски (код прямой): слабая, средняя, сильная.

Прозрачность (код прямой): прозрачный, полупрозрачный, непрозрачный.

Оптическая анизотропия — одна пара отверстий: есть анизотропия — мелкий вырез; нет анизотропии — нет выреза.

Включения (код прямой): алмаз, прочие.

Плотность (код прямой): 3,3—3,4 *г/см*^{3}; 3,4—3,5 *г/см*^{3}; 3,5—3,55 *г/см*^{3}.

Рентгенографические определения (код прямой): наличие аномальных отражений типа «шипов», четкие рефлексы, размытые рефлексы.

Для кодирования морфологических особенностей алмаза отведен нижний край перфокарты. Слева направо кодируются следующие разделы:

Сохранность кристаллов (код прямой): целый, обломаны отдельные вершины или выколоты грани, сохранилось более половины кристалла, обломок кристалла, неправильный бесформенный осколок.

Следы механического износа (код прямой): «забиты» вершинки, «забиты» вершинки и ребра, изношен весь кристалл.

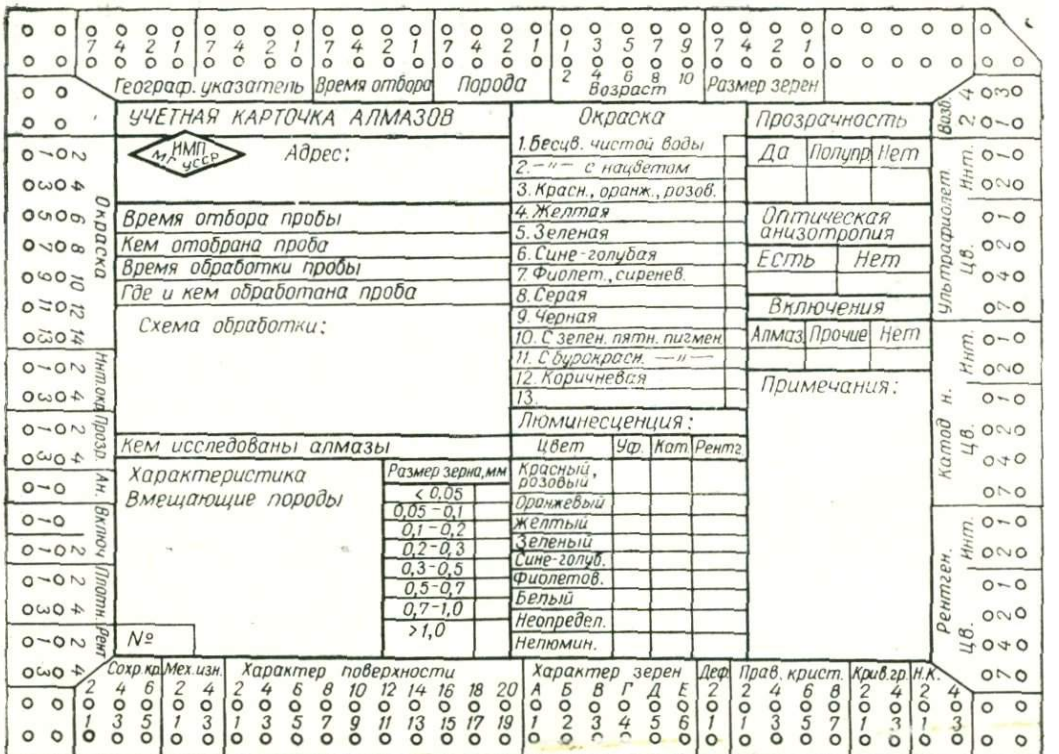


Рис. 60. Учетная карточка алмазов. Лицевая сторона.

Рис. 61. Учетная карточка алмазов. Обратная сторона.

Характер поверхности (код прямой): гладкая — все зерно; гладкая частично; штриховка — грубая, тонкая, сноповидная, занозистая и т. д.

Морфология зерен (код буквенно-цифровой): а) Индивидуализированные зерна: правильные кристаллы, кристаллы с неясной огранкой, бесформенные осколки, микроагрегатные зерна (борт); б) двойники: правильных кристаллов, кристаллов с неясной огранкой, срастания, прорастания; в) сростки: параллельные, неправильные, правильных кристаллов, кристаллов с неясной огранкой, неправильных и микроагрегатных зерен.

Деформация (код прямой): кристаллы относительно правильной формы, кристаллы искаженной формы.

Форма правильных кристаллов (код прямой): куб, октаэдр, ромбододекаэдр; комбинации — куб-октаэдр, куб-ромбододекаэдр; октаэдр-ромбододекаэдр; куб-октаэдр-ромбододекаэдр, сложная.

Кривизна граней правильных кристаллов (код прямой): плоскогранные, кривогранные, смешанные, неопределенные.

Форма кристаллов с неясной огранкой (код прямой): шаровидная, эллипсоидальная, уплощенная, неправильная.

Люминесцентные свойства кодируются по правому краю перфокарты, где выделены поля для разделов: «Люминесценция в ультрафиолетовых лучах», «Люминесценция в катодных лучах», «Люминесценция в рентгеновских лучах». Для каждого раздела отведено по четыре пары отверстий для характеристики цвета люминесценции и по две пары отверстий для кодирования интенсивности люминесценции. Тематические рубрики цвета и интенсивности, а также способы их кодирования для всех видов люминесценции одинаковы.

Цвет люминесценции (код 7-4-2-1): красный и розовый; оранжевый; желтый; зеленый; голубой; синий; фиолетовый; белый; неопределенный; не люминесцирует.

Интенсивность люминесценции (код 7-4-2-1; частично — 2-1): яркая, средняя, слабая.

Источник возбуждения люминесценции (код прямой): ультрафиолетовые лучи, рентгеновские, катодные.

Разработанная поисково-информационная система позволяет ввести единообразие при описании зерен алмаза, увеличить полноту их характеристики и сократить время, затрачиваемое на описание алмазов при их изучении и на обработку полученных данных.

Распределение алмазов по некоторым свойствам, %

Свойство	Украина		Казахстан (палеогеновые россыпи)	Урал	Сибирь
	Приднепровье и Приазовье (размах значений по неогеновым и современным россыпям)	Приднестровский район (современные россыпи)			
Форма зерен					
Правильные многогранники и их обломки	30—65	70	64		
Бесформенные угловатые осколки	30—69	28	36		
Микроагрегатные разности	3—15	1			
Уплощенные, сильно деформированные зерна	1—5	1	3		
Соотношение различных габитусных форм среди правильных многогранников					
Куб	42—67	57	41	—	0—4,5
Эктаэдр	9—28	18	12	12—18	2—74
Ромбододекаэдр	0—3	2	—	81—87	5—88
Комбинация различных форм	13—37	23	47		4—39
Фотолюминесценция					
Сине-голубая	7—12	5	—	71—94	24—80
Зеленая	20—30	18	—	3—22	0—15
Желтая	8—20	12	ЗН		2—21
Оранжевая	30—53	26	ЗН		
Отсутствует	7—30	37	100	1—8	0—49

5. Сводные данные по некоторым свойствам алмазов из песчаных отложений

Подытожим результаты изучения кристалломорфологии и физических свойств мелких алмазов (табл. 30).

Для алмаза мелкозернистых россыпей Украины и Казахстана характерно преобладание кристаллов кубического габитуса и существенная роль комбинационных кристаллов, значительная часть поверхности которых покрыта кубическими гранями. Подчиненное значение среди правильных многогранников имеют октаэдры. Роль ромбододекаэдров среди алмазов Украины ничтожна, а в россыпях Северного Казахстана ромбододекаэдры не встречены. В то же время среди алмазов известных отечественных и зарубежных месторождений преобладают ромбододекаэдры и октаэдры, кристаллы кубической формы встречаются редко, а комбинационные кристаллы покрыты преимущественно гранями октаэдра и ромбододекаэдра.

Кубическим граням некоторых мелких алмазов присущ своеобразный скульптурный узор поверхности, не наблюдавшийся у более крупных алмазов. Среди мелких алмазов присутствует значительное количество микроагрегатных разностей. Характерно также наличие специфичных уплощенных зерен со следами сильной деформации, проявляющейся в морфологических особенностях зерен, следах скольжения, двупреломлении.

Значительная часть мелких алмазов Украины окрашена в розовый и сиреневый, желтый, зеленый и серый цвет. В Приднестровском районе окрашенные алмазы в основном зеленого цвета (29% всех алмазов). В россыпях Северного Казахстана 98% алмазов окрашено в желто-зеленый цвет. По сравнению с алмазами Сибири и Урала среди мелких алмазов значительно окрашенных разностей больше. Многие мелкие алмазы покрыты пятнами пигментации, очевидно, радиационного происхождения.

Своеобразны люминесцентные свойства мелких алмазов. Среди люминесцирующих зерен преобладают разновидности с оранжевым свечением. Алмазы сине-голубой люминесценции имеют подчиненное значение. В то же время среди алмазов коренных и россыпных месторождений Сибири, Африки, Бразилии преобладают разности с сине-голубым свечением, а оранжевая люминесценция встречается редко. Значительная часть мелких алмазов не люминесцирует. Алмазы палеогеновых россыпей Северного Казахстана практически все не люминесцируют в ультрафиолетовых и рентгеновских лучах (только единичные кристаллы слабо светятся желтым и оранжевым цветом).

Мелкие алмазы с оранжевой фотолюминесценцией отличаются от более крупных алмазов и характером термолюминесценции.

Алмазы неогеновых и современных россыпей Приднепровья и Приазовья по соотношению основных кристалломорфологических типов и физическим свойствам сходны между собой, но отличаются от алмазов современных отложений Приднестровского района. Для последних характерно присутствие зеленых алмазов своеобразного морфологического облика, названных алмазами «днестровского» типа, и повышенное количество нелюминесцирующих разностей. Алмазы Приднестровского района отличаются большим средним размером зерен. Алмазы россыпей Северного Казахстана существенно отличаются от алмазов Украины отсутствием люминесцентных свойств при возбуждении ультрафиолетовыми и рентгеновскими лучами, характером окраски и меньшими размерами зерен.

Алмазы неогеновых и современных россыпей Украины и палеогеновых россыпей Северного Казахстана в целом существенно отличаются от алмазов из кимберлитовых трубок и россыпей Якутии, Урала, Южной Африки и других регионов. Основное отличие — в соотношении морфологических типов и характере люминесценции.

Различия исследованных алмазов и алмазов известных месторождений проявляются особенно четко при сопоставлении алмазов не по отдельным признакам и свойствам, а по их совокупности. Такое сравнение удобно провести на основе некоторых существующих классификаций алмаза, рассмотренных в начале главы.

По классификации М. А. Гневушева и Е. И. Шеманиной (1966) алмазы подразделены на три группы. Алмазы третьей группы в Якутии встречаются редко, а на Урале отсутствуют. В то же время большинство алмазов мелкозернистых россыпей Украины и Северного Казахстана по этой классификации относится именно к третьей группе.

Таким образом, основными особенностями мелких алмазов являются: специфичное соотношение морфологических типов при главенствующей роли кубов и почти полном отсутствии ромбододекаэдрических кристаллов; преобладание разновидностей с оранжевым свечением среди люминесцирующих зерен; значительное количество нелюминесцирующих зерен; повышенное количество окрашенных и микроагрегатных разностей. Кроме того, в числе особенностей можно упомянуть наличие уплощенных зерен со следами сильной деформации и своеобразный скульптурный узор поверхности кубических граней.

ГЛАВА IV

ВЕРОЯТНОЕ ПРОИСХОЖДЕНИЕ, ПОИСКОВОЕ ЗНАЧЕНИЕ И ВОЗМОЖНОСТЬ ПРАКТИЧЕСКОГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ МЕЛКИХ АЛМАЗОВ

О происхождении мелких алмазов

Алмазы мелкозернистых россыпей — новый объект исследования. Коренные источники этих алмазов в настоящее время неизвестны, и как всегда в таких случаях, особенно сложным является вопрос об их генезисе. Выше уже отмечалось, что существует определенное отличие между украинскими и казахстанскими алмазами, имеется также различие между теми и другими и крупными алмазами известных месторождений.

Основными материнскими алмазосодержащими породами земного происхождения являются кимберлиты. С ними связаны все промышленные коренные месторождения алмаза. Кимберлитовое происхождение имеют и алмазы, содержащиеся в россыпях Якутии, Южной Африки и некоторых других районов. Естественно предположить, что источником мелких алмазов Украины и Северного Казахстана являются кимберлиты.

В числе обнаруженных и изученных кимберлитовых трубок алмазоносными являются немногие. Из тысяч кимберлитовых трубок Африки установлено, например, только считанное число алмазоносных. Причем промышленное содержание алмаза имеют единичные кимберлитовые тела, большая их часть не содержит алмаза (В. С. Трофимов, 1967; Thain, 1967).

При опробовании на алмаз коренных и россыпных месторождений в настоящее время класс — 0,5 *мм* (а иногда и —1,0 *мм*) не исследуется и мелкие алмазы не улавливаются (А. П. Божинский и др., 1965; М. И. Маланьин и др., 1961). Возможно, что некоторые считающиеся неалмазоносными кимберлитовые тела содержат только мелкие алмазы. Если это так, то весовое соотношение мелких и более крупных алмазов, высвободившихся при разрушении кимберлитовых тел какой-либо алмазоносной провинции, будет не таким, каким оно известно для алмазоносных кимберлитов (в среднем 90% крупных и 10% мелких). В таком случае в кластических отложениях весовое количество мелких алмазов может резко превосходить количество более крупных, и наши рассуждения о том, что вместе с мелкими алмазами, обнаруженными на Украине и в Казахстане, высвободилось из коренных источников несравненно большее количество более крупных, могут оказаться неверными. В связи с этим было бы весьма интересно опробовать на мелкие алмазы «неалмазоносные» кимберлитовые трубки.

Кимберлитовое происхождение алмазов мелкозернистых россыпей представляется вполне вероятным. Однако отмеченные выше отличия мелких алмазов россыпей Украины и Северного Казахстана от алмазов месторождений описанных в литературе не позволяют отказаться и от предположения о возможных иных коренных источниках изученных алмазов.

Можно предположить, что отмеченные отличия обусловлены тем, что в кимберлитах неодинаково соотношение разновидностей среди разноразмерных алмазов. Некоторые данные свидетельствуют о более частой встречаемости окрашенных алмазов и кристаллов с оранжевой люминесценцией среди мелких алмазов Якутии (Б. Н. Леонов и др., 1966). В кимберлитах Сьерра-Леоне кубических алмазов больше в классе крупности — 2 *мм*, чем во фракции +2 *мм*. В то же время в кимберлитовых трубках Южной Африки мелкие алмазы совершенно не отличаются от крупных, среди тех и других преобладают октаэдрические кристаллы (Tolansky, 1966). Таким образом, сведения о соотношении разновидностей среди мелких и крупных алмазов кимберлитов довольно-таки противоречивые. Алмазы, размерами менее 0,5 *мм*, из кимберлитов изучены недостаточно. Количественные данные по соотношению разновидностей алмазов, отличающихся размерами, и описания мелких алмазов из кимберлитов в литературе практически отсутствуют. Поэтому достаточно надежный ответ о сходстве исследованных алмазов с алмазами кимберлитов может быть получен лишь после специального сравнительного изучения алмазов мелкозернистых россыпей и мелких алмазов кимберлитов.

В пользу кимберлитового происхождения косвенно может свидетельствовать наличие пиропа в некоторых современных алмазоносных отложениях Украины и палеогеновых россыпях Казахстана. Однако в неогеновых алмазоносных россыпях Приднепровья пиропа нет; генетическая природа пиропа россыпей Украины неясна, а в Северном Казахстане он связан с пироповыми перидотитами (хотя не исключается присутствие и кимберлитов с пиропом).

Широкая распространенность мелких алмазов в современных и неогеновых отложениях Украины в случае связи их с кимберлитами дает основание говорить о том, что указанными находками фиксируется размыв кимберлитов одной или нескольких крупных алмазоносных провинций. Степень сохранности коренных источников остается неясной. Более крупные кристаллы алмаза из тех же коренных пород, естественно, могут быть обнаружены в грубозернистых осадочных коллекторах.

По данным В. С. Соболева (1951), А. А. Кухаренко (1955), Ю. Д. Смирнова (1959, 1965), В. С. Трофимова (1940, 1967), И. И. Шафрановского (1964) и других авторов, кроме кимбер-

литов, источником алмазов могут быть и гипербазиты. Находки алмазов в метеоритах, отвечающих по составу земным перидотитам (например, уреилитах), с учетом гипотезы об образовании метеоритов при распаде крупного планетарного небесного тела (А. Н. Заварицкий, 1956; В. С. Соболев ,1962), подтверждает возможность присутствия алмазов в земных гипербазитах, формировавшихся при соответствующих параметрах температуры и давления. Многие исследователи считают, что источником алмазов россыпных месторождений, расположенных в складчатых зонах, например, на Урале, в Австралии и в других районах, являются гипербазиты (А. А. Кухаренко, 1955, 1961; И. С. Рожков, 1963; Ю. Д. Смирнов, 1959, 1965; В. С. Трофимов, 1947). Характерно, что алмазы, обнаруженные в гипербазитах, представлены мелкими кристаллами и осколками (Ю. Д. Смирнов, 1959; В. С. Трофимов, 1947). Возможно, небольшое число алмазов в этих породах объясняется тем, что при обычных методах опробования мелкие алмазы не улавливаются.

Специфичность свойства мелких алмазов Украины и их отличие от алмазов кимберлитов не позволяют исключить, таким образом, возможную связь их с гипербазитами. В то же время мы не имеем возможности сравнить алмазы мелкозернистых россыпей с алмазами гипербазитов, поскольку подробные описания последних отсутствуют. В связи с этим представляется необходимым более детально опробовать некоторые тела гипербазитов. например, дуниты Каменушинского массива (Урал), в которых А. А. Кухаренко были обнаружены мелкие осколки алмаза, с целью выделения и сравнительного изучения мелких алмазов. Представляется также целесообразным опробовать на алмазы разнотипные породы ультраосновного состава, особенно в районах расположения предполагаемых источников мелких алмазов, в частности, ультраосновные образования, развитые в пределах Кокчетавского поднятия в Северном Казахстане.

В разнотипные кластические отложения могли попасть не только алмазы земного происхождения, но и космогенные алмазы, высвободившиеся при выветривании метеоритов и сконцентрированные в результате природного обогащения в россыпях совместно с другими устойчивыми минералами.

Алмазы присутствуют в железных и каменных метеоритах различных типов — в грубых октаэдритах (Магура, Каньон Дьявола), уреилитах (Новый Урей, Гоалпара, Диалпур и др.), хондритах (Кульп, Тэйбан и др.), (А. П. Виноградов, Г. П. Вдовыкин, 1963; Г. П. Вдовыкин, 1964, 1967, 1969; Б. Мэйсон, 1965; Lipshuts, Anders, 1961 и др.).

Метеоритные алмазы могли образоваться, согласно основным гипотезам: 1) в недрах гипотетического планетарного тела (тел), служившего источником метеоритного вещества, до распада тела; 2) во время распада гипотетической планеты (планет); 3) при соударении астероидов между собой; 4) при соударениях метеоритов с Землей (Е. Л. Кринов, 1955, 1958; А. Н. Заварицкий, 1956; Г. П. Вдовыкин, 1967; Urey, 1956, и др.).

Мы не располагаем данными о содержании алмаза во всех известных алмазоносных метеоритах, но имеющиеся факты свидетельствуют о том, что количество алмазов в этих метеоритах по земным понятиям очень велико. В уреилитах, например, в частности, в Новом Урее их содержится около 1—2% (А. П. Виноградов и др., 1966; Е. Л. Кринов, 1958; Carter, Kennedy, 1964). В пересчете на 1 *т* исходного вещества это составляет 10—20 *кг* (50—100 тыс. карат). Следует отметить, что содержание, отвечающее пределу чувствительности определения алмазов в метеоритах, часто в сотни раз превышает содержание алмаза в богатых алмазоносных кимберлитах. При изучении алмазоносности некоторых каменных метеоритов применялась, например, методика, чувствительность которой оценивается цифрами 0,02—0,05% (Urey и др., 1957), что составляет в пересчете на 1 *т* исходного материала 1—2,5 тыс. карат. Для сравнения отметим, что кимберлиты считаются богатыми при содержании десятков карат в 1 *т* исходной породы, а разработка их является рентабельной уже при содержании нескольких карат в 1 *т* породы.

Алмазы в метеоритах, очевидно, не устанавливаются при относительно небольшом содержании из-за ограниченного веса метеоритного вещества, которым располагают исследователи. Обнаружение алмазов в метеоритах Новый Урей, Гоалпара, Диалпур и Хубара из навесок всего лишь в сотые — десятые доли грамма (А. П. Виноградов, Г. П. Вдовыкин, 1963) стало возможным лишь благодаря высокому содержанию алмаза. Для сравнения напомним, что минимальный вес проб при изучении алмазоносности земных пород исчисляется сотнями килограммов, а пробы весом в несколько тонн являются обычными.

В настоящее время известно около десяти алмазоносных метеоритов. Но, очевидно, алмазы распространены в метеоритах шире, чем это считается на основании имеющихся находок. Проверялось на алмазоносность не более 50—100 метеоритов. Таким образом, судя даже по имеющимся находкам, алмазоносными являются примерно 10% проверявшихся метеоритов. Вероятно, того же порядка и процент алмазосодержащих образцов от всех метеоритов. Приведенные выше соображения свидетельствуют о том, что эта цифра, возможно, занижена.

Рассчитаем ориентировочное количество алмазов, которое может попасть на Землю с метеоритным веществом. При этом бу-

дем исходить из того, что ежегодный прирост Земли за счет метеоритного вещества составляет 10^3 *т* (Е. Л. Кринов, 1958; А. Н. Заварицкий, 1956) и содержание алмазов в нем равно 0,001%. Тогда ежегодный прирост алмазов, выпадающих на Землю с метеоритным веществом, составит 10^{-2} *т*. Только за четвертичный период, возраст которого оценивается в 1млн. лет, на Землю могло попасть 10^4 *т*, а за всю историю Земли — 10^7 *т* алмазов. Для сравнения отметим, что мировые промышленные геологические запасы алмаза (без СССР) в кимберлитах оцениваются цифрой порядка 200 *т* (В. С. Трофимов, 1963).

Таким образом, общее количество алмазов, выпавших с метеоритами за миллионы лет геологической истории Земли, может быть достаточно велико, если даже допустить, что результирующая цифра примерного расчета может колебаться на несколько порядков за счет недостаточной представительности исходных данных.

При выветривании метеоритов, алмаз, будучи чрезвычайно устойчивым минералом, практически не изменяясь, должен переходить в земные породы. Присутствие метеоритных алмазов в осадочных породах поэтому представляется несомненным. Отложениями, благоприятными для накопления метеоритных алмазов, являются мелкозернистые прибрежно-морские россыпи, типа титаноносных россыпей Украины, поскольку известные метеоритные алмазы в основном мелкие, с преобладающими размерами зерен — сотые-десятые доли миллиметра (Г. А. Вдовыкин, 1964; Carter, Kennedy, 1964; Urey, и др., 1957).

Известно, что метеоритные алмазы встречаются в виде мелких неправильных зерен и кристаллов и в агрегатных сростках размерами до 2 *мм*. Отмечались кристаллы кубического, октаэдрического и переходного габитуса (Carter, Kennedy, 1964; Frondel, Marvin, 1967). Отдельные кристаллы обычно не крупнее 0,3 *мм*. Отмечены темные (в том числе и карбонадо) и бесцветные, нелюминесцирующие и люминесцирующие разности. Для большинства алмазоносных метеоритов характерно присутствие темноокрашенных, часто графитизированных зерен и микроагрегатных образований (А. П. Виноградов, Г. П. Вдовыкин, 1963; Carter, Kennedy, 1964, и др.). Такие разности присутствуют и в мелкозернистых россыпях.

Предположив, что алмазы имеют метеоритное происхождение, мы должны были бы допустить и большое сходство между собой мелких алмазов из россыпей различных регионов. Между тем идентичные разновидности в россыпях Украины и Северного Казахстана составляют лишь первые проценты от всех алмазов, а основная масса алмазов каждого региона, наряду со сходными чертами, имеет специфичные особенности, проявляю-

щиеся, например, у казахстанских алмазов в отсутствии люминесцентных свойств и в окрашенности большинства зерен. Следовательно, космогенные (метеоритные) алмазы могут составлять лишь небольшую часть всех алмазов мелкозернистых россыпей.

Поисковое значение мелких алмазов

Благодаря применению методики обработки проб, описанной в первой главе, даже очень малые содержания алмаза можно достаточно надежно определять в относительно небольших пробах мелкозернистого материала. Это открывает новые возможности при поисковых работах.

Важным преимуществом использования мелких алмазов является возможность проведения прямых, а не косвенных (по спутникам) поисков, так как только находка алмазов может неоспоримо свидетельствовать об алмазоносности отложений. Прямые поиски особенно важны для районов, где спутники алмазов (пироп, хромдиопсид, пикроильменит, муассанит) не обнаружены либо не выяснена их генетическая природа, а также в местах, где установлено, что возможные спутники алмаза связаны с разнотипными (в том числе некимберлитовыми) материнскими породами. Как пример можно привести территорию Украины, где генетическая природа широко распространенного пиропа неясна, а хромдиопсид и пикроильменит в осадочных отложениях не обнаружены.

В новых перспективных районах, где алмазы пока неизвестны, изучение мелкозернистых отложений позволяет в короткий срок и без значительных затрат удостовериться в наличии или отсутствии алмазов, что облегчит выбор дальнейшего направления работ. На перспективы алмазоносности Северного Казахстана, например, указывалось ранее на основании различных соображений (П. Г. Корейшо, 1956; Ш. Е. Есенов и др., 1968). Однако первым подтверждением высказывавшихся предположений явилось обнаружение именно мелких алмазов в палеогеновых титаноносных россыпях северного обрамления Кокчетавской глыбы.

Важное значение приобретает изучение свойств (особенно имеющих диагностическое значение) мелких алмазов новых районов. Результаты такого изучения должны учитываться при поисках более крупных алмазов, поскольку возможно совпадение свойств крупных и мелких алмазов. Учитывая сказанное, при поисках крупных алмазов на Украине и особенно в Северном Казахстане не следует ограничиваться применением традиционных рентгено-люминесцентных методов выявления алмаза на конечной стадии обработки проб (во всяком случае до накопления достаточного фактического материала по свойствам

крупных алмазов, поскольку значительная часть крупных алмазов может оказаться нелюминесцирующей, а люминесцирующие алмазы могут светиться нетрадиционным цветом). Возможно, ограниченность находок алмазов размером крупнее 1 *мм* на Украине объясняется тем, что не уделяется должного внимания диагностике нелюминесцирующих зерен.

При поисках мелких алмазов необходимо, конечно, учитывать общую геологическую обстановку, структурное положение района, палеогеографические условия и т. д. При выборе точек опробования, кроме этих данных, важное значение имеет и состав исследуемых мелкозернистых отложений. Наиболее перспективными, с точки зрения выявления мелких алмазов, являются отложения, отличающиеся следующими признаками:

1) хорошей природной гидравлической отсортированностью и выдержанностью гранулометрического состава песчаного материала;

2) преобладанием устойчивых к физико-химическому выветриванию и при транспортировке минералов;

3) повышенным содержанием тяжелых минералов типа циркона, рутила, дистена и др.;

4) наличием редких устойчивых минералов — бадделеита, муассанита и др.

Первые **три особенности** наиболее существенны и являются важными литолого-минералогическими поисковыми критериями. Наличие пиропа и других признанных спутников алмаза (хромдиопсида, пикроильменита) возможно, но не обязательно. Выше было показано, что в неогеновых титано-циркониевых россыпях (Приднепровье) и некоторых современных алмазоносных отложениях (например, в Приазовье) минералы-спутники отсутствуют.

При поисках алмазов крупностью менее 0,5 *мм* одной из первоочередных задач должно явиться систематическое опробование благоприятных по составу разновозрастных мелкозернистых песчаных отложений. Такое опробование может способствовать решению следующих задач:

1) выявлению наиболее перспективных в возрастном, пространственном и генетическом отношении осадочных толщ;

2) оконтуриванию в пределах этих толщ участков с повышенной концентрацией алмаза и изучению приуроченности алмаза к отложениям определенного вещественного состава и происхождения;

3) установлению путей миграции и положения питающих провинций.

Обычное направление опробования разновозрастных осадочных комплексов — от молодых к более древним.

Определение нижней возрастной границы распространения алмаза позволит не только выделить перспективные в смысле алмазоносности промежуточные осадочные коллекторы, но и облегчит поиски материнских источников алмаза.

Изучение алмазоносности мелкозернистых отложений целесообразно проводить в два этапа. Вначале проводить предварительное качественное опробование с целью констатации алмаза и установления самого факта алмазоносности. На втором этапе следует опробовать заведомо алмазоносные (по результатам предварительных работ) отложения с целью надежного определения содержания алмаза на более представительных пробах. Такая последовательность проведения работ позволит сократить количество проб и сроки их обработки.

Весьма полезным было бы опробовать на алмазы все известные титано-циркониевые россыпи. Они обычно формируются в результате длительной транспортировки и многократного переотложения песчаного материала. Поэтому россыпи сложены химически и механически устойчивыми в природных условиях минералами и являются своего рода природной ловушкой для алмаза. Если в питающих провинциях, служивших источником терригенного материала для формирования титано-циркониевых россыпей, были развиты алмазосодержащие породы, то в эти россыпи неизбежно должен попасть и алмаз, как наиболее устойчивый в природных условиях минерал. Следовательно, накопление данных об алмазоносности титано-циркониевых россыпей, расположенных в различных географических районах, будет способствовать выявлению новых алмазоносных провинций.

Возможно, что мелкие алмазы распространены шире, чем это считается в настоящее время, и при проведении исследований могут быть обнаружены песчаные отложения с высоким содержанием мелких алмазов.

Находки мелких алмазов могут использоваться при поисках более крупных алмазов. Присутствие алмазов в мелкой фракции гравийно-галечных отложений косвенно свидетельствует о возможности присутствия в грубозернистом материале и более крупных алмазов и является основанием для проведения специального крупнообъемного опробования с целью обнаружения крупных алмазов.

Возможность использования мелких алмазов

Технические свойства мелких природных алмазов не изучены, в то же время известно, что зерна минералов титано-циркониевых россыпей, образовавшихся в результате длительной транспортировки и многократного переотложения песчаного ма-

териала в условиях активной гидродинамической среды, обладают повышенной механической прочностью. Поэтому естественно предположить, что и алмазный песок, полученный из этих россыпей, будет отличаться повышенной механической прочностью и абразивной способностью от аналогичного по крупности материала, получаемого в настоящее время измельчением алмазов коренных месторождений, и от синтетических алмазов.

Алмазы естественной крупностью менее 0,5 *мм* в практике не используются, поскольку при отработке промышленных месторождений, как правило, не улавливаются. Однако, очевидно, не случайно в Южной Африке в последние годы проводятся в значительных масштабах специальные работы по извлечению мелких алмазов (10—30 тыс. штук на карат) (Thain, 1967, S. Afr. Min. and Engng. J., 1967).

Алмазы мелкозернистых россыпей представлены узким классом крупности. Эту особенность можно использовать в практических целях. Правильные мелкие кристаллики смогут найти применение в качестве затравок при выращивании крупных синтетических алмазов, а также при создании уникальных микрогабаритных приборов с использованием полупроводниковых, счетных и других особых свойств алмаза.

ЛИТЕРАТУРА

Аксенов А. А. Морфология и динамика северного берега Азовского моря. — В кн.: Тр. ин-та океанографии, вып. 29, 1955.

Алексеева В. П., Новоселова Л. Н. О пиропе Украины. — Мин. сб. Львовского гос. ун-та, № 19, вып. 2, 1965.

Алексеева В. П., Бархатова М. П., Плотникова М. И. Состояние изученности алмазоносности Русской платформы. — В кн.: Рудоносность Русской платформы. «Наука», М., 1965.

Архангельский А. Д., Страхов Н. М. Геологическое строение и история Черного моря. Изд-во АН СССР. М.—Л., 1938.

Баранова Н. М., Веклич М. Ф., Дядченко М. Г., Заморий П. К., Крашенинникова О. В., Молявко Г. И. Условия формирования и закономерности размещения кайнозойских россыпей на территории УССР. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 4. Госгортехиздат, М., 1960.

Барковская М. Г. Закономерности распределения терригенного материала в приурезовой полосе Советского побережья Черного моря. — В кн.: Тр. ин-та океанологии, т. 53. Изд-во АН СССР. М., 1961.

Барковская М. Г. Закономерности распределения донных осадков на шельфе советских берегов Черного моря. — В кн.: Тр. ин-та океанологии, т. 53. Изд-во АН СССР. М., 1961.

Барковская М. Г. Некоторые закономерности образования в водоемах промышленных концентратов тяжелых минералов. — Геология рудных месторождений, 1963, 1.

Барковская М. Г. Об особенностях терригенной минералогии черноморских осадков у побережий, сложенных рифогенным неогеном. — Литол. и полезн. ископ., 1967, 4.

Бартошинский З. В., Гневушев М. А. О причинах оптической анизотропии алмаза. — Мин. сб. Львовск. геол. о-ва, № 12, 1958.

Бартошинский З. В. Сравнительная характеристика алмазов из различных алмазоносных районов Западной Якутии. — Геология и геофизика, 1961, 6.

Бартошинский З. В. Кристалломорфология алмазов с проявлениями природного растворения. — Мин. сб. Львовского гос. ун-та, № 19, вып. 4, 1965.

Бартошинский З. В. Особенности нелюминесцирующих в рентгеновских лучах алмазов из некоторых месторождений Якутии. — В кн.: Мат. научн. конференции выпускников геол. фак-та ЛГУ, Львов, 1966.

Бартошинский З. В. Кристалломорфология алмазов из россыпей Северо-Востока Сибирской платформы. — Мин. сб. Львовск. гос. ун-та, № 20, вып. 3, 1961.

Бартошинский З. В. Некоторые особенности алмазов из россыпей Северо-Востока Сибирской платформы. — Геология и геофизика, 1967, 3.

Бауэр Я., Фиала Ю., Гржихова Р. Муассанит из Чешских Средних гор. — Изв. АН СССР. Серия геол., 1963, 7.

Безруков В. А., Безруков Г. Н., Бутузов В. П., Варагин В. С., Ворожейкин К. Ф., Кирова Н. Ф., Литвин Ю. А. Морфология кристаллов алмаза, синтезированного в широком интервале температур и давлений. — ЗВМО, 1966, I, 95.

Безруков Г. Н., Бутузов В. П., Королев Д. Ф. Некоторые кристаллографические черты синтетических и природных алмазов. — В кн.: Рост кристаллов, т. 7, ч. I. «Наука». М., 1967.

Бобриевич А. П., Смирнов Г. И., Тарасюк О. Н. К вопросу алмазоносности Волыно-Подолии. — В кн.: «Рифейский вулканизм и металлоносность зап. части Украинского щита». «Наукова думка», К., 1968.

Бобриевич А. П., Бондаренко М. Н., Гневушев М. А., Красов Л. М., Смирнов Г. И., Юркевич Р. К. Алмазные месторождения Якутии. Госгеолтехиздат, М., 1959.

Бобриевич А. П., Грицик В. В., Дружинин Л. Н., Смирнов Г. И., Тарасюк О. Н. Новые находки алмаза на Правобережной Украине. — ДАН УССР, 1968, 8.

Бобриевич А. П., Калюжный В. А., Смирнов Г. И. Муассанит в кимберлитах Восточно-Сибирской платформы. — ДАН СССР, 1957, 6, 115.

Бовенкерк К. П. Некоторые исследования морфологии и физических характеристик искусственного алмаза. — В кн.: Физика высоких давлений. ИЛ, М., 1963.

Божинский А. П., Гневушев М. А., Каллистов П. А., Лапин С. С., Лифшиц А. И., Новик-Качан В. П., Седова В. И., Трушков Ю. Н. Методы разведки и подсчета запасов россыпных месторождений полезных ископаемых. — В кн.: Тр. ЦНИГРИ, вып. 65. «Недра», М., 1965.

Бойчук М. Д., Зарицкий А. И., Ружицкий В. О., Стрекозов Н. Ф. Алмазоносность зоны сочленения Приазовья с Донбассом. — ДАН СССР, 1967, 5, 176.

Бойчук М. Д., Стрекозов Н. Ф. Перспективы алмазоносности Приазовья. — В кн.: Геологическая конференция «Степановские чтения». Тезисы. г. Артемовск, 1967.

Бондарчук В. Г. Генетичні типи та стратиграфія четвертинних відкладів Української РСР. — Геол. журн. АН УРСР, 1958, I, 18.

Буданов В. И. Об образовании и развитии кос «азовского типа». — В кн.: Тр. океаногр. Комиссии АН СССР, т. I. Изд-во АН СССР, 1956.

Булава Ю. Д., Трофимов В. С. Некоторые закономерности распределения тяжелых минералов в современных пляжевых отложениях на северном побережье Черного моря. — Бюлл. комиссии по изуч. четвертичн. периода, 1965, 30.

Бутузов В. П. Методы получения искусственных алмазов. — В кн.: Исследования природного и технического минералообразования. «Наука», М., 1966.

Вадимов Н. Т., Веклич М. Ф., Кондрачук В. Ю., Хатунцева А. Я., Цымбал С. Н. Россыпи титановых и редкометальных минералов Украинской ССР. — Тезисы 2-го совещ. по геологии россыпных месторожд. полезн. ископ. «Наука», М., 1964.

Варшавский А. В. Аномальное двупреломление и внутренняя морфология алмаза. «Наука», 1968.

Васильев В. Т., Ковальский В. В., Черский В. В. Происхождение алмазов. «Недра», М., 1968.

Вдовыкин Г. П. Некоторые результаты изучения минерального состава 12 углеродсодержащих метеоритов. — Метеоритика, 1964, 25.

Вдовыкин Г. П. Углистое вещество метеоритов. «Наука», М., 1967.

Вдовыкин Г. П. Алмазы в новом метеорите-уреилите Ding Pup Donga. — ДАН СССР, 1969, 6, 186.

Вдовыкин Г. П. Обнаружение алмазов в новом метеорите-уреилите North Halg. — ДАН СССР, 1969, 5, 186.

Ведерников Н. Н. О миграционных свойствах алмазов. — В кн.: Тр. Пермского научно-исслед. угольного ин-та, сб. 6., 1964.

Вилутис Э. С. Спектры рентгенолюминесценции и термическое высвечивание сибирских алмазов. — Изв. АН СССР. Серия физ., 1959, II, 23.

Виноградов А. П., Вдовыкин Г. П. Алмазы в каменных метеоритах. — Геохимия, 1963, 8.

Виноградов А. П., Вдовыкин Г. П., Карякин А. В., Зубрилина М. Е. Изучение органических соединений и алмаза метеорита Новый Урей методом инфракрасной абсорбционной спектроскопии. — Геохимия, 1966, 9.

Виноградов А. П., Вдовыкин Г. П., Ильин Н. П., Лосева Л. Е. Строение алмаз-графитовых сростков в метеоритах-уреилитах в связи с их происхождением. — Геохимия, 1968, 8.

Вишневский А. С., Суходольская О. В. Простые формы кристаллов синтетического алмаза. — Мин. сб. Львовск. ун-та, № 20, вып. 4, 1960.

Глушкина С. Е., Иициксон Г. В., Леви Б. И. Муассанит в месторождениях карбонатитов. — ЗВМО, 1963, серия 2, 6, 92.

Гневушев М. А. О следах травления на гранях алмаза. — ЗВМО, 1956, 3, 85.

Гневушев М. А. О фотолюминесценции алмаза. — Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, № 10, 1956.

Гневушев М. А., Бобков Н. А., Бартошинский З. В. Следы травления и растворения на якутских алмазах. — Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, № 11, 1957.

Гневушев М. А., Бартошинский З. В. К морфологии якутских алмазов. — В кн.: Тр. ЯФ СО АН СССР, сб. 4, 1959.

Гневушев М. А., Кравцов Я. М. Некоторые данные о составе примесей в уральских и якутских алмазах. — В кн.: Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., вып. 40. 1960.

Гневушев М. А., Ефремова В. А., Пахло Я. Р. Находки пиропа в верховьях Днестра. — В кн.: Тр. ВСЕГЕИ, вып. 40, 1960.

Гневушев М. А., Шеманина Е. И. Опыт классификации природных кристаллов алмаза по комплексам признаков и свойств. — В кн.: Тезисы докладов Совещания по геологии амазных месторождений. Пермь, 1966.

Гневушев М. А., Шеманина Е. И. Некоторые особенности уральских алмазов и их возможные первоисточники. — В кн.: Минералы изверженных горных пород и руд Урала. «Наука», Л., 1967.

Гомон Г. О. Алмазы. «Машиностроение», М.—Л., 1966.

Гомон Г. О., Кинжалов П. С., Кулебякин Н. М. Свечение алмазов из трубки «Мир». — Геология и геофизика, 1962, 2.

Гоньшакова В. И., Ружицкий В. О., Бойчук М. Д., Зарицкий А. И., Стрекозов Н. Ф. Трубки взрыва и дайки кимберлитоподобных пород Русской платформы. — Изв. АН СССР. Серия геол., 1967, 10.

Гурвич С. И., Болотов А. М. Титано-цирконневые россыпи Русской платформы и вопросы поисков. «Недра», М., 1968.

Гусельников И. И., Турпитько А. Ф. Перфокарты с краевой перфорацией. «Высшая школа», М., 1967.

Дьяков А. Г., Бартошинский З. В. Транспортировка и характер износа алмазов аллювиальных россыпей Западной Якутии. — В кн.: Тр. ЯФ СО АН СССР, сб. 6., 1961.

Дядченко М. Г., Ткаченко Т. А. *Современные морские и лиманные* отложения Украины и их вещественный состав. — В кн.: Закономерности размещения месторождений в платформенных чехлах. Изд-во АН УССР, К., 1960.

Дядченко М. Г., Зернецкий Б. Ф., Ткаченко Т. А. К минералогии лиманных песков в районе с. Станислава Херсонской области. — ДАН УССР, 1960, 9.

Дядченко М. Г., Хатунцева А. Я. Континентальные россыпи Днепро-Бугского района. — *В кн.: Закономерности размещения* месторождений в платформенных чехлах, ч. 2. Изд-во АН УССР, К., 1960.

Дядченко М. Г., Хатунцева А. Я., Цымбал С. Н. Особенности вещественного состава россыпей Украины. — ДАН УССР, 1965, 2.

Еременко Г. К. *О находке алмазов в современных* отложениях северного побережья Азовского моря. — В кн.: Полезные ископаемые Украины. «Наукова думка», К., 1966.

Еременко Г. К., Борисов В. В., Юрк Ю. Ю., Бобриевич А. П, Смирнов Г. И. *Предварительные* сведения об алмазоносности современных отложений северного побережья Азовского моря. — ДАН УССР, 1967, серия Б, 1.

Еременко Г. К., Полканов Ю. А. Об окраске и люминесценции *алмазов различного* габитуса (на примере мелких алмазов Украины). — ЗВМО, 1969, 3, 98.

Еременко Г. К., Полканов Ю. А. Особенности люминесценции мелких алмазов из песчаных отложений Украины. — ДАН СССР, 1969, 4, 188.

Есенов Ш. Е., Ефимов И. А., Шлыгин Е. Д., Абдулкабирова М. А., Ведерников Н. Н., Нурлыбаев А. Н. К проблеме алмазоносности Северного Казахстана. — Вестн. АН Каз. ССР, 1968, 1.

Желдаков М. Е., Ефанова В. А. О перспективах алмазоносности северных и западных частей Волго-Донского региона. — Разв. и охр. недр, 1967, 2.

Жердева А. Н., Абулевич В. К. Минералогия титановых россыпей. «Недра», М., 1964.

Заварицкий А. Н., Кваша Л. Г. Метеориты СССР. Изд-во СССР, М., 1952.

Заварицкий А. Н. Работы по метеоритике. Изд-во АН СССР, М., 1956.

Зенкович В. П. Морфология и динамика советских берегов Черного моря. Т. 1, 1958; т. 2, 1960.

Ивенсен Ю. П., Кожевников И. И., Шмидт Н. Г. Задачи научно-исследовательских и поисковых геолого-геофизических работ на Русской платформе, *связанные с изучением ее рудоносности.* — В *кн.: Рудоносность* Русской платформы, «Наука», М., 1965.

Каминский Ф. В., Букин В. И., Потапов С. В., Аркус Н. Г., Иванова В. Г. Находки карбида кремния в естественных условиях и их *генетическое значение.* — *Изв. АН СССР. Серия геол., 1968, 6.*

Карнаухов Н. М. Люминесценция алмазов в рентгеновских лучах. — Вестн. Восточносибирского правления НТО цветной металлургии, 1961, 5.

Карякин Л. И. Минералогический состав песков побережья Азовского *моря между косами Бердянской и Обиточной.* — *Мин. сб. Львовск. геол.* об-ва, № 2, 1948.

Кашкаров И. Ф., Полканов Ю. А. О находке алмазов в титано-циркониевых песках. — ДАН СССР, 1964, 5, 157.

Кашкаров И. Ф., Полканов Ю. А. О находке алмазов в прибрежно-морских третичных песках Украины. — В кн.: Геология россыпей. «Наука», М., 1965.

Кашкаров И. Ф., Полканов Ю. А., Еременко Г. К., Борисов В. В., Яловенко И. П. Новые данные об алмазоносности неогеновых и современных песчаных отложений некоторых районов Украины. — ДАН СССР, 1968, 4, 179.

Китайник А. Ф. О муассаните из траппов Сибирской платформы. — Сб. Матер. по геологии и полезн. ископ. Вост. Сибири, в. 3 (24). Иркутск, 1958.

Клименюк В. Н. Применение перфокарт в научных исследованиях. «Наукова думка», К., 1969.

Комогорцева П. К. Основные результаты исследования обогащения материалов мелких классов алмазосодержащих руд. — Бюлл. НТИ ВИМС, 1963, 2, 46.

Корейшо П. Г. Некоторые особенности мезозойского вулканизма Северного Казахстана в аспекте возможной его алмазоносности. — Вест. АН Каз. ССР, 1956, 7.

Кринов Е. Л. Основы метеоритики. Гостехиздат, М., 1955.

Кринов Е. Л. Метеориты. Физматгиз, М., 1958.

Кухаренко А. А. Алмазы Урала. Госгеолтехиздат, М., 1955.

Кухаренко А. А. Минералогия россыпей. Госгеолтехиздат, М., 1961.

Кухаренко А. А., Титова В. М. Новые данные по растворению кристаллов алмаза. — Уч. зап. ЛГУ. Серия геол., 1957, 215, 8.

Куц В. П., Кравченко Г. Л. Первая находка муассанита в кристаллических породах Украины. — В кн.: Полезные ископаемые Украины, «Наукова думка», К., 1966.

Леоненко И. Н. О перспективах открытия новых видов полезных ископаемых в области Воронежской антеклизы. — Сов. геология, 1965, 12.

Леонов Б. Н., Прокопчук Б. И., Орлов Ю. Л. Алмазы Приленской области. «Наука», М., 1966.

Логвиненко Н. В., Ремизов И. Н. Современное осадконакопление (осадки пляжа) на северном берегу Азовского моря. — В кн.: Дельтовые и мелководно-морские отложения. Изд-во АН СССР, М., 1963.

Логвиненко Н. В., Ремизов И. Н., Бергер М. Г. Некоторые особенности накопления и терригенно-минералогическое районирование современных отложений береговой зоны Азовского моря. — ДАН СССР, 1964, 159.

Лунев Б. С. Дифференциация осадков в современном аллювии. — Уч. зап. Пермск. ун-та, 1967, 174.

Лунев В. С., Тюрин В. М., Осовецкий Б. М., Быков В. А., Старков Н. П. Об обнаружении мелких алмазов и муассанита в Вишерском алмазоносном районе. — Уч. зап. Пермск. ун-та, 1968, 170.

Лучицкий В. И. Петрография, т. I. Госгеолиздат, М., 1947.

Маланьин М. И., Крупенина А. П., Черкашина М. М., Румянцева В. В. Обогащение алмазосодержащих коренных пород и песков. Госгеолтехиздат, М., 1961.

Маланьин М. И., Маланьин Р. М. Опробование кимберлитов. «Недра», М., 1966.

Малышев И. И. Закономерности образования и размещения месторождений титановых руд. Госгеолтехиздат. М., 1957.

Мамыкина В. А., Хрусталев Ю. П. Процессы абразии и аккумуляции в современном осадкообразовании на примере Азовского моря. — Океанология, 1966, 3, 6.

Маршинцев В. К., Щелчкова С. Г., Зольников Г. В., Вос-

кресенский В. Б. Новые данные о муассаните из кимберлитов Якутии. — Геология и геофизика, 1967, 12.

Мельничук Э. В., Бондарь И. И., Слынько П. И. О целесообразности опробования керна для установления алмазоносности. — Геол. журн., 1970, 30.

Минеева И. Г., Картенко Н. Ф. О находках муассанита в контактовом ореоле интрузии щелочных и нефелиновых сиенитов. — ЗВМО, 1967, 3, 96.

Минералы. Справочник, т. 1. Изд-во АН СССР, М., 1960.

Михеев В. И. Рентгенометрический определитель минералов. Госгеолтехиздат, М., 1957.

Момджи Г. С. Теоретические основы и методика поисков россыпных месторождений титана и циркония. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. IV, Госгортехиздат. М., 1960.

Морозова Л. И. Об источниках ильменита в титано-циркониевых песках Украины. — ДАН СССР, 1964, 4, 173.

Мэйсон Б. Метеориты. «Мир», М., 1965.

Никитин А. В., Безруков Г. Н., Варагин В. С. Влияние параметров синтеза на термолюминесценцию искусственных алмазов. — Изв. АН СССР. Серия неорг. матер., 1969, 4, 5.

Орлов Ю. Л. Растворение и коррозия кристаллов алмаза в процессе формирования и автометаморфизма алмазоносных пород. — В кн.: Тр. мин. музея им. Ферсмана, вып. 13, 1962.

Орлов Ю. Л. Морфология алмаза. Изд-во АН СССР, М., 1963.

Орлов Ю. Л. Разновидности кристаллов и поликристаллических сростков алмаза. — В кн.: Тр. мин. музея им. Ферсмана, вып. 16, 1965.

Орлов Ю. Л., Кодочигов П. Н. Эпигенетическое окрашивание кристаллов алмаза в дымчатые и розовато-лиловые тона. — В кн.: Тр. мин. музея им. Ферсмана, вып. 18, 1968.

Орлов Ю. Л. Кристаллы алмаза с волокнистой оболочкой. — В кн.: Тр. мин. музея им. Ферсмана, вып. 18. 1968.

Пазюк Л. И., Рачковская Н. И. Особенности литологии пляжевых отложений Черного моря к югу от Одессы. — В кн.: Геология побережья и дна Черного и Азовского морей в пределах УССР, вып. 1. Изд-во Киевского ун-та, 1967.

Полканов Ю. А. Характеристика и диагностическое значение люминесцентных свойств алмазов из неогеновых песков Украины. — В кн.: Полезные ископаемые Украины. «Наукова думка», К., 1966.

Полканов Ю. А. О люминесценции украинских алмазов. — ДАН УССР, 1966, 4.

Полканов Ю.А. Об иоците песчаных третичных отложений Украины. — ДАН УССР, 1966, 10.

Полканов Ю. А. Об алмазах кубического габитуса из третичных россыпей Приднепровья. — ДАН СССР, 1967, 4, 173.

Полканов Ю. А. О находке алмазов в нижнем Приднестровье. — ДАН СССР, 1967, 2, 174.

Полканов Ю. А. Об алмазоносности неогеновых титаноносных россыпей левобережной Украины. — В кн.: Природные и трудовые ресурсы левобережной Украины и их использование. Тезисы докладов, вып. 3, Харьков, 1967.

Полканов Ю. А. О метеоритном веществе из третичных отложений Украины. — Геофизика и астрономия, информ. бюлл., 1967, 11.

Полканов Ю. А. Об учете крупности зерен при диагностике минералов прибрежных титаноносных россыпей. — Литология и полезные ископаемые, 1967, 1.

Полканов Ю. А., Кашкаров И. Ф. Физические свойства минералов титано-циркониевых песков и возможность их использования для решения некоторых генетических вопросов. — В кн.: Физические методы исследования минералов осадочных горных пород. «Наука», М., 1966.

Ребане К. К. Элементарная теория колебательной структуры спектров примесных центров кристаллов. «Наука», М., 1968.

Ремизов И. Н., Бергер М. Г. Вещественный состав и строение россыпей полтавской серии Украины как показатели условий их образования. — В кн.: Природные и трудовые ресурсы Левобережной Украины и их использование. Тезисы докладов, вып. 2. Харьков, 1967.

Ремизов И. Н., Бергер М. Г. Некоторые особенности вещественного состава и генезиса осадков береговой зоны Азовского моря в связи с общими вопросами изучения осадочных образований. — В кн.: Геология побережья и дна Черного и Азовского морей в пределах УССР, № 2. Изд-во Киевского ун-та, 1968.

Ремизов И. Н., Бергер М. Г. Об условиях накопления миоценовых титано-циркониевых россыпей Днепровско-Донецкой впадины. — ДАН СССР, 1968, 4, 182.

Рожков И. С. Геологические особенности алмазоносных месторождений и задачи научных исследований. — Тр. ЯФ СО АН СССР, сер. геол., 1963, 9.

Рожков И.С. Основные проблемы и задачи изучения алмазных месторождений. — В кн.: Тезисы докладов совещания по геологии алмазных месторождений. Пермь, 1966.

Рожков И. С., Михалев Г. П., Прокопчук Б. И., Шамшина Э. А. Алмазные россыпи Западной Якутии. «Наука», М., 1967.

Романов И. С. Титаноносность полтавских отложений средней части Днепровско-Донецкой впадины. — Геология рудных месторождений, 1961, 3.

Романов И. С., Цымбал С. Н., Егорова Л. Н. О находке муассанита в верхненеогеновых отложениях Днепровско-Донецкой впадины. — В кн.: Полезные ископаемые Украины. «Наукова думка», К., 1966.

Ружицкий В. О. Алмазы недр Европейской части СССР. — Природа, 1957, 12.

Ружицкий В. О. Алмазы Европы. — Природа, 1960, 11.

Ружицкий В. О. Об алмазах и перспективах поисков кимберлитов на Украине. — Геол. журн., 1961, 6, 21.

Ружицкий В. О. О трубках взрыва на Русской платформе. — ДАН СССР, 1963, 2, 152.

Ружицкий В. О., Быков И. Н., Точилин М. С., Курылева Н. А., Молотков С. П. Эксплозивная ультраосновная брекчия Русской платформы. — ДАН СССР, 1965, 6, 162.

Сизова Р. Г. Рентгеновское изучение алмазов из песков Украинской ССР. — В кн.: Полезные ископаемые Украины. «Наукова думка», К., 1966.

Синтез и физические свойства алмаза. Библиографический указатель, 1934—1961. «Наука», М., 1965.

Синтез и физические свойства алмаза. Библиографический указатель, 1962—1965. «Наука», М., 1967.

Смирнов Ю. Д. Малые интрузии основных и ультраосновных пород алмазоносных районов Западного склона Среднего Урала. — Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1959, 16.

Смирнов Ю. Д. Источники алмазов уральских россыпей. — В кн.: Геология россыпей. «Наука», М., 1965.

Соболев В. С. Геология месторождений алмазов Африки, Австралии, Борнео и Северной Америки. Госгеолтехиздат, М., 1951.

Соболев В. С. Условия образования месторождений алмазов. — Геология и геофизика, 1960, I.

Соболев Е. В., Ильин В. Е., Юрьева О. П. Электронно-фононные взаимодействия в некоторых электронно-колебательных сериях спектров люминесценции алмаза. — Физика тв. тела, 1969, 5, 11.

Татарский В. Б. Кристаллооптика и иммерсионный метод исследования минералов. «Недра», М., 1965.

Трофимов В. С. Современные представления о генезисе алмазов. — Сов. геол., 1940, 4.

Трофимов В. С. Условия образования и закономерности распространения алмазов в кимберлитах. — Геология рудных месторождений, 1963, 2.

Трофимов В. С. Алмаз. — В кн.: Минеральные ресурсы капиталистических стран, ч. 3. Госгеолтехиздат, М., 1963.

Трофимов В. С. Закономерности размещения и образования алмазных месторождений. «Недра», М., 1967.

Урбах В. Ю. Биометрические методы. «Наука», М., 1964.

Урусовская А. А., Орлов Ю. Л. О характере пластической деформации кристаллов алмаза. — ДАН СССР, 1964, 5, 154.

Ушакова З. Г. Нижнепалеозойская трапповая формация западной части Русской платформы. — В кн.: Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 80. 1962.

Ферсман А. Е. Кристаллография алмаза. Изд-во АН СССР, М., 1955.

Цымбал С. Н. Литолого-минералогическая характеристика верхнетретичных и четвертичных отложений бассейна р. Самоткани. — В кн.: Материалы Второй конференции молодых геологов Украины. Изд-во АН УССР, К., 1962.

Цымбал С. Н. Закономерности размещения и генетические типы цирконий-титановых россыпей Среднего Приднепровья. — В кн.: Природные и трудовые ресурсы Левобережной Украины и их использование. Тезисы докладов, вып. 2. Изд-во ХГУ, Харьков, 1967.

Цымбал С. Н., Бондарь И. И. Строение миоценовой аллювиальной россыпи Приднепровья. — Геол. журн. АН УССР, 1966, 2, 25.

Чирвинский П. Н. Петрографические исследования темных песков побережья Азовского моря. — Зап. мин. об-ва, 1925, 1, 54.

Шафрановский И. И. Алмазы. «Наука», М.—Л., 1964.

Шеманина Е. И., Шеманин В. И. Регенерация поверхностей сколов на кристаллах алмаза. — ЗВМО, 1964, 93.

Шеманина Е. И., Шеманин В. И. Сравнительная характеристика алмазов из кимберлитовых трубок «Мир» и «Айхал». — В кн.: Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 121, Л., 1968.

Эльянов М. Д., Даниленко Ю. Н., Игнаткин В. А., Середа В. И. Геология россыпей Среднего Приднепровья. — В кн.: Вопросы геологии и минералогии рудных месторождений. «Недра», М., 1964.

Юрк Ю. Ю., Кашкаров И. Ф., Полканова Ю. А., Сизова Р. Г. Муассанит из третичных титаноносных песков Приазовья. — ДАН УССР, 1965, II.

Юрк Ю. Ю., Кашкаров И. Ф., Полканов Ю. А. Кристалломорфология и физические свойства алмазов россыпей Украины. — Мин. сб. Львовского гос. ун-та, № 20, вып. 4, 1968.

Яловенко И. П., Полканов Ю. А., Сторчак П. И., Бирюкова И. А. Новые данные об алмазоносности песчаных отложений юга Украины и Молдавии. — В кн.: Геология и рудоносность юга Украины, вып. 2. Днепропетровск, 1969.

Anderson B. W. The classification of diamonds on the basis of their absorption and emission of light. Journal of Gemology, 1963, 2, 9.

Bovenkerk H. P., Bundy F. P., Hall H. T., Strong H. M., Wentorf R. H. Preparation of diamond.— Nature, 1959, 4693, **184**.

Carter N. L., Kennedy G. C. Origin of diamonds in the Canyon Diablo and Novo Urei meteorites.— Journal of Geophys. Res., 1964, **12**, **69**.

Clark C. D., Ditchburn R. W., Dyer H. B. The absorption spectra of natural and irradiated diamond.— Proceed. Royal. Soc., 1956, **4**, **A 23**.

Dean P. J., Lightowlers E. C., Wight D. R. Intrinsic and extrinsic recombination radiation from natural and synthetic aluminium-doped diamond.— Physical Rev., 1965, IA, **140**.

Ditchburn R. W., Mitchell E. W. J., Paige E. G. S., Custers J. F., Dyer H. B., Clark C. D. The optical effects of radiation damage in diamond and quartz.—В кн.: Reports of Bristol Conference on defects in crystalline solids. London, 1955.

Elliott R. G., Matthews J. G., Mitchell E. W. The polarization of luminescence in diamond.— The phylosophical magazin, 1958, **28**, **3**.

Fersmann A., Golschmidt V. Der Diamant. Heidelberg, 1911.

Frondel C., Marvin U. B. Lonsdaleite, a hexagonal polymorph of diamond.— Nature, 1967, 5088, **214**.

Grantham D. R., Allen J. B. Kimberlite in Sierra-Leone.—Overseas geol. and mineral. resource, 1960, **1**, **8**.

Halperim A., Chen R. Thermoluminescence of semiconducting diamonds.— Phys. Rev., 1966, **2**, **148**.

Investigations into diamond recovery. S. Afric. Mining end Engng. Journ., 1967, **3**, **897**, **78**.

Kamiya Y., Lang A. R. On the structure of coated diamonds.—Philos. Mag., 1965, 347, 110, **11**.

Kourimsky T., Kutil A. A contribution to the luminescence of diamonds.— Acta musei national Pragae, 1959, **5**, **15**, B.

Lang A. R. Causes of Birefringence in diamond.— Nature, 1967, 5073, **213**.

Lipschutz M. E. Diamonds in the Dyalpur meteorite.— Science, v. 138, 1962, 138.

Lipschutz M. E. Origin of diamonds in the ureilites.— Science, 1964, **143**.

Lipschutz M. E. Anders E. The record in the meteorites. IV. Origin of diamonds in iron meteorites.— Geoch. and Cosmochim. Acta, 1961, **24**.

Lipschutz M. E., Anders E. On the mechanism of diamond formation.— Science, 1961, **134**.

Meyer H. O., Milledge R. J., Nave E. Natural irradiation damage in Ivory Coast diamonds.— Nature, 1965, 4982, **206**.

Nininger D. H. Diamonds in Canyon Diablo Arizona meteorites.— Popular. Astron., 1939, **47**.

Raalf F. A. A spectrografic study of the minor elements content in diamond.— The american mineralogist, 1957, 5—6, **42**.

Ramachandran G. N. The luminescence of diamond excited by X-radiation.— Proc. of the Indian Academy of Sciences, 1946, 1, sekt. A, **24**.

Slawson C. B., Denning R. M. Stress and double refraction in diamond.— Industr. Diam. Rev., 1956, 187, **16**.

Thain G. M. South Africa.— Canad. Mining Journ., 1967, 5, 88.

Tolansky S. Birefringence of diamond.—Nature, 1966, 5045, **211**.

Urey H. C. Diamonds, meteorites, and the origin of the Solar system.— Astrophys. Journ., 1956, 3, **124**.

Urey H. C., Mele A., Mayeda T. Diamonds in stone meteorites.— Geochim. et Cosmochim. Acta, 1957, **13**.

Wentorf R. N., Bovenkerk H. P. On the origin of natural diamonds.— Astrophys. Journ., 1961, 3, **134**.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ 3

ГЛАВА I. МЕТОДИКА ОБРАБОТКИ ПРОБ ПЕСЧАНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ, ДИАГНОСТИКА И ВЫДЕЛЕНИЕ АЛМАЗА

1. Выбор веса проб 6
2. Методика обогащения проб 7
3. Диагностика и выделение алмаза 7

ГЛАВА II. АЛМАЗОНОСНЫЕ ПЕСЧАНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ И ОСОБЕННОСТИ ИХ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА

1. Неогеновые песчаные отложения Украины . . 17
Геологическое положение опробованных алмазоносных отложений 17
Краткая характеристика вещественного состава россыпей 22
Алмазоносность неогеновых отложений 28
2. Четвертичные отложения Украины 35
Среднее Приднепровье 35
Северо-западное Причерноморье 37
Крым 50
Северное побережье Азовского моря 52
3. Особенности вещественного состава алмазоносных песчаных отложений 58

ГЛАВА III. ХАРАКТЕРИСТИКА МЕЛКИХ АЛМАЗОВ

1. Крупность зерен 63
2. Кристалломорфология 63
Кристаллы кубического габитуса 67
Кристаллы октаэдрического габитуса 82
Кристаллы ромбододекаэдрического габитуса . . 91
Кристаллы тетраэдрического габитуса 94
Комбинационные кристаллы 96
Двойники и сростки 100
Микроагрегатные зерна и алмазы с оболочкой . . 103
Уплощенные сильно деформированные зерна . . 105
Осколки кристаллов 108

Природный механический износ зерен алмаза . . 109
Включения в алмазе 111
Особенности кристалломорфологии мелких алмазов 111
3. Физические свойства 112
Оптическая анизотропия 112
Твердость, плотность 118
Люминесценция 118
Рентгенографическая характеристика 135
4. Фактографическая информационно-поисковая система обработки результатов изучения алмазов . . 141
5. Сводные данные по некоторым свойствам алмазов из песчаных отложений 146

ГЛАВА IV. ВЕРОЯТНОЕ ПРОИСХОЖДЕНИЕ, ПОИСКОВОЕ ЗНАЧЕНИЕ И ВОЗМОЖНОСТЬ ПРАКТИЧЕСКОГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ МЕЛКИХ АЛМАЗОВ

О происхождении мелких алмазов 148
Поисковое значение мелких алмазов 153
Возможность использования мелких алмазов . . 155
Литература 157

ЮРИЙ ЮРЬЕВИЧ ЮРК
ИВАН ФЕДОРОВИЧ КАШКАРОВ,
ЮРИЙ АЛЕКСАНДРОВИЧ ПОЛКАНОВ,
ГЕЛИЙ КУЗЬМИЧ ЕРЕМЕНКО,
ИГОРЬ ПЕТРОВИЧ ЯЛОВЕНКО

Алмазы песчаных отложений Украины

Печатается по постановлению ученого совета
Института минеральных ресурсов МГ УССР

Редактор В. А. Носенко
Художественный редактор Е. И. Муштенко
Оформление художника И. А. Ещенко
Технический редактор В. И. Голиков
Корректор Н. Б. Белокурова

БФ 08332. Зак. № 629. Изд. № 18И. Тираж 800.
Бумага № 1. Формат бумаги $60\times90^{1}/_{16}$. Печ. физ. листов 10,5. Условн. изд. листов 10,5. Учетно-изд. листов 10,88. Подписано к печати 13. XII 1972 г.
Цена 76 коп.

Издательство «Наукова думка». Киев, Репина, 3.

ГКП ЦКЛ Киевгеолтреста. Киев, ул. Чекистов, 8.

685

76 коп.