

ЛЕНИНГРАДСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ  
УНИВЕРСИТЕТ

---

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ

ДИАГНОСТИКА  
ШЛИХОВЫХ МИНЕРАЛОВ

Методические указания к курсу шлихового анализа

ЛЕНИНГРАД 1991

Утверждено на заседании  
кафедры минералогии

Составитель: Г.А.ИЛЬИНСКИЙ

Рецензенты: канд.геол.-мин.наук Л.Н.Копылова,  
канд.геол.-мин.наук Л.Я.Крылова

Методические указания по диагностике шлиховых минералов содержат краткую характеристику лабораторной подготовки шлихов, описание распространенных шлиховых минералов, включая их морфологические особенности и важнейшие диагностические свойства, схемы определения минералов и способы количественного анализа шлихов. Описание минералов составлено с учетом многолетнего опыта преподавания курса шлихового анализа на кафедре минералогии ЛГУ и предназначено для студентов съемочно-поисковых и геохимических специальностей при выполнении ими лабораторных заданий. Методические указания могут принести пользу сотрудникам производственных шлиховых лабораторий, студентам и работникам иных специальностей при необходимости самостоятельного сопоставления тяжелых фракций из проб грунтов, почв, речных отложений, продуктов выветривания горных пород, материалов техногенного происхождения.

---

И/К

Подписано в печать с оригинала-макета 13.06.91.

Ф-т 60x90/16. Бум. тип. № 3. Печать офсетная.

Усл.-печ. л. 6,25. Уч.-изд. л. 5,15. Тираж 700 экз.

Заказ № 228 . Бесплатно.

РИО ЛГУ. 199034, Ленинград, Университетская наб., 7/9.

ПМЛ ЛГУ. 199034, Ленинград, наб. Макарова, 6.

Ленинградский ордена Ленина  
и ордена Трудового Красного Знамени  
государственный университет

## ДИАГНОСТИКА ШЛИХОВЫХ МИНЕРАЛОВ

### Методические указания к курсу шлихового анализа

#### Предисловие

Шлиховой анализ, как один из минералогических методов поисков, основан на изучении состава шлиха - концентратов минералов повышенной плотности, получаемого при промывке рыхлых отложений или дробленых пород. Метод шлихового анализа применяется при непосредственных поисках первичных (коренных) и вторичных (россыпных) месторождений полезных ископаемых, при расшифровке геохимических и геофизических аномалий, оценке рудоносности интрузивных комплексов, при решении ряда вопросов петрологического, минералогического, палеогеографического, стратиграфического, геоморфологического плана.

Диагностика шлиховых минералов является важнейшим этапом минералогического анализа шлихов. Важно и выявление индикаторных признаков шлиховых минералов - особенностей их кристалломорфологии, окраски, наличие разных изоморфных примесей, степень окатанности, процессы изменения и т.д. Разнообразие и большая информативность таких особенностей позволяют использовать эти качества минералов для выявления генетического типа первичных источников, оценки уровня эрозионного среза и масштабов оруденения, для корреляции интрузивных комплексов и отдельных магматических тел. Степень сохранности шлиховых минералов и изменение их количественных соотношений дает возможность реконструировать палеогеографические и палеоклиматические обстановки, выявлять области сноса и дальность перемещения шлиховых минералов, уточнять особенности геологического строения питающей провинции и т.п.

В шлихах при промывке пробы в воде концентрируются, как правило, зерна размером от 0,1-0,2 до 1-2 мм, имеющие плотность более 2,8-3,0 г/см<sup>3</sup>. При промывке удаляются пылевидные частицы и большинство зерен легких породообразующих минералов (кварца, полевых шпатов, слюд, карбонатов и др.). В полученном шлихе должно сохраниться сп. небольшое количество таких минералов, что гарантирует минимальные потери более тяжелых шлиховых минералов. Такой шлих называет-

ся "серым" в отличие от "черного", из которого удалены при усиленной промывке и многие минералы с плотностью до 3,5-4,0 г/см<sup>3</sup>.

Данные методические указания апробированы в течение ряда лет в ходе лабораторных занятий со студентами и работниками производственных лабораторий, используются они и в ряде других вузов. Здесь рассмотрены лишь те разделы курса шлихового анализа, успешное освоение которых возможно только в ходе учебных и самостоятельных занятий. Источники шлиховых минералов, возникновение ореолов рассеяния, формирование шлиховых минеральных ассоциаций, шлиховое опробование и другие вопросы здесь не рассматриваются. Дополнительно можно использовать методические указания по интерпретации результатов шлихового опробования, издание ЛГУ, 1986 г.

### ЛАБОРАТОРНАЯ ОБРАБОТКА ШЛИХОВЫХ ПРОБ

Собранные в период полевых работ "серые" шлихи поступают в шлиховую лабораторию для камеральной обработки. Вместе с коллекцией шлихов передается журнал шлихового опробования, в котором занесены под соответствующим номером линии о точном месте взятия шлиховой пробы, ее весе или объеме, литологических особенностях пробы, дата взятия, фамилия отборщика проб. В бумажный каскель, где размещен шлих, обязательно вкладывается этикетка с теми же данными. К коллекции шлихов и журналу опробования прилагается карта мест взятия проб, желательно со схемой геологического строения.

Целью лабораторной обработки является подготовка шлиха для качественного и количественного минералогического анализа. Из шлиха необходимо удалить оставшиеся зерна легких минералов, разделить его по размеру зерен, выделить фракции по магнитным свойствам, взвесить все полученные фракции с целью оценки количественных соотношений минералов. Чем на большее число фракций будет разделен шлих по различиям в свойствах минералов, тем проще может оказаться минеральный состав каждой из них, что облегчает диагностику и оценку количества минерала, хотя и увеличивает объем подготовительных работ. Поэтому чаще для изучения шлиха получают 1-2 гранулометрические фракции, разделенные, в свою очередь, на 3-5 фракций по магнитной восприимчивости. Реже при разделении в тяжелых жидкостях получают 2-3 фракции, различающиеся по плотности.

В общем виде процесс камеральной подготовки шлиха включает

ряд операций, часть из которых может быть опущена в зависимости от конкретной ситуации. Примерная последовательность работ: 1) домывка шлиха; 2) дассев на фракции; 3) взвешивание фракций; 4) отбор средней пробы от большого шлиха; 5) взвешивание средней пробы; 6) фракционирование в тяжелых жидкостях; 7) магнитная сепарация; 8) электромагнитная сепарация; 9) взвешивание полученных фракций. Равномерноэзернистый шлих нет необходимости разделять на ситах; от небольшого шлиха не берут среднюю пробу; только при диагностике минералов не все фракции взвешивают и т.д.

При большом содержании магнетита (или железной стружки в искусственных шликах - протолочках) удобнее сначала удалить магнитную фракцию, а остаток разделять в жидкости. При высокой концентрации породообразующих силикатов (пироксенов, амфиболов, гранатов и др.) рационально сначала проводить и электромагнитную сепарацию, а затем только из немагнитной фракции удалять легкие минералы. Естественно, что степень загрязненности фракций легкими минералами или их сростками с тяжелыми будет различной в зависимости от очередности фракционирования.

#### Подготовка шлиха к фракционированию

Домывка шлиха или какой-то фракции проводится при наличии примеси легких минералов до 30-50% объема. Ее осуществляют обычно в небольшой фарфоровой чашке, ссыпая легкие минералы на дно более крупного сосуда. Чашку с помещенным в нее шлихом погружают в воду и неоднократно встряхивают. Зерна тяжелых минералов проседают вниз, а верхний слой поступательно-возвратным движением наклоненной чашки смывают в крупный сосуд. При домывке можно заметно уменьшить объем "серого" шлиха и облегчить дальнейшую обработку. Концентрат аккуратно подсушивают и взвешивают. Реже домывку проводят в разбавленных тяжелых жидкостях (отходах фракционирования), тогда при достаточно аккуратной работе можно почти полностью избавиться от легких минералов. При больших объемах шлихов домывку проводят на концентрационных столах, винтовых сепараторах, гидроклассификаторах (Бергер, Ефимов, 1963; Берлинский, 1975; Осовецкий, 1985).

В процессе промывки шлиховой пробы в полевых условиях теряются зерна тяжелых минералов диаметром менее 0,10-0,05 мм, а очень крупные (более 2-3 мм) затрудняют обработку шлиха. Неоднородный по

размерам зерен шлих разделяют на сите с диаметром отверстий в 1 мм; для дальнейшей обработки, как правило, используется фракция менее 1 мм. Разделение на узкие гранулометрические фракции проводится при необходимости точной оценки содержания некоторых минералов, если их зерна разной величины. В зависимости от особенностей распределения минералов по размерным фракциям и необходимой точности количественного анализа получают фракции 1,0-0,315 и 0,315 - 0,1 мм или 1,0-0,5; 0,5-0,35; 0,35-0,125 и менее 0,125 мм. Некоторые наборы сит позволяют получать фракции 1,25-0,40; 0,40-0,12 и менее 0,12 мм; все фракции взвешиваются.

Если весь шлих или отдельные фракции сохраняют большой объем, то по ним отбирают средние пробы суммарным весом от 4-5 до 15-20 г. Средняя пробы должна быть больше с увеличением среднего размера минеральных зерен. Отбор такой пробы проводят квартованием или другим способом ("етод. указания, 1983; Захарова, 1989), следя за соблюдением ее представительности. Дубликат сохраняют до завершения исследований.

#### Фракционирование в тяжелых жидкостях

Для удаления оставшихся после доньки легких зерен весь шлих или среднюю пробу разделяют в тяжелой жидкости. Так как большинство легких минералов накапливается в немагнитной фракции, то можно разделять лишь ее. В практике шлихового анализа применяют жидкости с плотностью 2,9-3,0 г/см<sup>3</sup>; жидкости большей плотности разбавляют растворителем до нужной концентрации. Проверить плотность подготовленной жидкости можно взвешиванием известного объема ее, взвешиванием в жидкости специального грузила и т.д. (Ильинский, 1975). Используют также зерна индикаторов с плотностью 2,85-3,0 (арагонит, ангидрит, пренит, данбурит и др.).

Тяжелые жидкости должны удовлетворять ряду условий: они должны быть стойкими, легкоподвижными, по возможности менее токсичными, не слишком дорогостоящими, разбавляться доступными растворителями. В разной степени этим условиям отвечает ряд жидкостей. Галоидозамещенные углеводороды (бromoформ, тетрабромэтан, иодистый метилен) относительно летучи, легкоподвижны, в разной степени токсичны, разбавляются органическими растворителями. Плотность первых двух — около 2,9 г/см<sup>3</sup>; иодистый метилен разбавляют бензолом, толуолом, ксиолом,

ацетоном до нужных значений.Бромоформ растворяется в этиловом спирте,бензole,толуоле.Такие тяжелые жидкости на свету разлагаются, работа с ними возможна лишь при принудительной вентиляции,но стоимость их относительно невысока.

Водные растворы солей тяжелых металлов (жидкости Туле, Рорбаха,М-44 и др.) разбавляются и отмываются раствором иодида калия, нелетучи,более вязкие,в 4-5 раз дороже органических.Работа с ними допустима без принудительной вентиляции,но все соли тяжелых металлов (иодиды ртути,бария,цинка,кадмия) ядовиты и следует предохраняться от попадания такой жидкости на кожу,слизистые оболочки или внутрь организма.Жидкость Туле (плотность до 3,2 г/см<sup>3</sup>) и Рорбаха (3,6) разбавляют до нужных значений.Жидкость Клеричи,органическое соединение таллия,разбавляется от 4,2 г/см<sup>3</sup> до нужной плотности; она более дорогостоящая,ядовита,действует на кожу.

Разделение шлака в тяжелой жидкости проводится в фарфоровых чашечках,низких стаканчиках или специальных делительных воронках. В чашечку наливается жидкость,а затем высыпается проба.Легкие минералы всплывают,тяжелые оседают вниз.Скорость осаждения зависит от вязкости жидкости,разности плотностей,от массы зерен.При разности плотностей более 0,3 г/см<sup>3</sup> разделение идет в течение 3-5 минут; мелкозернистая проба отстаивается дольше.Для высвобождения тяжелых зерен,всплывших в массе легких,пробу следует перемешать стеклянной палочкой.После разделения легкую фракцию сливают на сухой фильтр,края чашечки очищают бумагой от оставшихся зерен, повторно наливают тяжелую жидкость и удаляют остатки легкой фракции.Тяжелую фракцию переводят на другой фильтр,отфильтрованную жидкость снова используют для разделения.Каждую тяжелую фракцию, а периодически и легкую,промывают разбавителем на фильтре или в чашечке и полусушивают.

При использовании делительных воронок следует учитывать,возможность задержки зерен предыдущей пробы на стенках,что вызывает загрязнение другой пробы,хотя процесс разделения идет быстрее.Удобнее воронки,имеющие резиновую трубку с зажимом,так как стеклянный кран часто засоряется.

При разделении шлаков накапливается большое количество промывных растворов - смеси тяжелой жидкости и растворителя, имеющей пониженную плотность.Водные растворы регенерируют,выпаривая воду

до получения нужной плотности. Смесь бромоформа с этиловым спиртом разбавляют трехкратным количеством воды. Тяжелая жидкость образует в этой смеси эмульсию, затем накапливается внизу и отделяется в делительной воронке. Иодистый метилен регенерируют фракционной перегонкой или добавляют концентрированную жидкость.

### Магнитная и электромагнитная сепарация

Разделение минералов в магнитном поле связано с взаимодействием внешнего поля с индуцированным в зернах минералов собственным магнитным полем. Магнитная индукция  $B$  в общем случае зависит от магнитной проницаемости  $\mu$  и напряженности магнитного поля:  $B = \mu \cdot H$ . Интенсивность намагничивания  $J$  связана с магнитной восприимчивостью  $\chi$ :  $J = \chi \cdot H$ .

Магнитные проницаемость и восприимчивость взаимосвязаны; для вакуума при  $\mu = 1$  и  $\chi = 0$ , это безразмерные величины. Магнитная восприимчивость может быть отнесена к единице объема или массы; отношение удельной магнитной восприимчивости к плотности вещества дает относительную удельную восприимчивость, которая приобретает размерность  $\text{см}^3/\text{г}$  (СГС) или  $\text{м}^3/\text{кг}$  (СИ).

Магнитная восприимчивость может быть определена как степень ориентации результирующих магнитных моментов атомов, входящих в состав минерала, под влиянием внешнего поля. Такой результирующий момент определяется в основном наличием в атоме или ионе неспаренных электронов, а также прецессией электронных орбиталей и магнитными моментами ядер атомов. За счет прецессии орбиталей индуцируется магнитный момент, противоположный направлению внешнего поля (диамагнитный эффект, свойственный всем веществам). Зерна диамагнитных минералов (с отрицательным значением  $\chi$ ) вследствие этого эффекта выталкиваются из магнитного поля. Главной причиной увеличения магнитной восприимчивости до положительных значений является наличие холостых электронов, что определяется строением электронных оболочек и типом химической связи. Магнетофарами чаще являются  $d$ -элементы (хром, железо, марганец, никель, кобальт), реже —  $f$ -элементы (лантаноиды и актиноиды).

Вхождение в состав минерала магнетофоров (они обычно являются и хромофорами) приводит к появлению парамагнитного эффекта. Под влиянием внешнего магнитного поля в парамагнетиках происходит перориентация результирующих магнитных моментов атомов (ионов) и

зерна минералов втягиваются в магнитное поле. Сила взаимодействия зависит от напряжения поля, массы зерен и их магнитной восприимчивости. Эта сила превышает диамагнитный эффект; удельная магнитная восприимчивость парамагнетиков варьирует от  $+0,1 \cdot 10^{-6}$  до  $+150 - 300 \cdot 10^{-6}$  единиц СГС (или  $10^{-9}$  СИ).

К парамагнитным минералам относятся многие породообразующие силикаты (оливин, пироксены, амфиболы, гранаты), оксиды железа и т.д. Их магнитная восприимчивость пропорциональна концентрации магнетофоров. Ферромагнитные минералы отличаются более высокими значениями магнитной восприимчивости (свыше  $300 \cdot 10^{-6}$ ). Упорядоченность магнитных моментов у ферромагнетиков происходит спонтанно в результате взаимодействия магнитных моментов атомов под влиянием слабого земного магнитного поля. В табл. I приведены значения удельной магнитной восприимчивости ряда шлиховых минералов (Бергер, Ефимов, 1963; Захарова, 1989).

В практике шлихового анализа принято выделять 3 фракции по магнитной восприимчивости – магнитную, электромагнитную и немагнитную, реже выделяют отличающиеся по составу электромагнитные фракции. Достичь четкого разделения минералов по магнитным свойствам, как правило, не удается из-за переменного содержания магнетофоров, наличия срастаний и включений, анизотропии свойств, различий в размерах зерен. В частности, пироксены, амфиболы, гранаты, эпидот, турмалин из-за разной железистости попадают в разные фракции. Наличие мельчайших включений магнетита может переместить минерал в более высокую по магнитности фракцию. Неполные псевдоморфозы (лимонит по пириту, лейкоксен по ильмениту, гематит по магнетиту) в зависимости от степени замещения также распределяются по разным фракциям. В неравномернозернистом шлихе мелкие зерна парамагнетиков остаются в немагнитной (диамагнитной) фракции из-за большого расстояния до полюсов магнита при сепарации.

Сначала отделяют ферромагнитные минералы (магнитную фракцию) с помощью обычных постоянных магнитов или специальных магнитов типа РМЧ, С-5, МРМ-1, МРК и др. Шлих или среднюю пробу тонким слоем рассыпают на бумаге или предметном стекле и, проводя над ним или по нему магнитом, защищенным бумагой или пленкой, переносят притянувшиеся зерна на другой лист. При удалении магнита зерна легко отстают от чехла; без него работать не следует. Магнитную фракцию лучше перечистить 2-3 раза и убрать в отдельный пакет.

Таблица I

## Удельная магнитная восприимчивость шлиховых минералов

Минералы	$\chi \cdot 10^{-6}$	Минералы	$\chi \cdot 10^{-6}$
Феррошпинелиды	800-150000	Сидерит	20 - 125
Пирротин	230-675	Биотит	9 - 116
Ильменит	23-700	Глауконит	30 - 70
Хромшпинелиды	20-125	Ортит	24 - 50
Вольфрамит	30-130	Монацит	10 - 30
Гематит	14-630	Титанит(сфен)	10 - 22
Мanganит	50 - 70	Турмалин	0,2- 97
Пиролузит	25-32	Оливины	0,1- 40
Псилюмелан	13-65	Рутил	0,2- 19
Гетит	21-42	Анатаз	0,2- 0,4
Лимониты	10-125	Касситерит	-0,5-+10
Диопсид-геденбергит	2-100	Шпинель	-0,6-+15
Авгит	12-120	Пирохлор	0,6- 4
Щелочные пироксены	40- 80	Кианит	0,1-0,9
Активолит	0,1-40	Барит	-1,0 - 0
Роговые обманки	10- 130	Теелит	0 - 1,0
Щелочные амфиболы	25- 90	Пирит	-0,2- 8
Пирон-альмандин	1-135	Марказит	0 - 4
Гроссуляр-андрадит	1-135	Халькопирит	0,4-12
Клиноцизит-элиодот	1- 75	Киноварь	-0,2- 2
Ставролит	17-21	Галенит	-0,4- 3
Сподумен	1-8	Сфалерит	-5 - +65
Малахит	1-8	Корунд	-0,3-10
Уранинит	1-9	Топаз	-0,7-+1
Колумбит	25-45	Силлиманит	-0,2-+0,2
Циркон	-9,0-+10	Флюорит	-0,6-+10
Родохрозит	80-140	Апатит	-6,0-+10

Парамагнитные минералы взаимодействуют с магнитным полем лишь при высокой его напряженности. Такое поле получают с помощью электромагнитов различных конструкций (УЭМ-1, СИМ-1, СМД), а также специальных постоянных магнитов типа С-5 или МРМ-1. Четыре стороны колодки магнита С-5 позволяют отделить ферромагнитные минералы и 3 группы парамагнитных минералов (электромагнитные фракции с разной магнитной восприимчивостью), на стекле оп-

таются диамагнитные минералы. В течение часа магнитом С-5 можно разделить серию проб общей массой от 10 до 100-120 г. Магнит типа МРМ-1 используется и для разделения минералов, и для приближенной оценки магнитной восприимчивости отдельных зерен. В стационарных шлиховых лабораториях использование электромагнитов более удобно, особенно при разделении крупных проб или больших серий шлихов.

Описание стационарных электромагнитов имеется в литературе (Бергер, Ефимов, 1963; Берлинский, 1975, Методич. указания, 1983; Захарова, 1989 и др.).

Примерное распределение минералов по фракциям с разной магнитной восприимчивостью приводится ниже.

Немагнитная фракция: золото, медь, свинец, амальгами, алмаз, галенит, киноварь, сфалерит светлый, халькопирит, пирит, марказит, арсенопирит, корунд, кассiterит, рутил, лейкоксен, анатаз, брукит, бадделеит, уранит, шпинель светлая, хризобепилл, перовскит, пирохлор, форстерит, циркон, гроссуляр, сфен, кианит, силлиманит, андалузит, топаз, tremolит, волластонит, цоизит, клиноцоизит, парагонит, турмалин светлый, алатит, пироморит, вульфенит, шеелит, барит, целестин, церуссит, флюорит. В этой фракции могут остаться зёрна кварца, полевых шпатов, кальцита.

Слабо-электромагнитная фракция: сфалерит, рутил, кассiterит, лейкоксен, шпинель (плеонаст, никотит), гетит, лимонит, пиролюзит, циркон, оливин (хризолит), сфен, эвдиалит, пироксены и амфиболы маложелезистые, турмалин (индиголит, дравит), везувиан, эпидот, ортит, уваровит, гессонит, монацит, ксенотит, колумбит, tantalит, перовскит, карбонаты редких земель.

Средне-электромагнитная фракция: платина, осмирид, пироксены и амфиболы железистые, биотит (частично), лепидомелан, глауконит, турмалин (шерл), эпидот, ставролит, андрадит, пироп, альмандин, оливин (гортонолит), людвигит, сидерит, родохрозит, вольфрамит, гетит, манганинит, лимонит по пириту.

Сильно-электромагнитная фракция: гематит, мартит, хромшипинелиды, ильменит, ферроплатина.

Магнитная фракция: магнетит, титаномагнетит, пирротин, метеорное железо, (железная стружка).

## ДИАГНОСТИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ШЛИХОВЫХ МИНЕРАЛОВ

Каждый минерал характеризуется сочетанием различных физических свойств, по которым он и отличается от других. Чем реже проявляется какое-либо свойство у других минералов, тем легче осуществляется диагностика по нему данного минерала. Информативность отдельных свойств различна и роль их при диагностике минерала неоднозначна. Главная задача при диагностике минерала — обнаружить то сочетание свойств, которое и с о б х о д и м о и д о с т а т о ч н о для определения минерала. Количество таких свойств и простота или сложность их установления для каждого минерала индивидуальны.

Разделение шлиха на фракции предопределяет использование магнитной восприимчивости и плотности в качестве диагностических признаков при определении шлиховых минералов. Эти свойства для отдельных зерен или мономинеральных фракций могут быть определены достаточно точно, но в практике диагностики шлиховых минералов применима и грубая градация этих свойств.

### Визуальная оценка свойств минерала

Определение минерального состава шлиха начинается, как правило, с немагнитной фракции, в ней больше зерен полезных ископаемых и их спутников, именуемых породообразующими силикатами. Фракцию или часть ее высыпают из большое предметное стекло, выравнивают в виде полоски и просматривают под бинокуляром. Сначала ориентировочно оценивают по внешнему виду количество разных минералов и их разновидностей, а затем поочередно их определяют.

Многие физические свойства минералов взаимосвязаны друг с другом и далеко не всегда необходимо их все устанавливать. Кроме того, степень детализации характеристики каждого свойства может быть различной. Чаще ограничиваются грубой градацией значений любого признака-свойства. Кроме того, ряд свойств простыми приемами изучения оценить достаточно точно нельзя и приходится довольствоваться грубой оценкой, некоторыми градациями данного признака.

При просмотре фракции под бинокуляром сразу обнаруживаются зерна минералов, различающиеся по густоте или насыщенности окраски: черные, ярко окрашенные и светлые, белые или прозрачные. Для черных или темноокрашенных минералов важно установить степень прозрачности по цвету порошка или просвечиваемости мелких осколков под микроскопом. В электромагнитной фракции черных и темноокрашенных зерен обычно больше, чем в немагнитной. Даже выделение двух групп минералов — темноокрашенных и светлоокрашенных — позволяет сократить перечень предполагаемых минералов. Один и тот же минерал может иметь разную густоту окраски.

Тон окраски минералов является легко устанавливаемым и часто используемым диагностическим признаком. Среди темноокрашенных минералов можно различить черную, темно-серую, буровато-черную, зеленовато-черную и близкие к ним тона окраски. Бесцветные, белые, светлосерые и бледно-окрашенные минералы слагают другую градацию окрасок, особенно характерных для минералов немагнитной фракции. Ярко окрашенные минералы характеризуются визуально оцениваемым тоном и оттенком: фиолетовые; чисто синие и голубые; синевато-зеленые, зеленые, желтовато- и буровато-зеленые; желтые, оранжевые, розовые; красные, малиновые; бурье, коричневые.

Ля некоторых минералов тон и оттенок окраски бывает стабильным, становясь важным диагностическим признаком; у других — окраска изменчива и зависит от вариаций состава. Иногда окраска распределяется зонами или пятнами, что характерно для немногих минералов. Для ряда минералов, особенно из метаморфических пород, свойственна аллохроматическая окраска, обусловленная тонкодисперсными примесями гидроокислов железа, гематита, хлоритов, актинолита и т.д.

При просмотре минералов под бинокуляром оценивается также блеск минерала: металлический, сильный (полуметаллический, алмазный) или слабый (стеклянный, жирный, матовый). Блеск надежно устанавливается на гранях кристаллов, спайных плоскостях или очень хорошо окатанных зернах. Минералы со спайностью при окатывании приобретают неровную поверхность и жирный блеск (рутин, ставролит, оливин и др.). Правильность оценки степени блеска можно подтвердить по просвечиваемости минерала (и наоборот): минералы с металлическим блеском непрозрачны и, как правило, дают черную че-

рту, минералы просвечивающие дают окрашенную черту. Для достаточно прозрачных минералов со слабым блеском применимы кристаллооптические методы изучения и диагностики.

По степени просвечиваемости минералы можно разделить на непрозрачные, просвечивающие и прозрачные. Выше рассмотрена взаимосвязь этого признака с блеском. Некоторые темноокрашенные минералы могут показаться непрозрачными в крупных зернах. Плохо просвечиваются и мелкозернистые агрегаты, обычно вторичного происхождения (лейкоксен, лимонит, клиноцизит, эпидот), из-за рассеяния света на границах зерен. Влияют на прозрачность и включения, нередко придающие необычную окраску зернам минералов.

Важное диагностическое и поисковое значение имеют кристаллогеоморфологические особенности минералов. Аксессорные минералы в элюзии, а многие из них и в аллювии сохраняют первоначальную форму кристаллов. Часть шлиховых минералов легко узнается по их морфологии; в других случаях можно предполагать принадлежность к какой-либо сингонии. Следует обращать внимание и на форму поперечного сечения зерен с плохой огранкой.

Габитус кристаллов нередко зависит от условий их образования, что при детальном анализе позволяет сделать выводы о генетическом типе источника, использовать эти данные в целях корреляции. Необходимо учитывать, что мелкие зерна, перемещаясь водным потоком во взвешенном состоянии или при высоком потолке сальтации, чаще сохраняют свою огранку по сравнению с крупными зернами. Для последних сохранение формы кристаллов характерно при близком переносе или при очень высокой абразивной стойкости. Сложности в выявлении источников шлиховых минералов возникают при переносе материала в виде обломков горных пород с последующей их дезинтеграцией уже в зоне аккумуляции.

#### Изучение механических свойств минералов

После просмотра минералов под бинокуляром и появления предложений о принадлежности зерен какому-то минералу необходимо подтвердить версию проверкой некоторых механических свойств или по оптическим признакам. В любом случае возникает необходимость отбора 1-2 зерен для дальнейших исследований. Зерно препаровальной иглой отодвигают на свободный участок предметного стекла и

аккуратно перемещают на малое предметное стекло. Удобно чуть-чуть смазать иглу жиром или водой, зерно легче прилипает к игле, а при вращении ее на стекле оно легко отстает. Этую операцию лучше проводить, наблюдая зерно под бинокуляром.

Если зерно — спайный обломок, то при его переворачивании заметны плоскости спайности, дающие отблески; иногда отблеск виден при перемещении осветительной лампочки. У хорошо окатанного зерна или целого кристалла заметить спайность труднее. Для выявления у такого зерна спайности его накрывают другим малым стеклом и стараются раздавить, прилагая усилие к верхнему стеклу. Необходимое усилие зависит от твердости, вязкости, упругости и спайности минерала. Не очень твердые зерна можно раздавить на 2-3 обломка, наблюдая этот процесс под бинокуляром. При наличии спайности на обломках заметны зеркальные отблески, а сами обломки могут принять правильную форму. Минерал без спайности раздавить труднее, а твердые минералы оставляют при этом выщербины на стекле. Зерна могут раздавиться на очень мелкие осколки, а стекло — лопнуть. Таким образом, раздавливаемость — свойство, зависящее от ряда механических характеристик минерала и часто используется при диагностике. Мелкозернистые агрегаты раздавливаются легко, даже если сам минерал отличается высокой твердостью и отсутствием спайности.

Зерна твердых и хрупких минералов можно раздавливать в миниатюрной ступке, сделанной из обрезка стеклянной трубки и стеклянной палочки меньшего диаметра. Здесь не удается наблюдать разделение зерна на спайные обломки, а мелкие осколки нередко теряются. Твердые минералы со спайностью при окатывании приобретают неровную, шероховатую поверхность и специфический жирный блеск.

Для определения твердости зерно минерала при небольшом сдавливании перемещают между двумя стеклами. Появление мелких царапин свидетельствует о твердости больше 5 по шкале Мооса. Мелкий порошок растирают на стекле и наблюдают царапинки под бинокуляром. У минералов со спайностью и твердостью не выше 6 царапины иногда не появляются. Твердые минералы без спайности (циркон, шпинель, корунд, турмалин и др.) оставляют на стекле царапины или выбоины, а при их раздавливании слышен щелчок-хруп. Ковкие минералы, даже твердые, царапин не оставляют; они расплощиваются между стеклами и не рассыпаются в порошок.

Раздавливание зерен необходимо и для проверки степени просвечиваемости минерала, и для оценки окраски его порошка. Черные и темноокрашенные зерна всегда необходимо раздавливать в относительно тонкий порошок. Цвет порошка является важным признаком для минералов, объединяемых под названием рудных. Если при раздавливании цвет порошка заметно светлее по сравнению с окраской зерна, то такой минерал хорошо просвечивает и можно определить его кристаллооптические свойства. Для большинства темноокрашенных минералов следует проводить проверку просвечиваемости и окраски в тонких осколках под микроскопом, нередко с линзой Лазо.

#### Определение свойств минералов под микроскопом

При необходимости определения кристаллооптических констант или уточнения некоторых свойств шлиховых минералов зерна изучают в иммерсионных препаратах. Целые зерна или их обломки на предметном стекле накрывают покровным стеклом ( $5 \times 5$  мм) и вводят капли соответствующей иммерсионной жидкости. Введение жидкости обязательно при исследовании любого свойства, так как в воздушной среде появляются блики, искажающие свойства, и сильный рельеф, уменьшающий просвечиваемость. Во избежание ошибок не следует помещать в препарат зерна нескольких минералов — сочетание свойств, определенных на отдельных обломках, может стать противоречивым.

Иммерсионный метод удобен тем, что позволяет определить минерал или подтвердить правильность его диагностики по нескольким свойствам даже при наличии одного зерна. Похожие минералы легко отличаются по 2-3 характерным особенностям и нет необходимости определять все их свойства. Не останавливаясь на общих вопросах таких кристаллооптических исследований, подробно рассмотренных в специальных пособиях (Татарский, 1965; Сахарова, Черкасов, 1970 и др.), осветим лишь некоторые особенности применения этой методики при диагностике шлиховых минералов.

Если минерал неизвестен, то в препарат сначала вводят иммерсионную жидкость с показателем преломления около 1,54 или любую из середины набора ИЖ-1. Рекомендуют также использовать глицерин с  $n=1,47$ , доступный и недорогий (Захарова, 1989), хотя смена жидкости тогда затрудняется. В препарате вяжущий, изотропен или анизотропен минерал, по характеру рельефа оценивают показатель преломления

зерна, а по интерференционной окраске с учетом толщины - двупреломление; у окрашенных минералов наблюдают плеохроизи. Для кристаллов и спайных обломков важно установить характер погасания.

Если существует версия - какой это минерал, то необходимо проверить правильность предположения, сразу вводя в препарат жидкость, соответствующую конкретному показателю преломления минерала (если он в пределах стандартного набора). У изотропного минерала единственный показатель преломления -  $n_o$ , у оптически однородных проще измерить  $n_o$ , а у оптически двуосных -  $n_m$  в большинстве сечений (табл.2). Определение случайного значения показателя преломления, особенно у сильно двупреломляющих минералов, не позволяет их уверенно различать.

Таблица 2  
Ориентация главных показателей преломления

Осность, оптический знак и значение показателя преломления	Одноосные минералы					
	Оптич. +	Оптич. -	$n_o$	$n_e$		
Разрезы						
Перпендикулярно оптической оси	$n_p$	-	$n_g$	-		
Косые сечения	$n_p$	$n_g'$	$n_g$	$n'_p$		
Параллельно оптической оси	$n_p$	$n_g$	$n_g$	$n_p$		
Двуосные минералы						
	Оптич. +		Оптич. -			
	T.Б.	$n_m$	O.Б.	T.Б.	$n_m$	O.Б.
Перпендикулярно оптической оси	-	$n_m$	-	-	$n_m$	-
Перпендикулярно острой биссектрисе	$n_p$	$n_m$	-	$n_g$	$n_m$	-
Перпендикулярно тупой биссектрисе	-	$n_m$	$n_g$	-	$n_m$	$n_p$
Перпендикулярно $n_m$	$n_p$	-	$n_g$	$n_g$	-	$n_p$

Чем темнее и гуще окраска минерала, тем сильнее необходимо измельчать зерно и оценивать оптические свойства в просвечивающих зернах, вводя линзу Лаго. У части минералов удается лишь установить, просвечивает зерно в тончайших осколках или нет, изотропен минерал или анизотропен, однороден он или это физическая смесь.

Для просвечивающих и прозрачных минералов с сильным блеском, имеющих высокие показатели преломления, подобрать нужную жидкость из стандартного набора невозможно. Поэтому ряд свойств таких минералов устанавливают в препарате с любой жидкостью из середины набора - в любой жидкости сохранится сильный рельеф. Изредка использу-

зуют наборы ВИК на базе иодистого метилена с серой и соединениями мышьяка с показателями преломления от 1,74 до 2,0-2,10. Применяются также иммерсионные сплавы сера - селен (ТИСС) и галогенидов таллия (ТИГТ). Высокопреломляющие иммерсионные среды редки и их используют для диагностики минералов в особо сложных случаях.

При определении показателей преломления шлиховых минералов в иммерсионных препаратах иногда возникают трудности. В частности, при большой разнице показателей преломления минерала и среды из-за очень сильного рельефа зерна кажутся непрозрачными, особенно мелкие (рутин, анатаз, хромшпинелиды и др.). Лишь при расфокусировке микроскопа становится видно, что они пропускают свет; заметна и анизотропия. Полоска Бекке наиболее четко проявляется у зерен линзовидной формы или сужающихся по толщине хотя бы с одной стороны - края зерен, как призма, преломляют световые лучи в сторону среды с более высоким показателем преломления. Поэтому при подъеме тубуса микроскопа полоска Бекке движется на минерал, если  $n_m > n_k$ , и на жидкость при  $n_m < n_k$ . На некоторых кристаллах и зернах со спайностью на границе минерал - жидкость, ориентированной перпендикулярно предметному стеклу, часть лучей не преломляется, а отражается и светлая полоска (при плохой видимости истинной полоски Бекке) при подъеме тубуса перемещается независимо от соотношения показателей преломления. Изменение освещенности иногда ликвидирует осложнение. Окатанные зерна "работают" как короткофокусная линза и отклоняют лучи к центру зерна.

В сомнительных случаях, когда полоска Бекке наблюдается плохо, удобнее применять метод заслонки (эффект косого освещения). При перекрытии части поля зрения оправой анализатора микроскопа затемняется край зерна со стороны заслонки при  $n_m > n_k$ , а при  $n_m < n_k$  - с противоположной стороны (Татарский, 1965). При близости показателей преломления из-за разной дисперсии минерала и жидкости возникают цветовые эффекты; затемненный край зерна приобретает синеватый оттенок, а полоска Бекке становится окрашенной. При наблюдении цветных полосок следует учитывать, что наименее подвижна полоска того цвета, при котором показатели преломления минерала и жидкости наиболее близки. Полоску Бекке лучше наблюдать при размещении зерна близ центра поля зрения и при диафрагмировании конденсора; используют также объективы с кольцевой диафрагмой.

В иммерсионных препаратах нередко сложно оценить силу двупреломления, особенно для минералов со средним двупреломлением из-за разной толщины зерен. В подобных случаях необходимо учитывать соотношение толщины и размеров зерен, принимать во внимание наличие спайности, просматривать несколько зерен, измерять показатели при разных ориентациях зерна. Возникают ошибки и при отличии серых или желтых тонов интерференционной окраски при слабом двупреломлении от белого цвета высших порядков при очень сильном; полезно использовать гипсовую пластинку или кварцевый клин.

У минералов с совершенной спайностью часто образуются обломки постоянной толщины, их интерференционная и собственная окраска равномерны по всей площади зерен. Если же спайность пересекается под острым углом, то в спайных обломках интерференционная окраска закономерно понижается к краям зерна в связи с уменьшением толщины. Это особенно характерно для амфиболов, в удлиненных спайных обломках которых окраска постепенно ослабляется в направлении, перпендикулярном удлинению. У минералов с высоким двупреломлением при близости одного из показателей преломления к показателю жидкости часто хорошо наблюдается псевдоабсорбция (карбонаты, монацит, ксенотит). Так как в препаратах спайные обломки приобретают определенную ориентировку относительно предметного стекла, углы погасания снижаются (у пироксенов на  $8-10^{\circ}$  ниже истинного, кианит иногда имеет почти прямое погасание).

При диагностике ряда минералов важным признаком становится основность и оптический знак. Для получения коноскопической фигуры удобнее использовать крупные зерна или кристаллы шлиховых минералов, выбирают обломки с небольшим двупреломлением. Следует помнить, что удлиненные зерна и кристаллы с прямым погасанием чаще будут давать разрез, параллельный оптической оси одноосного кристалла. Такой разрез трудно отличить от некоторых разрезов двухосных минералов. На рис. I приведены некоторые схемы определения оптического знака (Татарский, 1965). При низком двупреломлении удобнее применять пластинку, а при высоком — кварцевый клин.

Показатели преломления жидкостей со временем изменяются, причем не всегда в одну сторону. Это зависит от условий их хранения (температура и длительность хранения, разная испаряемость компонентов и плотность закрытия флакона). В жидкостях с высокими показателями

лями (более 1,74) при испарении выпадают кристаллы серы, что снижает показатель преломления даже в процессе работы с препаратом. Проверка иммерсионных жидкостей должна проводиться периодически с помощью рефрактометров типа РЛУ, РДУ, ИРФ-23, ИРФ-457 и др. Некоторые жидкости можно проверить сравнением показателей преломления при использовании минералов со стабильными оптическими свойствами.

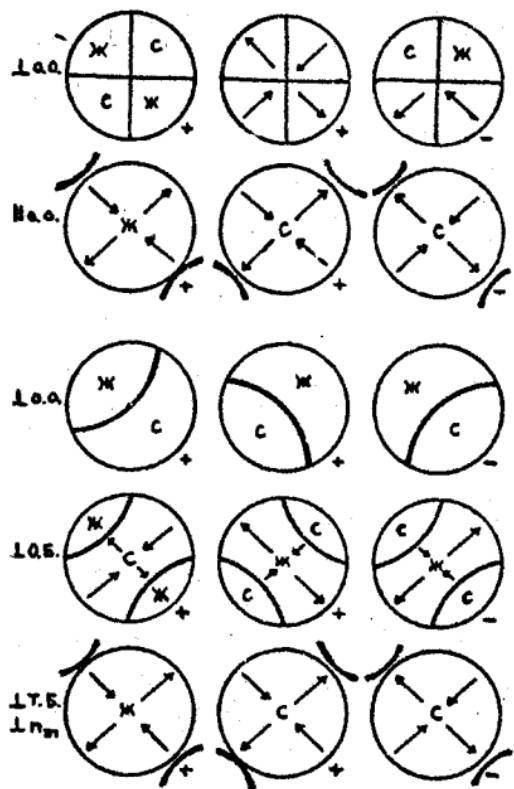


Рис. I. Схемы определения осности и оптического знака односных (вверху) и двусосных (внизу) кристаллов по коноскопическим фигурам с помощью гипсовой пластиинки (С - прямая параллельность, ж - обратная) и кварцевого клина (стрелки показывают направление движения полосок при движении клина).

Высокопреломляющие жидкости набора ИЖ-1 на основе иодистого метиленя имеют повышенную плотность: при  $\eta = 1,74$  - около 3,3; а при  $\eta = 1,70$  - 2,9-3,0 г/см<sup>3</sup>. Это позволяет оценивать плотность зерен в незакрепленных препаратах при вращении наклоненного столика. Легкие зерна всплывают (в поле зрения перемещаются вниз - перевернутое изображение), а мелкие тяжелые - тонут (поднимаются вверх).

В иммерсионных препаратах плохо просвечивают гематит, гетит, пиролюзит, первовскит, пирохлор, пикроильменит, хромшпинелиды, льдигит, вольфрамит, лейкоксен, рутил. С анализатором заметно агрегатное двупреломление у лимонита, лейкоксена, эпидота, клиноцизита (соссирита), глауконита, фосфатизированных обломков раковин. Прозрачны и изотропны алмаз, сфалерит, шпинель, гранаты, пирохлор, флюорит. Кажутся непрозрачными турмалин, авгит, роговые обманки, колумбит, первовскит.

## Люминесценция минералов

Для обнаружения и диагностики некоторых минералов в шлихах используется их способность люминесцировать. Это свойство позволяет также оценивать распространенность ряда минералов в отдельных фракциях. Люминесценция — способность минералов преобразовывать энергию излучений или другого воздействия в энергию видимого свечения. Такое свечение возникает в результате неравновесного излучательного перехода ионов или молекул из возбужденного электронного состояния в основное или промежуточное, но с меньшей энергией. Люминесценция может быть вызвана воздействием ультрафиолетового или рентгеновского излучения, потоком электронов, трением, нагревом, электрическим полем и др. В практике шлихового анализа чаще используется фотoluminesценция, вызываемая воздействием на минерал ультрафиолетовых лучей разной энергии. Минерал при этом начинает светиться в оптическом диапазоне; люминесценция минералов различается по оттенку и интенсивности.

Люминесценция возникает, как правило, только в тех минералах, которые содержат в небольших количествах изоморфные примеси элементов — активаторов люминесценции или электронно-дырочные центры. Именно такие собственные дефекты кристаллической решетки легче возбуждаются при энергетическом воздействии и вызывают свечение. Среди активаторов наиболее распространены Cr, Fe, Mn, Pb, Ce, Dy, Tь, U, Mo и др. Высокая их концентрация (более 1-2 %) приводит к гашению люминесценции в результате резонансного переноса энергии. В чистых кристаллах, не содержащих примеси активатора, свечение не возникает. Центрами люминесценции могут быть ваканции катионов и анионов в решетке, межзелевые анионы и электронно-дырочные центры.

Люминесценция шлиховых минералов проявляется, следовательно, по-разному в зависимости от типа и концентрации центров свечения. Оптимальное содержание некоторых типов центров в ряде минералов наблюдается весьма часто (циркон, шеелит, флюорит), что помогает обнаружению их в шлихах. Другие же минералы могут светиться изредка, что связано с неустойчивым содержанием в них примесей (корунд, шпинель, диопсид, форстерит, tremolite, фенакит, сфalerит и др.).

Следует учитывать, что один и тот же минерал, попавший в шлих из разных источников, может различаться набором изоморфных приме-

сей. Поэтому наблюдениям над цветом и интенсивностью люминесценции позволяет различать зерна разного происхождения. В загрязненном шлихе могут люминесцировать зерна кварца и полевых шпатов, волокна полимеров и разная органика. Все люминесцирующие зерна проверяются по другим свойствам, так как свечение помогает обнаружить минерал, но не диагностировать его однозначно. При поисках шеелита и ряда других минералов просмотр фракций в ультрафиолетовых лучах обязателен.

В табл. 3 приведены цвета люминесценции ряда шлиховых минералов; наиболее характерные и часто встречающиеся цвета люминесценции подчеркнуты.

Таблица 3

## Люминесценция шлиховых минералов

Минерал	Цвета фотолюминесценции
Алмаз	Синий, <u>голубой</u> , желто-зеленый, желтый
Корунд	Малиново-красный
Шпинель	Красный
Циркон	<u>Желто-оранжевый</u> , красный
Хигнит	Красный
Топаз	Зелено-голубой, зелено-желтый, красный
Сподумен	Оранжевый
Шеелит	<u>Голубой</u> , зелено-голубой, розовый
Апатит	Сине-фиолетовый, <u>голубой</u> , <u>желто-зеленый</u> , розовый
Отунит	<u>Желтовато-зеленый</u> , желтый
Барит	Фиолетовый, желто-зеленый, желто-оранжевый, красный
Смитсонит	Голубой, желтый, оранжевый, красный
Церуссит	Голубой, желтый
Флюорит	Сине-фиолетовый, <u>голубой</u> , зеленый, желто-зеленый
Кварц	Голубой
Полев.шп.	Синий, голубой, кирлично-красный
Кальцит	Синий, голубой, желтый, оранжевый, красный

Нагревание минералов до 100–360°C приводит к активизации электронов, находящихся в центрах захвата (ловушках), что вызывает термoluminesценцию. При высушивании шлиха иногда наблюдается свечение зерен флюорита, апатита, полевых шпатов, кварца, некоторых карбонатов. Оттенок термoluminesценции с повышением температуры нагрева может

меняться, так как поочередно возбуждаются разные типы электронно-дырочных центров. Перегрев шлиха при сушке после промывки может снять способность к термолюминесценции.

#### Диагностические реакции

Подтвердить правильность определения шлиховых минералов, особенно непрозрачных и плохо просвечивающих, можно с помощью характерных химических реакций. В ряде случаев этот метод приобретает и самостоятельное значение при диагностике рудных минералов, несмотря на его трудоемкость. Более удобны те химические реакции, которые могут осуществляться на I-2 зернах и без длительной подготовки. Некоторые качественные реакции (на кассiterит, вольфрамит, апатит, колумбит, танталит и др.) проводятся иногда со всей фракцией для количественной оценки содержания минералов.

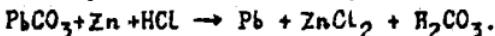
Все диагностические реакции могут проводиться или с разложением минерала (мокрые и сухие методы), или путем получения пленок на поверхности зерен. Разлагают минерал растворением в кислоте; при предварительном сплавлении с содой или пиросульфатом калия и последующем растворении в воде; при взаимодействии нагреваемого зерна с расплавом буры или фосфорной соли (пирохимические реакции); при растирании зерен с сухими реагентами.

Наиболее часто используемые и достаточно простые диагностические реакции ниже сгруппированы по сходству методики их проведения. При возможности отбора 10-15 зерен минерала для определения его состава прибегают к методике эмиссионного спектрального анализа по рентгено-спектральному анализу.

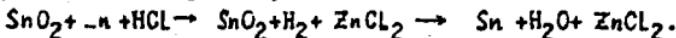
Реакции окрашивания перлов: на кончике платиновой проволочки (или проволочки из нити электролампы) крупинки буры ( $Na_2B_4O_7$ ) или фосфорной соли ( $NH_4 Na HPO_4 \cdot 4H_2O$ ) сплавляют в бесцветную каплю в пламени паяльной трубки. В этот перл вводят зерно или порошок минерала, сплавляют в прозрачную каплю и наблюдают окраску, вызванную хромофорами. В окислительном пламени  $Mn$  окрашивает перлы в фиолетовый цвет,  $Cr$  - в зеленый,  $Co$  - в синий,  $Cu$  - в голубой,  $Se$  - в желтый; перл буры с  $Ge$  окрашен в желто-зеленый цвет, а фосфорной соли - бесцветен. Перл фосфорной соли, получаемый в окислительном и восстановительном пламени, позволяет раздельно устанавливать  $Fe$  и  $Mn$ . Перл  $NaF$ , содержащий уран, люминесцирует зеленым.

Разложение при нагревании: сернистые соединения мышьяка при нагревании дают летучий оксид мышьяка с чесночным запахом. При разложении в закрытой с одного конца стеклянной трубке зерна киновари чернеют; пирит в такой трубке разлагается с выделением серы. Сера в минералах определяется после сплавления порошка с содой (к сульфатам полезно добавить угольный порошок). Сплешающиеся массы помещают на кусочек фотобумаги или серебряную пластиночку и смачивают водой. Через 2-5 минут появляется бурое или черное пятно, не смываемое водой: при наличии  $\text{Na}_2\text{S}$  образуется  $\text{Ag}_2\text{S}$ .

Пленочные реакции с восстановлением металла применяют при диагностике ряда минералов. Свинец в церуссите, вульфените, пироморфите определяют при обработке зерна каплей  $\text{HCl}$  на цинковой пластиинке. Зерно покрывается пленкой серого цвета:



Олово в кассiterите устанавливают по специфической реакции восстановления при взаимодействии зерна с цинком, смоченным каплей  $\text{HCl}$  (1:1). Под бинокуляром при бурном выделении  $\text{H}_2$  наблюдают появление светло-серой, а на гранях — блестящей пленки олова («оловянное зеркало»):



При избытке кислоты пленка может раствориться. Тёмноокрашенный кассiterит сначала кипятят с  $\text{HCl}$ ; на бесцветных мелких кристаллах реакция идет лучше при прикосновении к ним стальной иглой.

Окрашенные пленки получают на зернах при их взаимодействии с соответствующими реактивами. Для определения  $\text{Nb}$  и  $\text{Ta}$  в сложных оксидах зерна сплавляют на платиновой проволочке с пиросульфатом калия, растворяют при нагревании на стекле в 5%-ной серной кислоте, на поверхности зерна появляется голубовато-серая пленка. Такая же пленка появляется на ильмените и вольфрамите. Поэтому зерна высушивают, смачивают 1%-ным раствором танина в 5%-ной серной кислоте и нагревают. Минералы нисбя при этом покрываются оранжево-красной пленкой, а tantal — ярко-желтой. Для диагностики вольфрамита зерна 5-10 минут прогревают в расплавленной смеси  $\text{CaCl}_2$  и  $\text{NaCl}$ . Освобожденные от солей зерна покрыты пленкой шеелита и обычно люминесцируют. В шеелите всльфрам определяют по синей пленке, образующейся при кипячении зерна с оловом (опилки, фольга) в концентрированной  $\text{HCl}$ .

Для определения Ве в берилле зерна держат 1-2 минуты в содовом расплаве, затем при смачивании водным раствором хиналицина наблюдают ярко-синюю пленку. Свинец в сульфидах устанавливают при кипячении зерна в 5%-ном растворе КJ, насыщенном йодом. При наличии свинца образуется желтовато-зеленая пленка йода свинца. Бисмут в сульфидах в ходе такой реакции дает желто-оранжевую пленку.

Реакции в растворах проводятся при растворении минерала в кислотах или при предварительном сплавлении его с содой. Марганец в пиролюзите устанавливают при нагревании зерен в HCl, раствор при этом окрашивается в темно-бурый цвет. Для определения меди зерно обрабатывают HCl, при нейтрализации раствором амиака появляется голубой осадок. При определении V минерал растворяют в соляной или азотной кислоте, после добавления H<sub>2</sub>O<sub>2</sub> появляется красно-буровое окрашивание.

При определении фосфора в апатите зерна смачивают HNO<sub>3</sub>, в раствор добавляется кручинка (NH<sub>4</sub>)<sub>2</sub>MoO<sub>4</sub> – вокруг зерен апатита появляется желтое окрашивание. Прочие фосфаты дают такую же реакцию после предварительного сплавления с содой. Аналогично проводится реакция с арсенатами. При определении Fe<sup>3+</sup> минерал растворяют в HCl, в каплю раствора на фильтре добавляют каплю раствора KCNS, появляется кроваво-красная окраска. Для установления Fe<sup>2+</sup> кручинку минерала растворяют в HNO<sub>3</sub>(I:I), добавляют HCl(I:5), раствором смачивают фильтр, быстро синеющий от капли красной кровяной соли.'

Кремний в силикатах определяют после сплавления зерен с содой, растворения в HCl и выпаривания. Желтоватый хлопьевидный осадок окрашивается при подсушивании в розоватый цвет. Титан- содержащие минералы сплавляют с содой, растворяют в HCl, добавляют олово и после кипячения наблюдают фиолетовую окраску. Ниобий в ходе такой реакции окрашивает раствор в голубой цвет. Другая реакция на Ti осуществляется после сплавления зерна с содой или K<sub>2</sub>S<sub>2</sub>O<sub>7</sub> и растворения сплава в H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>(I:I). Каплю раствора переносят на фильтр, добавляют каплю крепкой фосфорной кислоты и каплю 3-10%-ной H<sub>2</sub>O<sub>2</sub>. Наличие титана приводит к появлению быстро исчезающей светло-желтой окраски. Цирконий определяют после сплавления зерна с содой и растворения сплава в 10% растворе HCl. На смоченный раствором фильтр добавляют каплю

спиртового раствора флюзарина; образуется красно-бурый хлопьевидный осадок. В парах аммиака смоченный растворами фильтр приобретает малиновый цвет.

Реакции окрашивания пламени - хлориды щелочных и ряда других металлов окрашивают бесцветное пламя паяльной трубы или газовой горелки. Порошки обрабатывают  $HCl$ , раствором смачивают платиновую проволочку и быстро вносят ее в пламя. Литий окрашивает пламя в карминово-красный цвет сразу после ввода проволоки. Натрий дает устойчивое желтое пламя. Стронций окрашивает пламя в малиново-красный цвет, но иногда вначале появляется голубое окрашивание. Барий дает желто-зеленый цвет, а медь - голубой. Минералы бора обрабатывают серной кислотой, смачивают спиртом и вносят в пламя, дающее зеленую окраску.

Метод растирания порошков основан на образовании окрашенных продуктов реакций между минералом и соответствующим реагентом. В частности, при растирании титановых минералов с  $NH_4VO_3$  порошок приобретает оранжево-красный цвет. Минералы бора растирают с  $HgCl_2$ . При смачивании водой появляется красная окраска бората ртути.

### МИНЕРАЛЫ НЕМАГНИТНОЙ ФРАКЦИИ

Минералогический анализ шлиха начинают обычно с немагнитной фракции, где концентрируется большинство рудных и аксессорных минералов. Они несут много информации, а состав самой фракции более стабилен. В ней присутствуют диамагнитные и очень слабо парамагнитные минералы: простые вещества, сульфиды, безжелезистые оксиды и силикаты, многие фосфаты, сульфаты, карбонаты.

#### Простые вещества и сульфиды

Алмаз в шлихах встречается, конечно, очень редко, но обнаруживается в шлихах из разных регионов. Природные алмазы по происхождению разделяются на земные и космогенные. Алмазы встречаются в кимберлитах, лампроитах, эклогитах и других породах, накапливаются в россыпях. Космогенные алмазы могут быть привнесены с метеоритами или образуются на поверхности планеты как продукты ударного (импактного) метаморфизма. С расширением областей применения природных и синтетических алмазов как абразивов возрастает и вероятность заражения ими обломочных пород.

Среди алмазов встречаются монокристаллы, их сростки и поликристаллические агрегаты. Монокристаллы могут быть плоскограняными (октаэдры, ромбододекаэдры, гексаэдры и их комбинации) и кривограняными (октаэдроиды, додекаэдроиды и др.). В импактитах встречаются и таблитчатые или линзовидные параморфозы алмаза по лонсдейлиту. Обычны обломки кристаллов, спайные выколки со ступенчатой поверхностью. При длительном переносе зерна окатываются, приобретая мелкобугорчатую матированную поверхность и жирный блеск. Для природных алмазов характерны микроямчатая поверхность куба, треугольные выступы и углубления на гранях октаэдра, бороздки или черепиччатый узор на гранях додекаэдра. Синтетические алмазы имеют плоские ровные грани, иногда со спиралями роста, непритупленные ребра.

Кристаллы размером более 1-2 мм чаще бесцветные, среди мелких зерен нередки желтые, зеленые, розовые, серые и черные. Окраска иногда пятнистая, из-за графита порошок может быть серым. На ровных плоскостях блеск алмазный, у агрегатов и на неровных гранях — жирный или шелковистый. Раздавливается алмаз, несмотря на хорошую спайность, с большим трудом — при одностороннем сжатии прочность алмаза в 7 раз больше чем кварца, в 4-5 раз больше циркона или альмандина. Для проверки правильности диагностики зерна алмаза изучают в иммерсионном препарате — в любой жидкости наблюдается сильный рельеф, а мелкие зерна кажутся непрозрачными. Иногда алмаз слабо двупреломляет, но чаще наблюдается отражение света от наклонных плоскостей, искажающее картину изотропного минерала. Зерна алмаза на предметном стекле легко оставляют царапины.

Похожие на алмаз по ряду свойств шпинель, гранаты, корунд, сфalerит, флюорит отличаются либо более низкими показателями преломления, либо твердостью. Циркон, касситерит, сфен, карбид кремния отливаются высоким двупреломлением. В шлихах алмазы из кимберлитов ассоциируют с пиропом разной окраски, хромдиопсидом, пикроильменитом. В россыпях они накапливаются совместно с цирконом, хромшпинелидами, кианитом, турмалином. Выявление ассоциаций и морфологических особенностей алмазов помогает уточнить их происхождение и направление поисковых работ.

Золото в единичных зернах встречается в шлихах сравнительно часто в областях развития гранитоидов. Вблизи от коренных источников оно имеет дендритовидную, губчатую, почковидную, пластинчатую

форму («рудное» золото). При небольшом переносе зерна становятся округлыми, расплющенными или скрученными, с мелкобугорчатой поверхностью («пластовый металл»). Повышенную миграционную способность имеет «косовое» золото — листочки или чешуйки округлой формы, нередко выпукло-вогнутые, размером менее 1 мм в поперечнике. Очень мелкие зерна (менее 0,1 мм) могут быть и изометрическими. Из-за уплощенности «косовый металл» по гидродинамической крупности близок к циркону с диаметром зерен 0,4–0,5 мм и к кварцу размером в 1–2 мм. Цвет золота красновато-желтый, при наличии серебра — светлее, медистое золото — зеленовато-желтое. Иногда золото приобретает бурый цвет из-за пленок лимонита. Определяют золото по цвету, блеску, форме зерен, низкой твердости и ковкости. От похожих на него пирита и халькопирита отличается ковкостью, блестящей чертой и оттенком. От самородной меди оно отличается цветом и нерастворимостью в кислотах; похожий на золото гидратированный биотит дает просвечивающие спайные пластиники.

В некоторых золотоносных районах встречается амальгама — сплав  $Hg$  и  $Au$ , образовавшийся при извлечении золота из концентратов. Амальгама имеет вид округлых зерен, лепешек серого цвета со слабым блеском, которые легко расплющиваются на стекле.

Медь встречается лишь вблизи от зон окисления медно-сульфидных месторождений в ассоциации с другими минералами меди. Она образует сростки зерен, дендритные и пластинчатые обособления. В шлихах встречаются цилиндрические агрегаты, обычно являющиеся обрезками проволоки. Медь быстро покрывается пленками вторичных минералов разного цвета; характерную же красную окраску самой меди удается увидеть лишь на свежем изломе или черте. Минерал мягкий, ковкий, черта блестящая. Раствор в кислотах синеет от амиака.

Свинец, цинк, олово присутствуют в шлихах чаще всего в виде неправильных зерен, зазубренной стружки, чешуек, дробинок. Эти металлы обычно имеют техногенное происхождение и точная их диагностика затруднена.

Галенит в шлихах присутствует только вблизи коренных источников, чаще в виде прямоугольных или ступенчатых спайных обломков. Цвет серый, блеск металлический; галенит хрупок и легко раздавливается по спайности. При окислении зерна тускнеют, на них появляются светлые корочки англезита или церуссита. Из-за высокой плотнос-

ти, небольшой абразивной стойкости и, следовательно, низкой миграционной способности галенит практически не окатывается. От похожих антимонита и висмутина он отличается иной спайностью, от арсенопирита — низкой твердостью, от сульфосолей — наличием спайности.

Сфалерит, как и большинство других сульфидов, неустойчив, присутствует недалеко от рудных тел. Он образует изометричные и уплощенные обломки, ограниченные плоскостями спайности, реже — слабо окатанные зерна. В зависимости от содержания железа и других изоморфных примесей сфалерит может быть светлым желтым, зеленоватым, красноватым, светло-бурым, присутствующим в немагнитной фракции. Бурые, коричневые, коричнево-черные разновидности уходят в электромагнитные фракции. Сфалерит из-за включений пирротина может быть и в магнитной фракции.

Светлый сфалерит (клейофан) прозрачный, с алмазным блеском, железистый (марматит) просвечивает в тонких осколках. Сфалерит изотропен, в обычных жидкостях с очень сильным рельефом. Клейофан похож на алмаз, от которого отличается низкой твердостью и хрупкостью; похожие на него сфен и рутил имеют высокое двупреломление. Марматит можно спутать с гематитом, вольфрамитом, которые анизотропны, с хромиллинелями, которые твердые и не имеют спайности.

Киноварь легко диагностируется благодаря красному с различными оттенками цвету, низкой твердости и сильному блеску на ровных плоскостях. Она встречается в виде слегка окатанных ромбоэдрических, призматических или уплощенных зерен, а также эмелистых масс. Раздавливается киноварь легко и дает порошок красного цвета, чем отличается от рутила, имеющего светлый порошок. Показатели преломления и двупреломление очень высокие, рельеф сильный, а интерференционная окраска заметна лишь в мелких зернышках. От похожего куприта киноварь отличается анизотропией, от рутила — низкой твердостью и цветом порошка. При разделении шлихов жидкостью Туле при плохой отмыке фракции иногда выпадают кристаллы  $HgJ_2$ , также красного цвета, но изотропные. При нагревании зерна киновари темнеют.

Халькопирит обычно определяется по зеленовато-желтому цвету, сильному металлическому блеску на свежей поверхности, пестрым пленкам побежалости или примазкам. Он давится легко, порошок почти чер-

ный, твердость 4. Неизмененный халькопирит похож на пирит, у которого твердость выше и чаще встречаются кристаллы. При затруднении помогают качественные реакции на медь.

Молибденит в шликах очень редок, но в протолочных пробах более обычен. Он встречается в чешуйках или пластинчатых агрегатах светлого стально-серого цвета с металлическим блеском. Минерал мягкий, легко расщепляется на чешуйки по спайности. При окислении молибденит покрывается пленками вторичных минералов желтого или светло-серого цвета. Он похож на графит, у которого цвет темно-серый до черного и более темная блестящая черта.

Пирит — наих лее распространенный в шликах сульфид, часто встречающийся в виде кристаллов, их обломков или сростаний, реже он образует остроугольные зерна или тонкозернистые агрегаты. Кристаллы пирита — октаэдры, кубы, пентагонододекаэдры и их комбинации (рис.2). В некоторых кварцево-золотоносных жилах октаэдры пирита приурочены к верхним частям жильных тел, комбинации с пентагонододекаэдром — к средним, а кубические кристаллы, обычно с четкой штриховкой — к нижним горизонтам. В метаморфизованных осадочных породах преобладают искаженные кубы пирита, часто принимаемые за кристаллы не кубической сингонии (рис.2, б); в глинист-

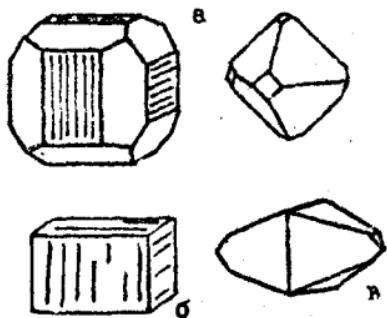


Рис.2. Кристаллы пирита (а), искаженный куб (б); кристалл марказита (в).

тих толщах обычны кубы и кубооктаэдры. Информативны данные о распространенности разных типов кристаллов пирита в шлихах, а также содержание в них примесей золота и цветных металлов.

Неизмененный пирит легко узнается по форме кристаллов, светло-желтому цвету, металлическому блеску и повышенной твердости. Похожий на него марказит можно отличить лишь по морфологии кристаллов (рис.2, в).

При окислении пирит покрывается черными, коричневыми или бурными пленками оксидов и гидрооксидов железа. Такой пирит внешне похож на торианит, перовският, темнокрашенный рутил, от которых отличается цветом черты и непрозрачностью даже в тонких ос-

колках. Замещение пирита оксидами переводит такие псевдоморфозы в другие фракции. Соотношение пирита из разных фракций зависит от степени его окисления. Красного цвета псевдоморфозы по пириту иногда принимаются даже за гранат. При раздавливании неполных псевдоморфов удается на свежем изломе увидеть цвет и блеск пирита. Отколющиеся пленки вторичных минералов просвечивают, иногда двупреломляют, чаще всего это гетит. В условиях сухого климата по пириту образуются пленки или полные псевдоморфозы ярозита, имеющие светлый цвет и слабый блеск.

Марказит по своим свойствам очень похож на пирит, от которого отличается обычно по форме кристаллов с ромбической симметрией (см. рис. 2, в) и по обычным для марказита лучистым агрегатам. Марказит и пирит из одного источника, как правило, различаются по степени окисления.

Арсенопирит в шлихах редок и встречается в обломках неправильной формы, на которых иногда можно заметить плоскости спайности. Кристаллы призматические или псевдодипирамидальные со штриховкой комбинационного типа (рис. 3). Короткопризматические или уплощенные кристаллы более характерны для среднетемпературных полиметаллических, скарновых и других типов месторождений (Кухаренко, 1961). Цвет арсенопирита светло-серый, серый, обычны на поверхности почти черные или зеленоватые пленки вторичных минералов, желтоватая побежалость. От пирита арсенопирит отличается цветом и более легкой раздавляемостью из-за спайности. Напоминает он также металлы платиновой группы, не дающие четры черного цвета. При затруднениях в диагностике можно провести качественные реакции (запах при нагревании или реакция с молибденово-кислым аммонием после обработки азотной кислотой).

### Оксиды, гидрооксиды

Корунд - устойчивый при выветривании и механически прочный минерал, в шлихах встречающийся спорадически. Обычны угловатые обломки корунда белого, светло-серого, реже голубоватого, розового или рубинового цвета. Окатанные зерна очень редки. Кристаллы

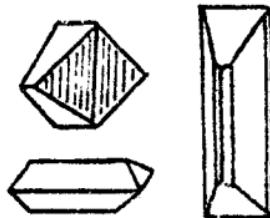


Рис. 3. Форма кристаллов арсенопирита.

корунда имеют веретеновидный и бочонкоподобный облик (плагиоклазиты, сиенит-пегматиты), столбчатый и призматический (основные породы, амфиболиты, роговики), короткопризматический и изометрический (трапециоиды, гнейсы и сланцы), таблитчатый и пластинчатый (метасоматически измененные породы, включая вторичные кварциты). Облик кристаллов корунда (рис.4) определяется преимущественно эпигравитическими вростками диаспора -  $\text{HALO}_2$ , содержание которого возрастает в кислой среде и при понижении температуры кристаллизации корунда.

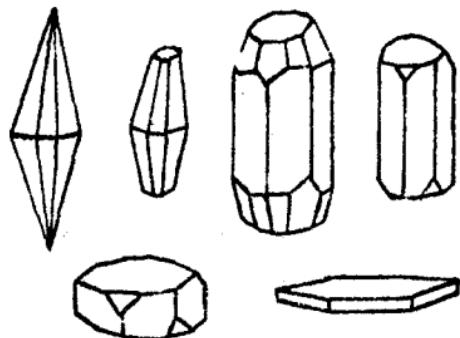


Рис.4. Типы кристаллов корунда.

На стекле остаются царапины. По внешнему виду корунд похож на голубой анатаз (высокий показатель преломления, сильное двупреломление), на шпинель (изотропна), на топаз, алатит, кварц (у них  $n \ll 1,76$ ), на кианит (хорошая спайность,  $n_m=1,720$ ). Изредка в шлихах встречается карбид кремния (муассанит), чаще техногенного происхождения, похожий на корунд; у него высокий показатель преломления и сильное двупреломление. ( $n_o=2,65$ ;  $n_e-n_o=0,045$ ).

**Рутил** - один из характерных минералов шлихов, особенно в областях развития метаморфических пород. Он присутствует в виде призматических кристаллов тетрагонального сечения, часто с продольной штриховкой, их обломков; реже встречаются коленчатые двойники. Блеск на гранях кристаллов и на плоскостях спайности по призме сильный алмазный до полуметаллического. Наиболее обычны в шлихах зерна рутила разной степени окатанности, от удлиненных до почти изометрических. Блеск на поверхности окатанных зерен рутила своеобразный, сильный жирный или смоляной из-за мелкобугорчатой по-

Под микроскопом этот минерал прозрачен, иногда плеохроирует, оптически односторонний " $-$ ",  $n_o=1,758-1,76$ , двупреломление невысокое (0,003-0,009). В иммерсионном препарате с  $n_x=1,76$  наблюдается очень слабый рельеф, цветные полоски Бекке. Раздавливается корунд с трудом, иногда на косые бруски из-за отдельности,

верхности, образующейся при окатывании зерен со спайностью. Раздавливается рутил с некоторым трудом, на обломках иногда видны плоскости спайности. Окраска рутила оранжево-красная, буро-красная до почти черной; порошок всегда светлый. В препарате мелкие зерна просвечивают, иногда члеохроируют. В мелких осколках рутил кажется непрозрачным из-за сильнейшего рельефа ( $n_o=2,61$ ;  $n_e=2,90$ ), но при введении анализатора видна интерференционная окраска. Она может маскироваться собственной окраской минерала; помогает введение линзы Лазо. Темноокрашенный рутил, обогащенный железом, переходит в электромагнитную фракцию.

Светлый рутил похож на циркон (отличие в блеске, тонах окраски, характере излома, раздавливаемости, у рутила рельеф сильнее). От похожего кассiterита рутил отличается наличием спайности, более слабым блеском, высоким показателем и сильным двупреломлением, отрицательной реакцией на олово. От брукита рутил отличается более изометричным сечением зерен, характером погасания; от сфалерита — анизотропностью, повышенной твердостью и худшей спайностью. Богатые ниобием (ильменорутил) и Та (стрюверит) : зерна с трудом отличимы от реже встречающихся в шлихах сложных оксидов этих элементов.

Анатаз в небольших количествах встречается в шлихах относительно часто и преимущественно в виде кристаллов или их обломков. Таблитчатые и усеченно-дипирамидальные кристаллы анатаза (рис.5), голубовато-синие, буровато-желтые, зеленоватые, коричневые и черные, характерны для гранитоидов. Остродипирамидальные кристаллы голубого, синего, желтого цвета, с четко выраженной штриховкой обычны в областях развития метаморфических пород. По данным Н.З. Евзиковой встречающийся в оловорудных жилах анатаз эволюционирует от таблитчатого раннего к бочонковидному и, далее, к остродипирамидальному поздних стадий формирования жил.

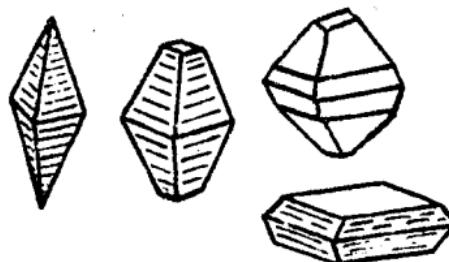


Рис.5. Типы кристаллов анатаза.

Анатаз раздавливается легко из-за спайности по (001), имеет очень сильный алмазный блеск, кристаллы с ровными гранями из-за

блеска кажутся непрозрачными. Под микроскопом в иммерсионном препарате сильный рельеф ( $n_o=2,56$ ;  $n_c=2,49$ ), четкое двупреломление, спайные выколки дают хорошую коноскопическую фигуру (перпендикулярно оптической оси одноосного "—" кристалла), такие разрезы дают почти изотропное сечение. Изредка анатаз принимают за алмаз, шпинель (всегда изотропны), за рутил (другой оттенок окраски, иной характер блеска, спайность вдоль удлинения) или касситерит (нет спайности, рельеф слабее, реакция на олово). Агрегаты мелкозернистого анатаза, говидимому вторичного происхождения, диагностируются как лейкоксен.

Брукит, еще одна полиморфная модификация  $TiO_2$ , встречается в шлихах редко и обычно в виде удлиненно-таблитчатых кристаллов с продольной штриховкой (рис.6) или их обломков. Призматические, дипирамидальные кристаллы и окатанные зерна исключительно редки. Окраска брукита желтая, бурая, серая, зеленоватая, черная, часто

пятнистая; блеск сильный алмазный, у измененного минерала жирный, матовый. Определяется брукит по форме зерен или кристаллов, по цвету, блеску. В иммерсионном препарате наблюдается сильный рельеф ( $n_m=2,58$ ), двупреломление около 0,120; из-за большой дисперсии угла оптических осей ( $\tau>\nu$  для красного света и  $\nu>\tau$  для синего) брукит не погасает, меняя интерференционную окраску. Оптически двусочный "+", угол 2 $\nu$  небольшой, коноскопическая фигура с двумя парами гипербол. Брукит иногда напоминает рутил, сфен, бадделеит, от которых отличается по форме зерен, излому и оптическим свойствам. Зерна брукита часто мутнеют, светлеют и превращаются в неполные псевдоморфы агрегата рутила по брукиту (лейкоксенизация).

Лейкоксен – землистый или скрытокристаллический агрегат рутила (иногда анатаза), образующийся при изменении минералов титана. Лейкоксен образует псевдоморфы по ильмениту, титаномагнетиту, сфену, перовскиту; лейкоксенизируются анатаз и брукит. Лейкоксен слагает мелкозернистые агрегаты округлой или уплощенной формы, непрозрачные под бинокуляром. Цвет лейкоксена светло-серый,

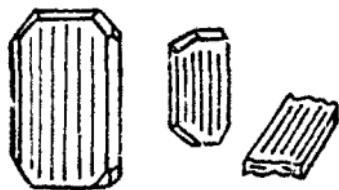


Рис.6. Кристаллы брукита и обломок кристалла.

серый, светло-желтый, серовато-бурый, коричневатый. Окраска нередко пятнистая из-за механических включений. Блеск жирный или матовый, излом неровный, фарфороподобный, на изломе заметны мелкие участки с сильным блеском. Раздавливается лейкоксен чаще легко, порошок светлый. В преларате агрегаты непрозрачны, тонкий порошок кажется непрозрачным из-за сильного рельефа; при введении линзы Лазо некоторые зерна просвечивают, с анализатором в них заметно высокое двупреломление. При косом освещении препарата сверху порошок выглядит светло-желтым. Неполные псевдоморфозы по ильмениту, чаще гайкоподобной формы, присутствуют в электромагнитной фракции.

Лейкоксен похож на малакон (измененный циркон), на агрегаты клиноцизита и гидрооксидов железа, от которых отличается по цвету порошка и оптическим свойствам. Зерна анатаза, брукита, сфе-на нередко частично лейкоксенизируются, становятся мутными, плохо просвечивающими и погасающими агрегатно. Если по морфологии зерен можно предполагать первичный минерал, то он и указывается в описании шлиха.

Касситерит, генетически обычно связанный с гранитами, из-за высокой плотности (6,8-7,0) переносится речными потоками на небольшие расстояния (менее 15-25 км) и практически не оказывается, встречаясь в виде кристаллов, их срастаний или угловатых обломков. Касситерит из гранитных лемматитов характеризуется дипирамидальной формой крупных кристаллов; из грейзенов и высокотемпературных жил — призматически-дипирамидальным обликом (рис. 7, слева). В таких месторождениях касситерит ассоциирует с топазом, турмалином, вольфрамитом, арсенопиритом, молибденитом, флюоритом. В сульфидно-касситеритовых жилах он имеет дипирамидально-усеченный или призматический облик, очень характерны двойники. На поздних этапах формирования таких тел и в месторождениях меньших

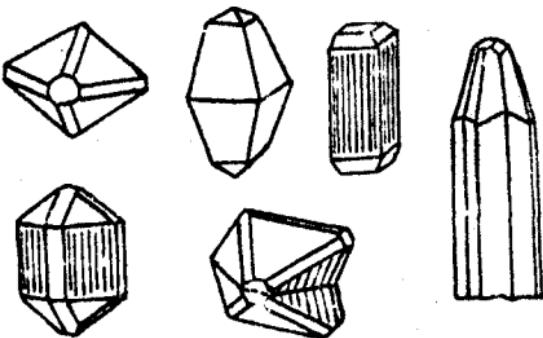


Рис. 7. Облик кристаллов касситерита; внизу в центре — двойник.

глубин касситерит приобретает столбчатый облик с гранями дипирамид (рис.7, справа). Такие кристаллы обычно мелкие и сопровождаются сульфидами. В близповерхностных месторождениях присутствуют и натёчные, скорлуповатые агрегаты ("деревянистое олово").

Дипирамидальный касситерит в повышенных количествах содержит примеси Nb, Ta, Fe, Mn; он имеет полуметаллический блеск, темно-бурую до черной окраску. Призматически-дипирамидальные кристаллы бурого или коричневого цвета имеют на гранях алмазный блеск, часто сдвойникованы, на их поверхности обычна комбинационная и индукционная штриховка. Нередко в зернах видна ритмично повторяющаяся зональность, подчеркиваемая окраской. Столбчатые и длинно-призматические кристаллы обычно желтовато-бурые, красноватые, светло-коричневые и даже бесцветные, окраска нередко пятнистая. Примесей в таком касситерите мало, двойники и зональное строение обычны, размеры кристаллов редко превышают 0,5-1,0 мм в длину.

В иммерсионных препаратах касситерит нередко плеохроирует, двупреломление высокое, рельеф сильный ( $n_o=2,0$ ). Раздавливается минерал с трудом (высокая твердость, несовершенная спайность), излом неровный. Темноокрашенный касситерит похож на рутил, брукит, гематит; светлоокрашенный — на циркон, сfen, анатаз. Важно учитывать форму кристаллов касситерита, двойники, зональность, алмазный блеск, неровный излом, рельеф зерен в иммерсионных препаратах. Наиболее надежный способ диагностики касситерита — обработка отдельных зерен или всей фракции на цинковой пластинке раствором HCl (1:1) — касситерит покрывается светло-серой, чаще блестящей пленкой олова.

Бадделеит ( $ZrO_2$ ) встречается изредка в виде удлиненно-таблитчатых кристаллов или зерен, нередко сдвойниковых. Цвет у него желтый, серый, светло-коричневый, темно-бурый до черного, алмазный на гранях или жирный на изломе блеск. Под микроскопом прозрачен, есть слабый плеохроизм; угол  $2V = 19^\circ$ . Бадделеит похож на брукит, сfen, касситерит; отличается от них формой кристаллов, двупреломлением, погасанием и ассоциацией минералов, свойственной комплексам щелочно-ультраосновных пород.

Шпинель в единичных зернах присутствует в шлихах из районов развития различных пород. В немагнитной фракции присутству-

ет шпинель лишь бесцветная, розовая, голубая, бледно-зеленая; богатая железом шпинель (зеленая, темно-зеленая, бурая до черной, т.е. плеонаст, герцинит) присутствует в электромагнитных фракциях.

Для шпинели характерны октаэдрические кристаллы, изометричные зерна или угловатые обломки с раковинчатым изломом. Сияющая шпинель с трудом — твердость высокая, спайности нет. Шпинель изотропна, со стеклянным блеском; у собственно шпинели  $n = 1,718 - 1,740$ , у плеонаста  $n = 1,750 - 1,780$  и выше. По внешнему виду шпинель похожа на алмаз, анатаз, циркон (у которых показатели преломления выше), на корунд (анизотропен), на гроссуляр, демантOID (показатели обычно выше, аномальное двупреломление), на альмандин (выше показатель преломления, характерен для электромагнитной фракции).

Перовскит — редкий минерал шлихов, обычно приуроченный к комплексам щелочно-ультраосновных пород. Он слагает изометричные зерна с неровной поверхностью и сильным блеском. Реже встречаются кубические, кубо-октаэдрические кристаллы или их обломки. Перовскит имеет черный, черно-бурый, темно-серый, иногда светло-коричневый, буроватый и светло-серый. На ровных плоскостях блеск от полуметаллического до алмазного, порошок светлый, сероватый. Под микроскопом перовскит (а также лопарит) просвечивает серым или коричневым; анизотропен, двупреломление 0,002—0,008; заметно полисинтетическое двойникование. В препаратах перовскит лучше смотреть с линзой Лазо и в тонких зернах. Перовскит похож на темноокрашенный рутил (чаще удлиненные зерна, высокое двупреломление), на хромшпинелиды (изотропны и парамагнитны), на измененный пирит (порошок бурый, коричнево-красный или черный).

Пирохлор встречается в областях развития метасоматически измененных гранитоидов, различных пегматитов, щелочных пород, контактово-метасоматических зон около интрузий. Реже встречается богатый tantalом микролит. Минералы группы пирохлора образуют октаэдрические, иногда с гранями куба кристаллы желтого, бурого, коричневого, темно-серого и почти черного цвета; порошок светлый, буроватый. На редко встречающихся ровных гранях блеск алмазный, на корродированных поверхностях и неровных изломах — смоляной, жирный, тусклый. В иммерсионном препарате пирохлор просвечивает; изотропен, имеет заметный рельеф ( $n = 2,15 - 1,90$ ). Пирохлор

похож на рутил, бурый циркон, сфен, монацит (иная форма зерен, высокое двупреломление), на сфалерит (у последнего совершенная спайность, твердость ниже), на андрадит (парамагнитный минерал), на перовският (аномально двупреломляет).

Диаспор — редкий минерал шлихов, слагающий таблитчатые или чешуйчатые зерна белого, желтого или серого цвета. Блеск стеклянный или перламутровый; раздавливается легко из-за спайности в одном направлении. Чешуйчатые зерна хорошо просвечивают,  $n=1,722$ , двупреломление 0,048, угол  $2V=+72^\circ$ , большой. Похож на слюды (париогонит), на кианит; отличается от них по оптическим свойствам.

Кварц — минерал лёгкой фракции, сохраняющийся в шлихах при неаккуратном их разделении или сохраняющийся в составе срастаний с тяжелыми минералами. Он встречается в виде угловатых зерен со стеклянным блеском или окатанных, имеющих неровную, мелкобугорчатую поверхность и слабый блеск. Раздавливается с трудом, на стекле оставляет царапину. Определяется по оптическим свойствам: в иммерсионной жидкости с  $n=1,544 - 1,553$  цветные полоски Бекке, отсутствие рельефа, невысокое двупреломление.

### Силикаты

Циркон — один из распространенных минералов немагнитной фракции. Он встречается в виде кристаллов различной сохранности, их обломков и окатанных в разной степени зерен. Этот минерал разнообразен по окраске: бесцветный, белый, серый, розовый, лилово-красный, сиеневый, бурый, коричневый до почти черного. Циркон прозрачен или просвечивает, блеск сильный стеклянный до алмазного, раздавливается с трудом, осколки — с неровным изломом.

По морфологии различают кристаллы циркона цирконового типа (рис. 8, слева), габитусными формами в которых являются грани призмы (IIO) и дипирамиды (III). Такой циркон обычно является поздним минералом, чаще в целочных породах и нередко имеет метасоматическое происхождение, насыщен включениями. Кристаллы гиацинтового типа (рис. 8, в центре), с гранями призмы (IIO) и дипирамиды (III), встречаются в гранитоидах натриевого ряда, в пегматитах, кварцевых жилах. Для циркона гранитоидов характерно появление граней дитетрагональной дипирамиды (3II), имеющей различное развитие. Часто встречаются промежуточные по типу грани кристаллы — цирконово-гиацинтовые, с гранями острых дипирамид,

характерные для биотитовых гранитов, гранодиоритов, диоритов. В регионально-метаморфических породах присутствуют удлиненные кристаллы циркона с острыми дипирамидами – кольевидный тип (рис.8, справа). По соотношению площадей развития наиболее типичных для циркона двух призм, дипирамид и дитетрагональной дипирамиды иногда различают до сотни морфологических разновидностей типов кристаллов.

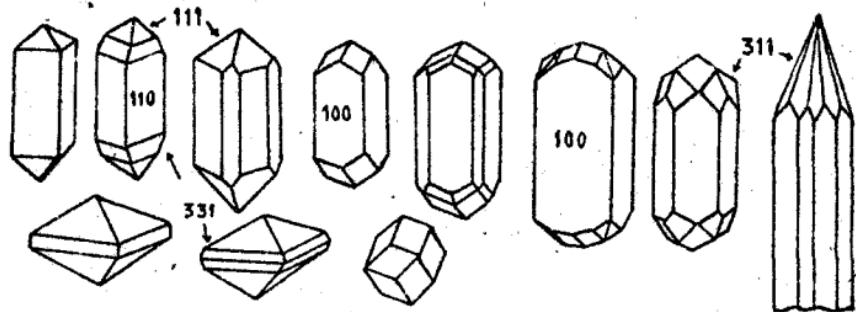


Рис.8. Типы кристаллов циркона.

Важной морфологической особенностью кристаллов циркона, наряду с их габитусом, являются облик и морфометрические данные. Одним из таких параметров является удлинение – отношение длины к поперечному размеру. Удлинение обусловлено преимущественно степенью развития габитусных призм. У простых по форме кристаллов удлинение уменьшается до 1 с увеличением щелочности минералообразующей среды и понижением температуры образования минерала. Удлинение возрастает до 8–12 с уменьшением глубины формирования массивов и в приконтактовых зонах, то есть оно зависит от скорости кристаллизации пород (Ляхович, 1979).

В обломочных породах, особенно претерпевших несколько этапов переотложения, циркон присутствует в виде хорошо окатанных слабо удлиненных или сферических зерен с ровной блескящей поверхностью. В древних осадочных породах встречается много зерен, имеющих яркую малиново-красную окраску.

Диагностируется циркон по форме кристаллов, цвету, блеску; в иммерсионном препарате наблюдается высокий рельеф ( $n_o=1,93\pm1,89$ ), двупреломление около 0,050, погасание прямое. У измененного циркона (малакона) показатели преломления снижаются, минерал мутнеет, становится белесым и paramагнитным. Циркон нередко бывает похож на рутил (у которого блеск и рельеф сильнее, есть сланость, чаще

тные оттенки окраски), на сфен и кассiterит (отличие в блеске, форме кристаллов, окраске). Окатанные зерна циркона внешне напоминают шпинель и гранат, которые изотропны.

Форстерит в шлихах редок из-за неустойчивости к выветриванию и небольшой абразивной стойкости. Он встречается в виде изометрических зерен с очень неровной поверхностью и слабым блеском. Цвет белый, желтый, бледно-зеленоватый. Более железистый минерал — оливин — электромагнитен. Форстерит похож на сфен, апатит, клиноцизит, от которых отличается по оптическим свойствам, рассмотренным ниже, при характеристике оливина.

Сфен (титанит) присутствует в шлихах в виде кристаллов, их обломков и, реже, полуокатанных зерен. Кристаллы его очень своеобразны, что облегчает диагностику минерала. Уплощенные его кристаллы характерны для кислых и средних пород, призматические — для щелочных пород; ромбовидные и конвертообразные кристаллы (рис.9) приурочены к областям развития измененных основных эфузивов, различных сланцев, жил алпийского типа. На кристаллах

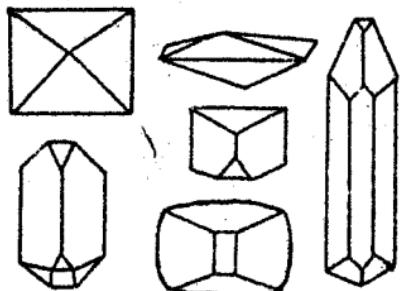


Рис.9. Облик кристаллов сфена.

до алмазного, на изломе — жирный или матовый. На неровных гранях блеск жирный, а на окатанной поверхности — сильный стеклянный. Неизмененный сфен раздавливается с трудом, лейкоксенизированный — легко. Под микроскопом видны сильный рельеф ( $n_{\text{D}} = 1,91-1,97$ ), высокое двупреломление (0,135-0,180). Угол  $2V$  "+", небольшой, сильная дисперсия; на уплощенных кристаллах часто получается четкая коноскопическая фигура с выходом острой биссектрисы, или оптической оси.

Определяется сфен легко, если присутствует в кристаллах; в сложных случаях диагностика уточняется по оптическим свойствам

любой формы можно наблюдать сечения в форме острого ромба, а на обломках кристаллов — тупые углы между некоторыми гранями. Даже на полуокатанных линзовидных зернах, лежащих плашмя, можно заметить реликты граней и тупые углы между ними.

Цвет сфена белый, зеленоватый, бурый различной интенсивности, коричневый. Блеск стеклянный до алмазного, на изломе — жирный или матовый. На неровных гранях блеск жирный, а на окатанной поверхности — сильный стеклянный. Неизмененный сфен раздавливается с трудом, лейкоксенизированный — легко. Под микроскопом видны сильный рельеф ( $n_{\text{D}} = 1,91-1,97$ ), высокое двупреломление (0,135-0,180). Угол  $2V$  "+", небольшой, сильная дисперсия; на уплощенных кристаллах часто получается четкая коноскопическая фигура с выходом острой биссектрисы, или оптической оси.

Определяется сфен легко, если присутствует в кристаллах; в сложных случаях диагностика уточняется по оптическим свойствам

и реакции на титан (см.с. 23). Сфен похож на монацит, ставролит (у сфена выше показатели преломления и двупреломление), на бадделеит (редок), на андродит, шеллит (у сфена высокое двупреломление), на циркон, рутил, кассiterит, от которых обычно отличается по форме кристаллов или зерен, по блеску и окраске.

Топаз в кристаллах призматического облика с характерной штриховкой (рис.10) в шлихах редок. Не чаще встречаются и островерхие обломки с плоскостями спайности, а, также молочно-белые слабо окатанные зерна. Раздавливается топаз с трудом из-за высокой твердости, несмотря на хорошую спайность в одном направлении.

У топаза  $n_m = 1,620$  ( $1,61 \pm 1,63$ ), двупреломление  $0,007-0,011$ , угол  $2V_{n^+}$  средний. Топаз похож на кварц, у которого  $n_o = 1,544$ ; на барит (спайность в нескольких направлениях, низкая твердость), апатит (нет спайности, ниже двупреломление), на циркон, кианит, шпинель (у них  $n > 1,70$ ).

Кианит (дистен) распространен

достаточно широко (породаобразующий минерал, перенос ледником, устойчивость к выветриванию). Этот минерал легко узнается по своеобразной форме зерен — удлиненно-таблитчатой, почти прямоугольной, сохраняющейся даже при окатывании (рис.11). Как правило, всегда хорошо заметны трещинки спайности, идущие в трех почти взаимно перпендикулярных направлениях. Минерал бесцветный, белый, реже голубой, зеленоватый, окраска бывает пятнистой; нередко он приобретает серый цвет из-за включений графита и кажется иногда непрозрачным. У окатанных зерен блеск чаще перламутровый, на плоскостях спайности стеклянный. Раздавливается кианит легко на призматические зерна, большинство из которых в препарате имеет косое погасание (относительно спайности по (100) погасание почти прямое);  $n_m = 1,720$ , двупреломление  $0,012-0,016$ ; угол  $2V_{n^-}$  большой. Спутать кианит можно с баритом, целестином, апатитом, силлиманитом, tremolитом, у которых показатели преломления ниже; с цирконом ( $n > 1,78$ ).

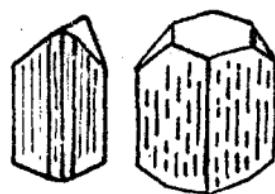


Рис.10. Форма кристаллов топаза.

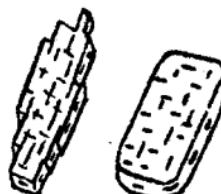


Рис.11. Зерна кианита.

Силлиманит встречается в виде призматических и угловатых, слабо окатанных зерен со стеклянным блеском. Агрегаты тонковолокнистого силлиманита окатываются лучше и отличаются шелковистым блеском. Минерал бесцветный, белый, зеленоватый, буроватый; раздавливается средне, но спайность хорошо заметна лишь под микроскопом. В иммерсионном препарате — прямое погасание,  $n_m=1,658-1,670$ ,  $n_g-n_p=0,020$ ; угол  $2V_{++}$ , небольшой. В тонковолокнистых агрегатах погасает отдельными участками и установить прямое погасание трудно. Отличие от похожих на него кианита, tremолита, андалузита, клиноциозита — по оптическим свойствам. Обломки прозрачных зерен похожи на апатит и кварц.

Андалузит в шлихах редок, присутствует преимущественно в областях развития измененных кислых эфузивов, в приконтактовых зонах гранитоидных интрузий, в роговиках, в некоторых кристаллических сланцах. Обычны призматические зерна, угловатые изометричные обломки белого, желтоватого, розового, буроватого, серого цвета; нередко минерал содержит включения глинистых и углистых частиц (хиастолит). Раздавливается хиастолит с трудом, излом часто неровный, блеск слабый. В препаратах под микроскопом погасание прямое,  $n_m=1,630-1,640$ ;  $n_g-n_p=0,007-0,020$ ; угол  $2V_{++}$  большой, иногда  $--$ . Андалузит похож на силлиманит (показатель выше), на барит, апатит, топаз, от которых отличается с трудом при учете ориентировки спайности, двупреломления, оптической ориентировки и др.

Клиноциозит как практически безжелезистый минерал группы эпидота присутствует в немагнитной фракции, хотя вместе с эпидотом находится и в электромагнитной фракции. В прозрачных зернах редок, чаще встречается в виде мелкозернистых агрегатов в срастании с другими минералами в виде псевдоморф по плагиоклазам (соссюрит). Цвет клиноциозита белый, розоватый, бледно-зеленый (переход к эпидоту), серый. Блеск слабый, раздавливается легко. Минерал диагностируется под микроскопом по оптическим свойствам:  $n_m=1,710-1,715$ ;  $n_g-n_p=0,005-0,010$ ; угол  $2V_{++}$  большой, из-за дисперсии минерал плохо погасает, в мелкозернистом агрегате погасает пятнами. Циозит отличается аномальной интерференционной окраской, несколько более низкими показателями преломления, прямым погасанием. Клиноциозит похож на барит, апатит, андалузит, форстерит, от которых отличается в первую очередь более высоким значением  $n_m$ .

Пироксены в немагнитной фракции очень редки и представлены, как правило, практически безжелезистыми разновидностями. Это чаще диопсид белого, бледно-зеленого, розового цвета в виде короткокристаллических спайных обломков. Определяется он по оптическим свойствам, рассмотренным при общей характеристике пироксенов как минералов, типичных для электромагнитной фракции.

Сподумен - единственный пироксен, характерный для немагнитной фракции; минерал очень редкий. Встречается он в призматических зернах белого, зеленоватого, желтоватого, розоватого или серого цвета; блеск у него стеклянный или перламутровый, спайность по призме четкая. Оптические свойства, по которым определяется сподумен:  $n_m = 1,660-1,670$ ;  $n_g - n_p = 0,015-0,025$ , погасание косое, угол  $2V$  "+" средний. Минерал похож на ромбические пироксены и амфиболы, у которых прямое погасание, плеохроизм; они чаще являются парамагнитными.

Тремолит, в отличие от других амфиболов, присутствует и в немагнитной фракции. Как правило, он встречается в виде обломков призматических кристаллов или спайных выколок с сильным блеском. Минерал бесцветный, голубоватый, бледно-зеленый. Диагностируется он по спайности и оптическим свойствам:  $n_m = 1,615 - 1,625$ ;  $n_g - n_p = 0,020-0,030$ ; погасание косое ( $10-12^\circ$ , если зерно лежит на плоскости спайности), угол  $2V$  "--" большой. Тремолит похож на кианит, силлиманит, сподумен, волластонит, от которых отличается углом спайности, погасанием, показателями преломления. От других амфиболов отличается светлой окраской из-за низкой железистости, но переходы к парамагнитному актинолиту постепенные.

Турмалин, как и другие магнезиально-железистые силикаты, чаще является парамагнитным минералом и присутствует в соответствующих фракциях. Однако часть турмалина остается при разделении шлиха среди диамагнитных минералов. Это светло-зеленые, буровато-зеленые, розовые короткокристаллические кристаллы с характерным поперечным сечением, хорошо окатанные зерна со стеклянным блеском. Светлоокрашенные турмалины имеют  $n_o = 1,630-1,65$ ; четкий плеохроизм, раковинчатый излом. Подробнее свойства минералов этой группы рассмотрены ниже.

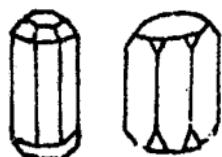
Парагонит - натриевая слюда, по плотности сохраняющаяся в шлихе. Диагностируется по чешуйчатой форме зерен, спайности, небольшому двупреломлению в чешуйках;  $n_m$  около 1,60. В шлихах

встречаются агрегаты тонкочешуйчатого мусковита с находящимися обычно внутри зернами тяжелых минералов. Это обломки слюдяных сланцев, которые чаще рассматриваются как загрязнения шлиха. Преобладающий здесь мусковит обычно имеет показатели преломления немного ниже по сравнению с парагонитом.

Пслевые шпаты также являются посторонними примесями в разделенном шлихе. При загрязнении этими легкими минералами они накапливаются в немагнитной фракции. Как правило, это спайные обломки со стеклянным блеском, которые диагностируются по невысоким значениям показателей преломления (1,52-1,57), небольшому двупреломлению. Присутствуют в шлихе зерна и изменивших полевых шпатов, замутненные белые, желтые, буроватые зерна. Иногда они сложены очень мелкозернистым агрегатом вторичных минералов и дают точечное агрегатное погасание.

#### Фосфаты, сульфаты, карбонаты, фториды

Апатит неустойчив при выветривании и имеет невысокую абразивную стойкость, в связи с чем в шлихах он относительно редок. Кристаллы апатита призматические, с гранями дипирамид и базопинакоида (рис.12), иногда изометричные и даже таблитчатые.



Удлиненные кристаллы рассматриваются как рарные в магматических породах, более поздние генерации представлены короткопризматическими кристаллами; постмагматический апатит нередко образует округлые зерна с включениями в осевой части (Ляхович, 1979).

Рис.12. Форма кристаллов апатита.

Окатанные и полуокатанные зерна удлиненные, овальные, с неровной поверхностью, иногда сохраняют шестиугольное сечение. Блеск у них слабый стеклянный или жирный. Обломки некривильной формы, угловатые. Апатит бесцветный, белый, зеленоватый, голубой плеохроирующий, розоватый, бурый или серый из-за включений. Минерал раздавливается легко, излом неровный. Определяется апатит по оптическим свойствам - односторонний "—", двупреломление низкое. Показатели преломления варьируют в зависимости от состава (табл.4).

В шлихах встречаются также скрытокристаллические агрегаты бурого цвета, радиально-лучистые стяжения (фосфориты), фосфатизированные обломки раковин, имеющие слоевидное слоистое строение.

ние, пластинчатую или выпукло-вогнутую форму. Такие зерна трудно диагностировать по оптическим свойствам, поэтому применяется качественная реакция на фосфор — зерна обрабатывают азотной кислотой (I:I), после частичного растворения добавляют порошок молибденово-кислого аммония, вокруг фосфата появляется ярко-желтое окрашивание.

Таблица 4

## Оптические свойства минералов группы апатита

Минерал	$n_o$	$n_e$	$n_o - n_e$
Фторапатит	1,633	1,629	0,004
Хлорапатит	1,667	1,666	0,001
Гидроксилапатит	1,651	1,644	0,007
Mn-фторапатит	1,643	1,633	0,005
Sr-фторапатит	1,638	1,634	0,004
Карбонат-апатиты	1,610- -1,630	1,605- -1,624	0,005- -0,010
Франколит	1,600- -1,628	1,597- -1,623	0,004- -0,007

Апатит внешне похож на кварц (показатели преломления ниже), на силиманин, корунд, шеелит (показатели выше), на топаз, барит, андалузит (спайность, диагностические реакции, точное определение показателей преломления).

Пироморфит и другие вторичные минералы свинца, относящиеся также к группе апатита, по форме кристаллов или обломков напоминают последний. Они отличаются более сильным блеском, до алмазного, высокими показателями преломления (около 2,0) и более часто наблюдающейся зеленой, желтой, бурой окраской.

Шеелит, относящийся к вольфраматам, труден для диагностики из-за сходства с другими минералами. Шеелит встречается чаще всего в зернах неправильной формы белого, желтоватого, зеленоватого, буроватого цвета, имеющих неровный излом и слабый жирный блеск. Такие зерна ошибочно могут быть приняты за барит, апатит, макон, сфен, гроссуляр, клиноцизит, карбонаты и др. минералы. Шеелит раздавливается средне, в тонких зернах хорошо просвечивает, оптически одноосный "+"; у него  $n_o=1,92$ ;  $n_e-n_o=0,016$ . От большинства похожих минералов шеелит отличается высоким значением  $n_o$ , а от сфена и карбонатов — двупреломлением. Шеелит час-

то люминесцирует в УФ голубым, поэтому для его обнаружения всю немагнитную фракцию просматривают под люминесцентной лампой, а светящиеся зерна обязательно проверяют под микроскопом, так как свечение может наблюдаться и у других минералов шлиха; кварц и органические загрязнения также люминесцируют.

Барит из-за низкой абразивной стойкости имеет небольшую миграционную способность и в шлихах редок. Преобладают спайные уплощенно-призматические обломки со слегка ступенчатой поверхностью; кристаллы имеют различный облик, но чаще таблитчатую форму. Встречаются в шлихах и радиально-лучистые сферолиты аутогенного происхождения. Барит редко прозрачен, иногда зонален, чаще белый, иногда серый, голубоватый, буроватый. Хрупок, раздавливается легко из-за спайности, углы между плоскостями спайности тупые, острые и прямые. Под микроскопом видно симметричное или прямое погасание, в жидкости с  $n = 1,636$  слабая псевдоабсорбция. У барита  $n_0 = 1,648$ ;  $n_m = 1,637$ ;  $n_p = 1,636$ ; угол  $2V_{++}^{\prime\prime}$  небольшой.

По внешнему виду барит похож на кианит, силлиманит, полевые шпаты, леелит, апатит, карбонаты. От большинства этих минералов барит отличается значениями показателей преломления; от апатита — хорошей спайностью, от карбонатов группы кальцига — двупреломлением и углами спайности.

Целестин и внешне, и по оптическим свойствам очень похож на барит. Величина  $n_m$  у него ниже, чем у барита, 1,623, однако для их различия требуются специальные приемы (Татарский, 1965).

Ярозит в виде мелкозернистых агрегатов желтого цвета присутствует в шлихах, взятых вблизи от участков развития зон окисления сульфидов. Встречаются и его псевдоморфозы по пириту, имеющие светло-желтую или серую окраску. Из-за мелкозернистости диагностика по оптическим свойствам затруднена:  $n_0 = 1,820$ ;  $n_e = 1,71$ ; наблюдается плеохроизм.

Кальцит и доломит относятся к минералам легкой фракции, но могут присутствовать в шлихах в качестве загрязнений. Повышенную плотность из диамагнитных карбонатов группы кальцита имеет магнезит. Однако большинство карбонатов этой группы содержат в переменных количествах Fe и Mn, становятся парамагнитными и находятся обычно в электромагнитной фракции. Все карбонаты легко диагностируются по высокому двупреломлению, наличию совершенной

спайности по ромбоэдру. Характеристика этих минералов приводится в следующем разделе.

Церуссит, карбонат группы арагонита, легко разрушается, в связи с чем он встречается лишь вблизи от коренных источников, как правило — зон окисления сульфидных месторождений. Для него характерны зернистые агрегаты, удлиненные зерна и угловатые обломки. Цвет церуссита белый, серый, буроватый из-за примеси лимонита, зеленоватый из-за включений меди — содержащих минералов. Часто церуссит образует пленки вокруг зерен галенита. Блеск сильный, алмазный на ровных плоскостях и жирный на изломе. Раздавливается минерал легко, спайность у него средняя. Оптические свойства:  $n_m = 2,07$ ;  $n_g - n_p = 0,280$ ; угол  $2V = 8-10^\circ$ , сильная дисперсия. Нередко наблюдается люминесценция. Церуссит похож на англезит (оптически "+",  $2V$  большой,  $n_g - n_p = 0,017$ ), стронцианит ( $n_m = 1,666$ ), барит ( $n_m = 1,637$ , спайность хорошая), на пироморфит и шеелит ( $n_o - n_e = 0,010$ ). В сложных случаях следует сделать реакцию на свинец с HCl — на цинковой пластинке или, после растворения минерала, добавив раствор иодида калия, получить ярко-желтый осадок  $PbI_2$ .

Витерит в шлихах редок и может быть встречен в районах развития барито-флюоритовых жил, в некоторых серных месторождениях. Как и большинство других карбонатов, отличается высоким двупреломлением,  $2V =$  небольшой;  $n_m = 1,676$ .

Флюорит в связи с небольшой абразивной стойкостью и низкой миграционной способностью редко встречается в шлихах и диагностируется иногда с трудом, особенно если представлен белыми или бесцветными зернами. Флюорит желтого, зеленоватого, голубого, лилового, фиолетового цвета и пятнисто-окрашенный узнается легко. Обычно флюорит присутствует в виде угловатых зерен, спайных осколков, очень редко в виде слабо окатанных зерен. Флюорит изотропен,  $n = 1,434-1,436$ , слабый блеск. В иммерсионном препарате с  $n_k$  около 1,54 заметен рельеф; у флюорита он отрицательный, что устанавливается по движению полоски Беккё или, более надежно, методом заслонки. При повышенном содержании редких земель показатель преломления флюорита повышается до 1,442-1,455.

Флюорит похож на кварц, апатит, корунд, циркон, барит, от которых отличается изотропностью; похож на шпинель и гранаты, отличие от которых в низком светопреломлении, небольшой твердости и наличии спайности.

## МИНЕРАЛЫ ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫХ ФРАКЦИЙ

При лабораторной обработке шлиховых проб могут быть выделены, в зависимости от условий разделения, либо одна, либо несколько электромагнитных фракций различающегося состава. Так как парамагнитность минералов зависит от концентрации элементов — магнетофоров, то представители одного минерального вида могут распределяться по нескольким фракциям. В этих фракциях присутствуют платиноиды, оксиды и гидрооксиды железа, марганца, многие породообразующие силикаты различной железистости, часть карбонатов, минералы редких земель и т.д.

### Металлы, оксиды и гидрооксиды

Платина, как и другие металлы ее группы, встречается в районах развития основных и ультраосновных пород различных формационных типов. Для платины характерны неправильные зерна, крючковатые, губчатые, пластинчатые, лепешковидные или изометричные обособления. Цвет платины светло-серый, блеск металлический; минерал ковкий, с твердостью 4–5. Платина легко диагностируется по физическим свойствам и спутать ее с другими минералами весьма трудно. В зависимости от содержания примесей платина может быть в различных по магнитной восприимчивости фракциях, а ферроплатина нередко концентрируется в магнитной фракции, где ее иногда путают с неокисленной железной стружкой.

Оsmий ид, в отличие от платины, образует пластинчатые или таблитчатые кристаллы (гексагональная сингония), встречаются и спайные обломки. Цвет от оловянно-белого (больше иридия) до свинцово-серого; твердость около 7, блеск металлический, минерал хрупкий и упругий.

Гематит в шлихах встречается в разной форме. Это могут быть таблитчатые кристаллы, их обломки или уплощенные скатанные зерна. Такой гематит с ровной поверхностью имеет металлический или металловидный блеск, темно-серый до черного цвет. Если при окатывании поверхность зерен становится неровной, то блеск тускнеет и проявляется буровато-красный оттенок. Желкочешуйчатые агрегаты гематита (железослюдковый сланец) отличаются серым цветом и легко раздавливаются на тонкопластинчатые зерна.

В шлихах встречаются и скрытокристаллические агрегаты — красный железняк. Такой гематит слагает округлые обособления, оолиты, гроздевидные скопления, землистые массы. Для красного железняка характерны темно-красный или буровато-красный цвет, слабый из-за неровной поверхности блеск, легкая раздавливаемость. Нередко гематит образуется непосредственно в рыхлых отложениях или слагает псевдоморфозы по магнетиту (мартит) и другим минералам.

Гематит диагностируется по цвету и форме зерен, по темному вишнево-красному цвету порошка. В препаратах под микроскопом он просвечивает в тонких зернах темно-красным. При введении анализатора вид и цвет осколков зерен практически не меняется — гематит анизотропен, но его высокое двупреломление маскируется собственной окраской (он прозрачен только для красной — длинноволновой — части видимой области оптического диапазона). Для усиления интенсивности просвечивания при проверке зерен гематита выбирают тонкие осколки и вводят линзу Лазо. Гематит похож на ильменит, пиролюзит (цвет черты, непрозрачность), хромшпинелиды (просвечивают, но изотропны), гетит, лимонит, вольфрамит, ортит, колумбит (иной цвет порошка, в тонких осколках можно увидеть интерференционную окраску).

Ильменит по внешнему виду очень похож на гематит. Кристаллы его также имеют таблитчатую форму при хорошо развитом пинакоиде или близки к изометричным при одинаковом развитии граней пинакоида и ромбозадра (рис. 13); иногда комбинация этих простых форм напоминает октаэдр. Окатанные зерна ильменита часто сохраняют уплощенную форму. Мелкие кристаллы ильменита с гранями ромбозадра, изометричные или толстотаблитчатые, особенно характерны для метаморфизованных средних и основных пород, для различных сланцев. Пластинчатые зерна и кристаллы чаще встречаются в различных интрузивных породах.

Цвет ильменита черный, иногда буроватый (переход к гематиту, пикроильмениту, широфаниту), чер-

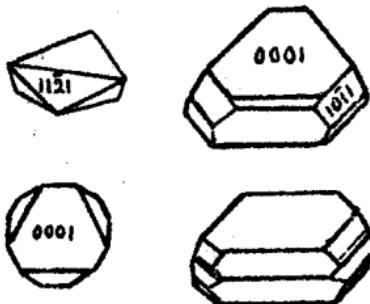


Рис. 13. Облик кристаллов ильменита.

та черная, реже буро-черная или коричневато-черная, излом неровный, блеск металлический или металловидный. Под микроскопом собственно ильменит не просвечивает даже в очень тонких осколках, а разновидности, содержащие  $Mg$  и  $Mn$ , просвечивают темно-бурым, анизотропны. При проверке диагностики ильменита необходимо применять линзу Лазо и большое увеличение. Ильменит часто покрыт пленками лейкохрома, имеющими светлый цвет и слабый матовый блеск. Такие пленки образуются и при кипячении зерен ильменита в серной кислоте. Ильменит похож на колумбит (хорошо просвечивает и четко двупреломляет), на гематит (просвечивает красным, анизотропен), на хромшипинелиды (просвечивают, изотропные), иногда — на железистые роговые обманки (хорошая слайность, в обломках прозрачны, двупреломляют и т.д.).

Герцинит и плеонаст — алюмошинелиды, содержащие железо наряду с магнием. Герцинит очень редок, плеонаст, в отличие от собственно шпинели, присутствует в электромагнитной фракции. Он имеет зеленый различных оттенков, буро-зеленый, бурый цвет, стеклянный блеск; раздавливается с трудом. Такие алюмошинелиды имеют более высокие показатели преломления ( $I, 75-I, 83$ ) по сравнению со шпинелью; отличаются также окраской и повышенной магнитной восприимчивостью. Плеонаст похож на турмалин (анизотропен, плеохроирует), на хромшипинелиды (у них блеск сильнее, окраска интенсивнее).

Хромшипинелиды, имея высокую миграционную способность, в небольших количествах встречаются относительно часто. В злиях они присутствуют в октаэдрических кристаллах, в виде изометрических, нередко округленных зерен и остроугольных обломков. При общей формуле хромшипинелидов  $(Fe, Mg)(Cr, Al, Fe)_2O_4$  в зависимости от вариаций состава (хромит, магнохромит, алюмохромит, хромпикотит, хромплеонаст, феррохромит) блеск меняется от полуметаллического антрацитоподобного до смоляного, а цвет — от черного до буровато-черного и темно-коричневого. Окатываются хромшипинелиды плохо, раздавливаются с трудом, образуя осколки с кривыми поверхностями (раковинчатый излом), которые у тонких краев просвечивают лучше.

Под микроскопом легко устанавливается изотропность хромшипинелидов при высоком рельефе ( $n=1,95-2,16$ ). В тонких осколках можно различить слабо просвечивающие бурые минералы, близкие по составу к хромиту; просвечивающие коричневым алюмохромиты; отчетливо просвечивающие хромпикотиты, имеющие светло-ко-

ричневый или зеленовато-бурый цвет. От ильменита и гематита хромшпинелиды отличаются формой зерен, просвечиваемостью и изотропностью, от плеонаста - показателем преломления и цветом, от соединений марганца - высокой твердостью и блеском, от магнетита - цветом порошка, меньшей величиной магнитной восприимчивости.

Пиролюзит встречается в шлихах в областях развития осадочных толщ, зон окисления, а также как аутогенный минерал. Он слагает землистые массы, стяжения, оолиты, корки, натечные агрегаты, часто в смеси с гидрооксидами железа. Такие мелкозернистые агрегаты пиролюзита характеризуются неровной поверхностью, матовым блеском и черным цветом. Пиролюзит дает черного цвета порошок, непрозрачный под микроскопом, зерна раздавливаются без труда. При обработке минерала концентрированной соляной кислотой раствор приобретает темный зеленовато-бурый цвет, исчезающий от капли  $H_2O_2$ . От ильменита, за который иногда ошибочно принимается, он отличается низкой твердостью, легкой раздавливаемостью, отсутствию окатанных зерен и диагностическими реакциями.

Гётит - распространенный в природе гидрооксид железа I, редко дающий мономинеральные обособления. Гётит (игольчатая железная руда) образует натечные, пористые, порошковидные агрегаты, изредка он встречается в игольчатых кристаллах или их обломках. Диагностируется гётит чаще как лимонит (гидрогетит). Определяется по желто-буруму, темно-буруму до черного цвету, бурой черте, просвечиваемости в тонких зернах, анизотропии. Под микроскопом можно различить пластинчатые или игольчатые обломки с прямым погасанием и сильным пельефом ( $n_m = 2,40$ ). Тонкие спайные чешуйки имеют двупреломление, характеризующееся зелеными тонами второго-третьего порядка; такие пластинки при изменении длины волны проходящего света (используются монохроматор или светофильтры) меняют степень просвечиваемости в средней части видимого диапазона (полосы поглощения, связанные с d-d переходами). Двупреломление сильное (0,140), иногда плеохроизм в желто-бурых тонах. Лепидокрокит при более сильном двупреломлении отличается четырехугольной формой зерен и плеохроизмом в оранжевых тонах.

Лимонит как смесь гидрооксидов железа, среди которых преобладает гидрогетит, морфологически очень разнообразен. Он обра-

зует округлые зерна, стяжения, оолиты, встречается в виде землистых масс и чечевицеобразных скоплений, нередко представляющих собой остатки колоний отмерших железобактерий. Лимонит присутствует в шлихах в виде псевдоморфоз по пириту, сидериту, магнетиту. В зависимости от минерального состава (гематит, гидрогематит, лепидокрокит, гидрооксиды марганца) и агрегатного состояния цвет лимонита меняется от охрино-желтого и бурого до темно-коричневого, почти черного.

Лимонит раздавливается легко, порошок всегда бурого цвета. В иммерсионном препарате лимонит может быть и непрозрачным, но в мелких частичках обычно просвечивает в бурых или желтых тонах, местами двупреломляет. При косом освещении препарата сверху порошок приобретает белесовато-бурый цвет, более окрашенный по сравнению с порошком лейкоксена. Агрегаты лимонита похожи на гематит (красный железняк), гидрооксиды марганца, измененные пирит и сидерит, от которых отличается формой выделений, цветом порошка, особенностями просвечиваемости зерен и агрегатов.

Манганинит встречается редко, образуя, как правило, землистые агрегаты, стяжения или псевдоморфозы по другим минералам марганца (чаще — по родохрозиту). Цвет черный, порошок бурый, под микроскопом в тонких зернах красновато-коричневый; минерал анизотропный, из-за густой окраски интерференционные тона не заметны. Манганинит встречается и в смеси со сложными оксидами марганца, гидрооксидами железа; такие смеси (вады) приобретают бурый цвет. Манганинит растворяется в  $HCl$  с выделением хлора, раствор коричнево-бурый, окраска исчезает при добавлении капли  $H_2O_2$ . Манганинит трудно отличить от пиролюзита, псиломелана; при отличии от гематита и ильменита важно учитывать цвет порошка, характер просвечиваемости; иногда необходимы диагностические реакции.

Как следует из приведенной выше краткой характеристики оксидов и гидрооксидов, присутствующих в электромагнитной фракции, большинство минералов внешне похожи друг на друга; они напоминают также темноокрашенные рутил и кассiterит с повышенной магнитной восприимчивостью. Их можно спутать также с вольфрамитом, колумбитом и темноокрашенными силикатами — ортитом, авгитом, роговой обманкой, титанистыми гранатами. При почти черной

окраске большинства из них только морфологические особенности не позволяют надежно различать эти минералы. Важными диагностическими признаками становятся цвет порошка, просвечиваемость в тонких осколках, анизотропия и двупреломление. Ниже приведено краткое сопоставление главных диагностических свойств минералов, имеющих черную или почти черную окраску в зернах:

1. Порошок черный, минералы непрозрачные даже в тонких осколках: ильменит, пиролюзит.

2. Порошок бурый, коричневый, темнокрасный, минералы просвечивают в тонких осколках:

- а) минералы изотропные: хромспинелиды, Ti-гранаты;
- б) минералы плохо просвечивающие, раздавливаются с трудом, анизотропные: гематит, ликроильменит, (перовскит);
- в) минералы плохо просвечивающие, раздавливаются легко, анизотропные: гетит, лимонит, мanganит; вольфрамит;
- г) минералы хорошо просвечивающие, обычно видна интерференциальная окраска: ортит, авгит, роговые обманки, колумбит, танталит, вольфрамит.

3. Порошок светло-бурый, сероватый, белый:

- а) минерал кажется непрозрачным в тонких осколках, но при анализаторе заметно высокое двупреломление: рутил, лейкооксцен;
- б) минерал изотропен: плеонаст, (ортит), Ti-гранаты, (перовскит);
- в) минерал анизотропен, четко видно двупреломление: касiterит, (ортит), авгит, роговые обманки, турмалин.

Не все из использованных свойств проявляются достаточно четко, поэтому ряд минералов повторяется в разных разделах, а при варьировании свойств названия даны в скобках.

### Силикаты

Оливин и более желтоватый гортонолит, в отличие от форстерита, типичные электромагнитные минералы, парамагнетизм которых зависит от содержания преимущественно железа. В кристаллах и их обломках минералы группы оливина встречаются изредка и только около коренных источников. Зерна оливина в процессе разрушения быстро становятся изометричными и приобретают

мелкобугорчатую поверхность. Блеск оливина стеклянный, на неровной поверхности – жирный; раздавливается минерал средне, излом бугорчатый, но иногда проявляется спайность. Цвет зависит от содержания железа – светло-серый, желтый, зеленый, буро-зеленый, бурый. Уточняется диагностика по оптическим свойствам (рис. I4). Показатели преломления варьируют в зависимости от состава, характерны яркие

тона интерференционной окраски, иногда в обломках устанавливается прямое погасание. Маложелезистые члены ряда (форстерит) оптически "+", при содержании железистого микала более 10-12 % оливин оптически "-", угол оптических осей уменьшается у фаялита.

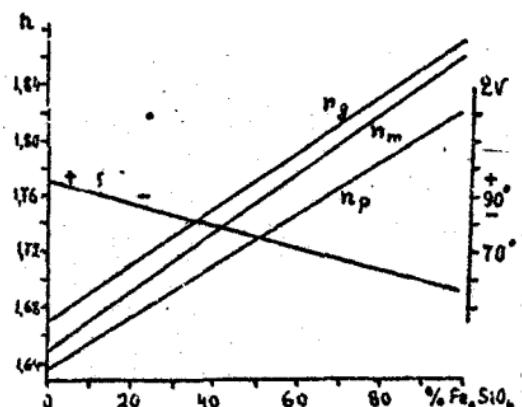


Рис. I4. Зависимость оптических свойств от состава оливина.

Показатель преломления  $n_m$  уменьшается с ростом содержания железа, а показатель преломления  $n_p$  – увеличивается. Угол оптических осей  $2V$  уменьшается с ростом содержания железа. Оливин внешне напоминает эпидот, диопсид, авгит, монацит, ставролит, от которых отличается по цвету и оптическим свойствам. Форстерит более характерен для немагнитной фракции, у желто-зеленого оливина показатель преломления  $n_m$  меньше 1,72, а у эпидота такого же оттенка – больше. Пироксены по сравнению с оливином имеют лучше спайность, ниже двупреломление и обычно косое погасание. Ставролит отличается более низким двупреломлением и стабильно наблюдающимся плеохроизмом в желто-бурых тонах.

**Гранаты**, особенно близкие по составу к альмандину, встречаются во многих шлихах, особенно в областях развития метаморфических толщ и распространения ледниковых отложений. Гранаты встречаются в виде изометричных кристаллов, угловатых обломков с неровным изломом и, реже, корродированных или окатанных зерен с шероховатой поверхностью. Кальциевые гранаты (уграндиты) относительно редки и различаются между собой по цвету и показателю преломления. Гроссуляр, имеющий белый, желтый или зеленоватый цвет, чаще присутствует в немагнитной фракции. Более железистые гранаты андрадитового состава имеют красноватый, зеленовато-бурый или темно-бурый цвет, а ти-

танистые гранаты — коричневый разной интенсивности и черный. Уваровит легко диагностируется по изумрудно-зеленой окраске. Кальциевые гранаты изотропны, но нередко у них проявляется мизкое аномальное двупреломление; чаще они оптически неоднородны. Лишь близкие по составу к гроссулиру гранаты имеют показатели преломления в пределах стандартного иммерсионного набора (рис. 15). Магнезиально-железистые гранаты (пиральспиты) обычно розовые, красные, малиновые и различать их по цвету трудно. Лишь пирол из кимберлитов может быть лиловым, оранжевым или зеленоватым. Альмандин и пирол различаются по величине показателя преломления: для пирола он равен  $I_1 = 1,705$ — $I_2 = 1,755$ , при  $n > 1,76$  гранат относится к альмандину. Альмандин из регионально-метаморфических пород нередко содержит включения различных минералов и приобретает из-за этого серый цвет, плохо просвечивает. Включения могут двупреломлять при разной ориентировке, что усложняет диагностику альмандина.

Кристаллы и угловатые зерна гранатов, преимущественно альмандина, узнаются без затруднений; окатанные зерна похожи на циркон, у которого высокое двупреломление. Пирол трудно отличить от розовой шпинели, если нет хотя бы обломков кристаллов. Титанистые гранаты по внешнему виду напоминают хромшпинелиды (блеск, цвет порошка, диаг. оптические реакции), на ортит (двупреломление). Гроссуляр напоминает клиноцит, который дает мелкозернистые агрегаты и имеет  $n_m$  около 1,70 при никаком двупреломлении.

Ставролит в шлихах нередко ассоциирует с кианитом и альмандином, но присутствует обычно в меньших количествах. Иногда он встречается в кристаллах призматического габитуса, чаще — в виде угловатых обломков или слабо окатанных зерен с характерной неровной поверхностью. Блеск минерала стеклянный, иногда

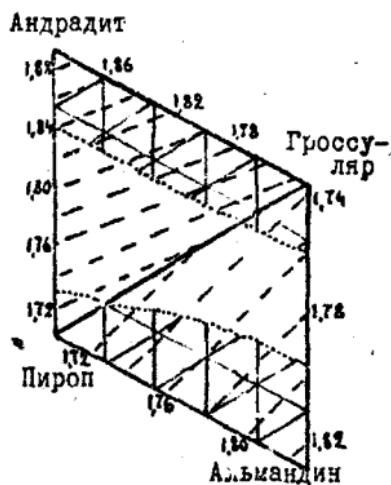


Рис. 15. Зависимость показателей преломления гранатов от состава (Трёгер, 1968). В центре — зона несмесимости составов.

жирный. Раздавливается минерал средне, иногда проявляется спайность. Цвет ставролита желтый, желто-бурый, светло- или темнокоричневый; характерны пойкилитовые включения, придающие минералу окраску до черной. Ставролит прозерняется в иммерсионном препарате с  $n_x$  около 1,740. В такой жидкости на одном погасании рельеф исчезает, появляются цветные эффекты, на другом погасании рельеф заметен ( $n_m = 1,740 - 1,750$ ;  $n_g - n_p = 0,012$ ). Ставролит, особенно интенсивно окрашенный или в толстых зернах, плеохроирует в желтых и коричневых тонах. Ставролит похож на монацит (у которого  $n_m$  близко к 1,780, высокое двупреломление), на андродит (изотропный), на авгит и гортонолит (у них выше двупреломление).

Эпидот диагностируется в шлихах чаще всего по своеобразной салатной, желто-зеленой окраске. Он встречается в виде слегка удлиненных или изометричных зерен с неровной поверхностью, прозрачных или просвечивающих. Распространены и мелкозернистые агрегаты эпидота вторичного происхождения, часто в срастании с другими минералами. Такие агрегаты эпидота (и клиноцизита), образующие псевдоморфозы по полевым шпатам и другим минералам, под бинокуляром кажутся непрозрачными. Раздавливается эпидот легко, дает белый порошок, на отдельных зернах изредка заметна спайность по пинакоиду. Правильность диагностики эпидота под-

тверждается обычно в иммерсионных препаратах по показателю преломления ( $n_m$  чаще всего близко к 1,740), по пестрым тонам интерференционной окраски (рис. I6); угол  $2V$  большой  $\pi$ -, из-за дисперсии зерна обычно не погасают; у агрегатов погасание пятнистое. Постепенный переход от клиноцизита к эпидоту затруд-

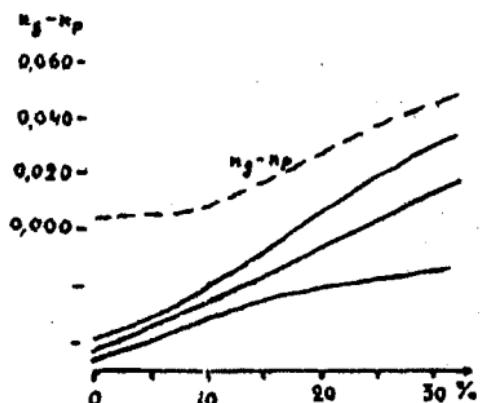


Рис. I6. Изменение оптических свойств клиноцизита и эпидота в зависимости от железистости (Трёгер, 1968).

няет их идентификацию по внешнему виду. У клиноцизита цвет белый, серый; большой  $\wedge$ -угол  $2V$ , значения  $n_m$  и  $n_g$  —  $n_p$  ниже, чем у эпидота; клиноцизит чаще диамагнитен. Эпидот похож на оливин, диопсид, иногда на ксенотим, от которых отличается по сочетанию оптических свойств. Встречающиеся в шлихах псевдоморфозы мелкозернистого агрегата эпидота, клиноцизита, серицита, карбонатов, хлоритов по плагиоклазам (соссюрит) обычно диагностируются как эпидот.

Ортит (алланит) генетически связан преимущественно с гранитоидами и встречается в шлихах из областей их развития. Нередки его удлиненно-таблитчатые кристаллы (рис. I7), их обломки и угловатые зерна черного, коричневого или бурого цвета со смоляным блеском. При изменении ортита и возникновении корочки вторичных минералов цвет бурый, а блеск тусклый матовый.

Оптические свойства ортита нестабильны и изменяются незакономерно в зависимости от характера изоморфных замещений, от степени гидратации минерала и его метамиктности. Значения  $n_m$  ортита изменяются от 1,81 до 1,62; двупреломление — от 0,035 до 0,020—0,010; метамиктные разновидности изотропны. Одновременно со снижением  $n_m$  и двупреломления окраска становится светлее, а плотность снижается с 4,0 до 2,5. Неизмененные разновидности четко плеохроируют от бурого до черного. Ортит похож на авгит (спайность, при близости значений  $n_m$  двупреломление авгита выше), на турмалин ( $n_o$  ниже, а  $n_e - n_o$  выше), на хромшпинелиды (изотропны при высоком показателе преломления), на колумбит (большой  $n$ , оптически положительный), на гидрооксиды железа (двупреломление высокое, окраска обычно бледнее).

Везувиан — редкий шлиховой минерал, присутствующий чаще совместно с эпиллом, диопсидом, гранатами. Он встречается, как правило, в виде удлиненных или изометричных угловатых обломков, окатанные зерна редки. Цвет минерала серый, желто-зеленый, желтый, ярко-зеленый, бурый, коричневый; блеск стеклянный или жирный. Уточняется диагностика везувиана по оптическим свойствам: од-

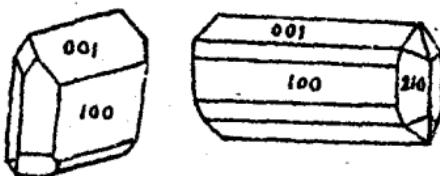


Рис. I7. Кристаллы ортита.

ноосный, "+", или "-", иногда аномально двуосный;  $n_o = 1,710-1,740$ ,  $n_e - n_o = 0,001-0,005$ . По внешнему виду везувиан похож на эпидот, гроссуляр-андрадит ставролит; отличается от них преимущественно по низкому двупреломлению. От монокристаллов клиноцизита везувиан иногда можно отличить лишь по осности и оптическому знаку.

Берилл — минерал легкой фракции, лишь очень богатые щелочами разновидности могут остаться в тяжелой фракции, при низком двупреломлении имея  $n_o$  около 1,600. Изредка в электромагнитной фракции встречаются бериллы с повышенным содержанием хрома и железа, придающим минералу зеленый, голубой, желтый цвет.

Турмалин в небольших количествах в шлихах встречается часто. Он присутствует в виде короткопризматических кристаллов и их обломков с характерным поперечным сечением в виде округлого треугольника или шестиугольника; иногда заметна штриховка (рис. 18).

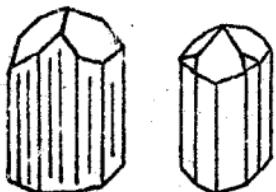


Рис. 18. Кристаллы турмалина.

Турмалин — минерал с высокой миграционной способностью и в шлихах нередко может присутствовать в виде хорошо окатанных зерен с сильным стеклянным блеском.

Цвет турмалина различный: эльбант почти бесцветный, розовый, оранжевый, светло-зеленый (обычно в немагнитной фракции), дравит и увит желтые, коричневые, буро-зеленые (попадают в разные фракции). Шерл в зависимости от железистости буро-зеленый, зеленовато-бурый, бурый до черного. Индиголит сине-фиолетовый, грязно-лиловый, голубой; известны разновидности турмалина ярко-зеленого и других тонов.

Специфической особенностью турмалина является сильный плеохроизм в различных тонах (в зависимости от окраски) со схемой  $N_o > N_e$ . Плеохроизмы заметен даже под бинокуляром — зерна то кажутся непрозрачными, черными, то просвечивают при повороте зерна буровато-зеленым (отраженный от предметного стекла свет частично поляризован). Турмалин раздавливается с трудом, хрупок, обломки имеют неровные поверхности (излом раковинчатый) и в более тонких частях окрашены слабее, просвечивают лучше. Под микроскопом у турмалина хорошо заметен плеохроизм (кроме редких разрезов перпендикулярно оптической оси, с низким двупреломлением). Турмалин опти-

чески одноосный "-",  $n_o$  чаще в пределах 1,64 – 1,67; двупреломление среднее или высокое. Главные оптические свойства турмалина разного состава приведены в табл. 5 (Винчелл, 1953).

Таблица 5

## Оптические свойства минералов группы турмалина

Минерал	$n_o$	$n_e$	$n_o - n_e$
Дравит (коричневый)	1,63-1,655	1,61-1,63	0,020-0,024
Шерл (черный)	1,65-1,69	1,63-1,66	0,025-0,035
Эльбант (светлый)	1,63-1,65	1,61-1,63	0,015-0,023
Рубеллит (розовый)	1,64-1,65	1,62-1,63	0,018-0,021
Индиголит (синий)	1,65-1,665	1,62-1,65	0,019-0,030
Верделит (зеленый)	1,64-1,67	1,62-1,65	0,025-0,035
Увит (свистло-бурый)	1,64-1,65	1,62-1,63	0,018-0,021
Хром-турмалин	1,66-1,69	1,62-1,64	0,031-0,046
Биргерит	1,692	1,657	0,035

Светлоокрашенные турмалины похожи на циркон, монацит (у них показатели преломления и двупреломление выше); зеленые – на пироксены, оливин (спайность, погасание, двупреломление, плеохроизм); бурые, коричневые – на ставролит, пироксены (спайность, погасание, показатели преломления). Почти черный шерл иногда ошибочно принимают за роговую обманку, ортит, колумбит, гематит и ильменит. От этих минералов шерл отличается либо отсутствием спайности, либо просвечиваемостью, сильным плеохроизмом, либо показателями преломления и двупреломлением.

Аксинит – редкий минерал в шлихах. Его кристаллы уплощенные, клиновидные; обычны также остроугольные и слабо окатанные зерна желтого, буроватого, грязно-зеленого, синевато-лилового, красновато-бурового цвета. Минерал прозрачен, со стеклянным сильным блеском, излом неровный. Аксинит раздавливается с трудом, порошок светлый. Под микроскопом он бесцветен или слабо окрашен, тогда заметен плеохроизм. Для аксинита  $n_m = 1,675-1,690$ ,  $n_g - n_p = 0,007-0,013$ , угол  $2V$  "–" большой, дисперсия сильная. Аксинит похож на сфен, корунд (у которых показатели выше), на турмалин (двупреломление выше), на андалузит ( $n_m < 1,67$ ), на везувиан (у которого светопреломление выше, а двупреломление ниже).

Пироксены, нередко являясь породообразующими минералами, встречаются в шлихах часто, но обычно в небольших количествах из-за небольшой устойчивости при выветривании и низкой абразивной стойкости. Для них характерны короткопризматические зерна с нечетким поперечным сечением, изометричные угловатые обломки. Окатанные зерна редки; мелкие призматические кристаллы обычно происходят из эфузивов. Спайность проявляется в зернах не всегда, но для ромбических пироксенов она весьма характерна. Так как спайность у пироксенов ориентирована по призме - (110), а габитусными гранями могут быть разные призмы (рис.19), углы между гранями и плоскостями спайности могут быть различны. Окатываются зерна пироксенов редко, торцы зерен сохраняют

неровный излом из-за спайности. Раздавливаются зерна пироксенов средне, спайные обломки короткопризматические. Так как в препаратах зерна часто ложатся на спайные плоскости, их углы погасания на 8-10° меньше истинных.

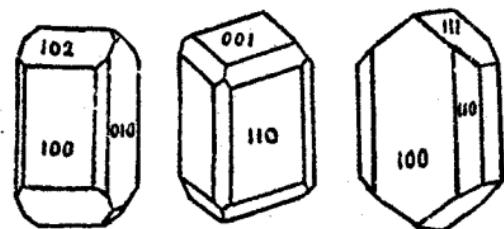


Рис.19. Типы кристаллов пироксенов (слева направо энстатит, диопсид, авгит).

В практике шлихового анализа обычно выделяют ромбические пироксены; среди моноклинных - ряды диопсида-геденбергита, авгита и щелочные пироксены ряда эгирина. Сподумен как минерал немагнитной фракции рассмотрен отдельно.

Энстатит и гиперстен встречаются в виде удлиненных зерен с хорошо заметной спайностью, из-за которой блеск минерала становится перламутровым или приобретает металловидный отлив при наличии ориентированных включений рудных минералов. Цвет серый, буровато-зеленый, светло-бурый. Для ромбических пироксенов характерны прямое погасание и плеохроизм в розоватых и зеленоватых тонах. Двупреломление у них ниже, чем у моноклинных пироксенов; от сподумена и диопсида они отличаются плеохроизмом и прямым погасанием. Иногда энстатит бывает похож на клиноцизит и может присутствовать в немагнитной фракции.

Диопсид имеет бледно-зеленую окраску, при переходе к геденбергиту сменяющуюся на более интенсивную зеленовато-бурую. Хром-диопсид отличается ярко-зеленой окраской и четким плеохроизмом. Безжелезистый диопсид обычен для немагнитной фракции. Главные оптические свойства пироксенов приведены в табл.6.

Т а б л и ц а 6  
Оптические свойства пироксенов

Минералы	$\eta_m$	$\eta_g - \eta_p$	$C N_g'$
Энстатит - гиперстен	1,66-1,72	0,008-0,015	0°
Диопсид - геденбергит	1,67-1,73	0,031-0,028	28-40°
Диопсид - авгиты	1,70-1,75	0,024-0,033	32-45°
Щелочные пироксены	1,73-1,80	0,034-0,048	60-90°

Диопсид похож на оливин, от которого отличается косым погасанием и оптическим знаком ("+"), на эпидот (у диопсида  $\eta_m < 1,72$ ); геденбергит и глиноzemистый диопсид похожи на ставролит (у которого  $\eta_m$  выше).

Авгит (диопсид-авгит, эгирин-авгит) чаще всего имеют грязно-зеленый, буро-зеленый или бурый цвет. В шлихах они иногда встречаются в виде короткопризматических кристаллов с гранями призмы на головке (см. рис. I9). Для пироксенов авгитового состава характерен плеохроизм в зеленоватых, буроватых, иногда лиловых тонах; из-за сильной дисперсии зерна часто не погасают полностью (особенно титан-авгит). Для большинства авгитов  $\eta_m > 1,72$ ; это с учетом плеохроизма позволяет отличать их от других пироксенов. Авгиты похожи на роговые обманки, ортит, ставролит, от которых отличаются либо оптическим знаком (амфиболы оптически "-"), либо слайностью, косым погасанием, высоким двупреломлением.

Эгирик и близкие к нему щелочные пироксены (эгирин-диопсид, эгирин-авгит) имеют темно-зеленый, буровато-зеленый цвет и встречаются в виде длиннопризматических зерен. Порошок у щелочных пироксенов светлый серовато-зеленый, под микроскопом зерна плеохроируют в желто-зеленых, буро-зеленых, травяно-зеленых тонах. В отличие от других пироксенов эгирик оптически "-", удлинение также отрицательное.

При диагностике пироксенов необходимо учитывать, что в связи с различными схемами изоморфных замещений оптические свойства этих минералов не постоянны и могут варьировать в некоторых пределах. Точное определение любого пироксена возможно лишь при установлении ряда оптических констант и сверке их со справочными данными.

Амфиболы более устойчивы к химическому выветриванию по сравнению с пироксенами и в шлихах поэтому встречаются чаще. Они редко представлены длиннопризматическими кристаллами, более обычны удлиненные спайные обломки. На таких обломках даже при их окатывании сохраняются острые и, особенно, тупые углы между плоскостями спайности, что является важным диагностическим признаком (рис.20). На торцах таких зерен местами сохраняется занозистый излом. Из-за ромбовидного поперечного сечения спайных обломков интерференционная окраска более высокая вдоль отевой части удлиненных зерен амфибала и постепенно снижается к их боковым сторонам, по мере уменьшения толщины.

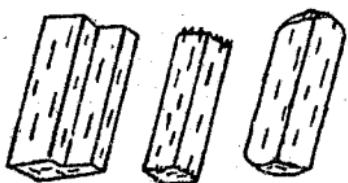


Рис.20. Спайные обломки амфибала разной степени окатанности.

удлиненными спайными выколками; двупреломление и углы погасания у них меньше, чем у пироксенов; амфиболы чаще оптически отрицательные, с большим или средним углом  $2V$ .

При минералогическом анализе шлихов, как правило, фиксируются ромбические амфиболы, минералы ряда tremolita-актинолита, роговые осланки и щелочные амфиболы. Более точная их диагностика возможна лишь при точном измерении ряда оптических свойств и использовании диаграмм зависимости их от состава.

Антофиллит и жедрит, ромбические амфиболы, в шлихах относительно редки. Они образуют удлиненные спайные обломки, встречаются в виде слабо окатанных зерен и тонковолокнистых агрегатов со стеклянным, шелковистым или перламутровым блеском, обусловленным многочисленными трещинками спайности. Под бинокуляром цвет светло-серый, зеленоватый, буроватый, у железистых разновидностей желто-коричневый. Раздавливаются зерна легко, образуя удлиненные спайные обломки с прямым погасанием и положите-

льным удлинением. Для антофиллита  $n_m = 1,615-1,660$ ,  $n_g - n_p = 0,015-0,020$ ; для жедрита  $n_m = 1,65-1,71$ ;  $n_g - n_p = 0,015-0,030$ , угол  $2V$  большой, "—" или "+" у железистых разновидностей, плеохроизм слабый, в зеленовато-бурых тонах. От других амфиболов эти минералы отличаются прямым погасанием, светлой окраской, от энстатита более низкими значениями  $n_m$ , от клиноцизита — спайностью и двупреломлением.

Тремолит и актинолит встречаются в виде удлиненных зерен или призматических кристаллов и слайных обломков с характерным ромбовидным поперечным сечением. Изредка встречаются уплощенные, верстеновидные окатанные зерна актинолита. Цвет меняется от белого, бледно-зеленого (тремолит) до зеленого различной интенсивности (актинолит) и голубовато-зеленого (рихтерит). Маложелезистые разновидности присутствуют в немагнитной фракции. Наиболее часто в шлихах встречается актинолит с  $n_m = 1,625-1,640$ , дающий чистые тона интерференционной окраски; заметен слабый плеохроизм. От других амфиболов актинолит отличается светлой окраской и оптическими свойствами, главные из которых приведены в табл. 7. Актинолит спутать с другими минералами сложно. Тремолит похож на силиманит, кианит и клиноцизит, у которых выше значения  $n_m$  и иная спайность; похожий на тремолит волластонит (плотность около 2,9) для шлихов не характерен.

Таблица 7

Оптические свойства моноклинных амфиболов

Минерал	$n_m$	$n_g - n_p$	$C N_g$	$2V$
Куммингтонит	1,644-1,700	0,020-0,040	20-10°	+90°
Тремолит	1,613-1,625	0,024-0,023	18-15°	-80°
Актинолит	1,625-1,670	0,023-0,015	15-10°	-75°
Паргасит	1,618-1,645	0,019-0,020	25-30°	+60°
Обыкновенная роговая обманка	1,637-1,700	0,014-0,026	15-25°	-40° +70°
Гастингсит	1,660-1,700	0,012-0,022	13-20°	-60°
Феррогастингсит	1,700-1,720	0,014-0,028	11-23°	-30°
Глаукофан	1,622-1,660	0,021-0,010	5-10°	-40°
Рибекит	1,660-1,710	0,016-0,006	70-85°	-70°
Арфведсонит	1,630-1,690	0,016-0,005	40-80°	-60°

Роговые обманки очень разнообразны по своему химическому составу и оптическим свойствам. Их удлиненно-уплощенные зерна, иногда слегка октаные, имеют буро-зеленый, темно-зеленый или почти черный цвет при стеклянном блеске. Под микроскопом в иммерсионных препаратах хорошо заметна разная толщина слайных обломков по изменению собственной и интерференционной окраски, наблюдается плеохроизм в бурых и грязно-зеленых тонах; значения  $n_m$  чаще 1,68-1,70; угол погасания 16-23°. Некоторые железистые и титан-содержащие "базальтические" роговые обманки из-за дисперсии часто не погасают. Некоторые оптические свойства ряда роговых обманок приведены в табл. 7, где все данные приводятся в порядке возрастания железистости минералов.

По внешнему виду роговые обманки похожи на диопсид-авгит, авгит (у которых  $n_m$  и двупреломление выше), на турмалин ( $n_o=1,64-1,68$ ; нет спайности), на гематит или ильменит (блеск, кипропрозрачность, отсутствие спайности, темноокрашенная черта).

Щелочные амфиболы также разнообразны по составу и свойствам, но в шлихах встречаются реже роговых обманок. Их удлиненные или изометричные зерна отличаются синеватыми тонами окраски (синевато-зеленая, серо-голубая, грязно-лиловая, серо-фиолетовая). Минералы легко раздавливаются, спайность проявляется четко. В препаратах под микроскопом наблюдаются сильный плеохроизм в синеватых тонах, невысокое двупреломление. Щелочные амфиболы напоминают по внешнему виду корунд и турмалин, от которых отличаются спайностью, плеохроизмом, двупреломлением, неполным погасанием из-за сильной дисперсии.

Биотит из-за низкой твердости, хорошей спайности и неустойчивости к выветриванию в шлихах очень редок, но в протолочных пробах он присутствует часто. Он встречается в виде чешуек или пластинок темно-бурого до черного цвета; при выветривании он буреет. Минерал при раздавливании расщепляется на чешуйки, в препаратах давшие разрезы, перпендикулярные острой биссектрисе ("— 2 V мал) и кажущиеся почти изотропными. Характерные для биотита высокое двупреломление и плеохроизм в таких пластинках наблюдать не удается. Значения  $n_m$  варьируют от 1,60 до 1,70; дисперсия слабая. Биотит ошибочно принимается за рудные минералы или за изотропные; помогают получение коноскопической фигуры и проверка  $n_m$ .

Глауконит имеет плотность от 2,5 до 2,95 г/см<sup>3</sup> в зависимости от содержания железа и лишь богатые им разновидности присутствуют в тяжелых фракциях. Глауконит присутствует в песчаниках, известняках, образует псевдоморфозы по полевым шпатам. В шлихах встречаются округлые агрегаты, почковидные стяжения зеленого, темно-зеленого, черного цвета. Такие зерна раздавливаются легко, иногда расплющиваются в тонкочешуйчатую массу серо-зеленого цвета. Глауконит, как и биотит, образует тонкие пластиничатые спайные обломки с очень низким двупреломлением и конускопической фигурой перпендикулярно острой биссектрисе;  $n_m = 1,61 - 1,64$ ; угол  $2V$  "—" от 0 до  $20^\circ$ . Глауконит напоминает биотит, хлориты, темноокрашенные амфиболы. От других слоистых алюмосиликатов отличить его трудно, так как оптические свойства их близки, но морфология зерен специфична.

Хлориты в шлихах исключительно редки, так как легко разрушаются и лишь богатые железом и окрашенные в зеленые и бурьи тона их представители имеют плотность несколько выше 2,9-3,0. Чешуйчатые зерна, совершенная спайность в одном направлении, слабый блеск; показатели преломления  $n_m$  в пределах 1,61-1,69, чешуйки в препаратах имеют очень низкое двупреломление, угол  $2V$  небольшой, "+ или "-. От биотита хлориты отличаются преимущественно по цвету, от глауконита — по морфологии зерен.

#### Фосфаты, вольфраматы, карбонаты

Монацит в небольших количествах в шлихах встречается часто, а в связи с высокой миграционной способностью он образует большие ореолы рассеяния и накапливается в прибрежно-морских россыпях. При наличии кристаллов монацит диагностируется легко. Для него характерны уплощенные кристаллы с преобладанием граней пинакоида (граниты, гранодиориты, сиениты, гнейсы), короткопризматические до изометричных ромбоэдровидные кристаллы из гранитоидов (рис.21), а также

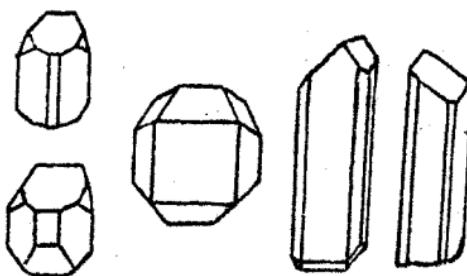


Рис.21. Типы кристаллов монацита.

призматические или столбчатые кристаллы, часто с прямоугольным поперечным сечением. Такие удлиненные кристаллы встречаются в областях развития филлитов, хлоритовых сланцев, кристаллических сланцев. В россыпях присутствуют зерна монацита различной степени окатанности, вплоть до эллипсовидно-уплощенных и овальных меньше критических размеров. В некоторых районах для лепешковидных зерен предполагается аутигенное происхождение.

Цвет монацита янтарно-желтый, буровато-желтый, оранжевый, красновато-бурый, зеленовато-бурый, из-за включений серый до черного. Блеск минерала сильный стеклянный или жирный. Раздавливается монацит сравнительно легко, излом неровный или ступенчатый из-за спайности. В иммерсионных препаратах под микроскопом монацит лишь в толстых зернах окрашен и плеохроирует. Для монацита характерно:  $n_m \approx n_p = 1,786-1,800$ ,  $n_g = 1,84-1,85$ ; двупреломление  $0,045-0,055$ , угол  $2V^{+/-} = 6-15^\circ$ , угол погасания — до  $5^\circ$ . Монацит определяется в препарате с крайней в стандартном наборе жидкостью, имеющей значение  $n_x = 1,78$  — наблюдается псевдоабсорбция: при одном погасании шагрень и заметный рельеф, при другом — отсутствие рельефа, цветовые эффекты при наблюдении полоски Бекке или применении метода заслонки.

Монацит похож на циркон, который чаще диамагнитен, раздавливается труднее, имеет розовый оттенок и люминесцирует; на сfen и кассiterит (у монацита  $n_m = 1,78$ ), на гранаты грессуляр-андрадитового ряда (изотропные), на ставролит (различие в  $n_m$  и двупреломлении). От ксенотима монацит отличается по форме кристаллов и более высоким значением  $n_m$ .

Ксенотим — редкий минерал шлихов. Его призматические и дипирамидальные кристаллы, напоминающие циркон, сохраняются в обломочных породах почти без следов окатывания; встречаются и угловатые зерна. Цвет ксенотима желтый, зеленоватый, бурый, реже светлый буровато- или красновато-коричневый; блеск стеклянный или жирный. Раздавливается ксенотим с небольшим трудом, на обломках изредка заметна спайность, проявляется неровный излом. Минерал одноосный,  $+/-$ ,  $n_o = 1,720-1,724$ ;  $n_e = 1,816-1,83$ ; в иммерсионном препарате с  $n_x = 1,72$  видны высокое двупреломление и псевдоабсорбция. От монацита ксенотим отличается основностью и величиной показателя преломления, от циркона, сфена, кассiterита — более низким значением  $n_o$ .

Вольфрамит встречается лишь недалеко от коренных источников из-за низкой абразивной стойкости. Он слагает удлиненно-уплощенные зерна или спайчие обломки черно-бурого, темно-красного цвета. На неровной поверхности выгравированных зерен заметны зоны разрушения вдоль реализованных плоскостей спайности, что придает таким зернам своеобразный вид. Блеск тусклый, на свежих сколах полуметаллический до металлического. Раздавливается минерал легко, порошок буро-красный, тонкие спайчие пластинки просвечивают красным, красно-коричневым; окраска распределяется равномерно по всей площади пластинки, так как ее толщина из спайности одинакова. В тонких зернах плеохроизм и двупреломление отчетливы; минерал имеет  $n_m=2,2-2,3$ ; двупреломление высокое, угол  $2V_{n+}$  большой. Гюбнерит в тонких пластинках просвечивает зеленоватым и четко плеохроирует. Вольфрамит ошибочно принимают за колумбит и tantalит (у вольфрамита спайность лучше, применяют диагностические реакции); похож он на гематит и ильменит, от которых отличается спайностью, лучшей просвечиваемостью и меньшей твердостью.

Колумбит и tantalит, чаще относимые к сложным оксидам, дают изоморфные переходы между собой; меняется в них и соотношение Fe и Mn. Минералы этой группы в шлихах редки, встречаются в виде удлиненно-уплощенных или призматических кристаллов, обломков таблитчатой формы. Цвст черный, черно-бурый, порошок серо-бурий, коричневый. Раздавливаются эти минералы средне или с трудом, излом неровный, бывает заметна спайность. Под микроскопом наблюдаются сильный рельеф, высокое двупреломление; богатые железом минералы просвечивают хуже. Колумбит и tantalит похожи на ильменит (не просвечивает, черта черная), на гематит (просвечивает хуже, порошок темнее), на вольфрамит (совершенная спайность, просвечивает чаще красным), на ортит (меньше значения  $n_m$ ), на касситерит (нет спайности, ниже двупреломление, гаечественные реакции). В сложных случаях проводятся диагностические реакции на  $Nb, Ta, Fe, Mn$ .

Людвигит – один из немногих боратов с высокой плотностью и являющийся парамагнитным минералом, характерным для некоторых скарнов. Он встречается в виде обломков призматических зерен зеленого, темнозеленого до черного цвета, иногда волокнистых агрегатов и нередко в срастании с магнетитом. Раздавливается

людвигит легко, порошок буровато-зеленый до темнозеленого по мере возрастания железистости. Показатели преломления и двупреломление возрастают с увеличением содержания закисного железа; в среднем  $n_m = 1,85$ ;  $n_g = 1,98-2,02$ ;  $n_d - n_p = 0,14-0,17$ ; просвечивается в препаратах слабо, очень сильный плеохроизм. Людвигит часто напоминает темноокрашенные пироксены и амфиболы, от которых отличается по оптическим свойствам.

Сидерит и другие тригональные карбонаты группы кальцита с повышенной плотностью встречаются в шлихах изредка в виде спайных обломков или ромбоэдрических кристаллов с притупленными гранями пинакоида вершинками (рис.22). Обломки зерен присутствуют в пробах, взятых недалеко от коренных источников, кристал-



Рис.22.Форма кристаллов сидерита.

лы чаще имеют аутогенное происхождение. Среди карбонатов этой группы более обычен сидерит, редки родохрозит, магнезит, смитсонит, анкерит и промежуточные разновидности изоморфных рядов. Все эти карбонаты отли-

чаются от похожих минералов формой кристаллов, зерен, спайных обломков; совершенной спайностью по ромбоэдру, низкой твердостью, хрупкостью и высоким двупреломлением. Между собой эти карбонаты различаются по величине  $n_o$  и  $n_e'$  на плоскости спайности:  $n_o$  в ряде случаев превышает значения показателей преломления стандартного иммерсионного набора, а истинное значение  $n_e'$  на спайных обломках определить сложно. В препарате с  $n_x$ , близком к значениям  $n_o$  или  $n_e'$ , наблюдается четкая псевдоабсорбция.

Карбонаты, содержащие железо, в связи с частичным его окислением становятся бурьими и замутненными, непрозрачными из-за тонкодисперсных включений оксидов и гидрооксидов железа; у родохрозита наблюдаются бурые или черные примазки. Некоторые карбонаты переменного состава имеют близкие значения показателей преломления (анкерит, брейнерит, мanganocalцит, олигонит), но отличаются по плотности. Так как стандартные иммерсионные жидкости с  $n_x$  более 1,680-1,700 приготавляются на основе иодистого метилена, то они имеют повышенную плотность. Так, жидкости с  $n_x$  около 1,69-1,71 имеют плотность около 3,0; с  $n_x = 1,74$  плотность до 3,2-3,3 г/см<sup>3</sup>. Свободно перемещающиеся в иммерсионном

зерна при наклоненном столике микроскопа опускаются вниз (при перевернутом изображении — перемещаются вверх), если их плотность больше плотности жидкости; более легкие зерна всплывают. Заметная скорость перемещения имеет место при различии плотностей в 0,02-0,03 г/см<sup>3</sup>. В табл. 8 приведены данные о показателях преломления и плотности карбонатов группы кальцита (Винчелл, 1953).

Т а б л и ц а 8  
Показатели преломления и плотность карбонатов

Состав	$n_o$	$n_e'$	$n_e$	Плотность
$\text{Ca}(\text{CO}_3)$	1,658	1,566	1,486	2,71
$(\text{Ca}, \text{Mn})(\text{CO}_3)^*$	1,737	1,635	1,512	3,20
$\text{Mn}(\text{CO}_3)$	1,816	1,705	1,597	3,70
$(\text{Mn}, \text{Fe})(\text{CO}_3)$	1,840	1,720	1,610	3,82
$\text{Fe}(\text{CO}_3)$	1,875	1,748	1,633	3,95
$(\text{Fe}, \text{Mg})(\text{CO}_3)$	1,788	1,673	1,570	3,46
$\text{Mg}(\text{CO}_3)$	1,700	1,602	1,509	2,98
$\text{Zn}(\text{CO}_3)$	1,850	1,732	1,625	4,43
$\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$	1,679	1,590	1,502	2,87
$\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe})(\text{CO}_3)_2$	1,722	1,620	1,532	3,03
$\text{CaFe}(\text{CO}_3)_2$	1,765	1,652	1,555	3,20
$\text{CaMn}(\text{CO}_3)_2$	1,743	1,635	1,546	3,10

\* Для минералов переменного состава данные приведены при соотношении катионов 1:1.

Карбонаты редких земель — многочисленная группа минералов, среди которых чаще встречаются бастнезит и паризит. Из-за низкой твердости и хорошей спайности зерна карбонатов редких земель встречаются лишь вблизи от коренных источников. Цвет белый, желтый, зеленоватый, красноватый или бурый; характерны мелкозернистые агрегаты, реже встречаются обломки полупрозрачных кристаллов. Большинство этих минералов оптически одноосные, чаще "+"; двупреломление высокое. У бастнезита  $n_o=1,717$  —  $1,722$ ;  $n_e=1,790-1,824$ ; у паризита  $n_o=1,67$ ;  $n_e=1,77$ ; анкилит оптически "-";  $n_g=1,735$ ;  $n_m=1,700$ , двупреломление 0,110.

## МИНЕРАЛЫ МАГНИТНОЙ ФРАКЦИИ

Ферромагнитные минералы немногочисленны, среди них преобладает магнетит. В магнитной фракции концентрируются также пирротин, титаномагнетит, ферроплатина, частично — ильменит, хромшпинелиды. Присутствуют здесь железная стружка (особенно в протолочных про-бах), метеорное железо, а при наличии даже мелких включений магнетита в эту фракцию могут переместиться любые шлиховые минералы (чаще гомбические пироксены, авгит, роговые обманки, биотит, гематит, мартит, гранаты, ставролит).

Пирротин — неустойчивый минерал, присутствующий в шлихах близ коренных источников или в арктических условиях в виде неправильных угловатых или слабо окатанных зерен. Цвет бурый, блеск на свежей поверхности металлический, легко покрывается пленками гидрооксидов железа. Раздавливается он средне или легко, хрупок, излом неровный, порошок черного цвета, твердость 4. Пирротин, особенно измененный, ошибочно принимают за железную стружку (чаще — наоборот), от которой он отличается легкой раздавляемостью, хрупкостью и буровато-черной неблестящей чертой.

Магнетит — часто единственный минерал магнитной фракции. Его октаэдрические кристаллы имеют острые ребра, ступенчатые фигуры роста на гранях, иногда скелетные формы. Обычны изометричные зерна, остроугольные обломки; хорошо окатанные зерна магнетита, особенно мелкие, редки. В магнитной фракции присутствуют неполные псевдоморфозы гематита по магнетиту (мартит), оолиты и стяжения красного железняка, частично или полностью восстановившиеся до магнетита.

Цвет магнетита черный, на поверхности появляются пленки бурого цвета. Раздавливается минерал с трудом, излом неровный, порошок черный или буровато-черный, мелкие крупицы слипаются. В самой фракции зерна магнетита также стягиваются в цепочки, агрегируются, притягиваются друг к другу и к стальной игле. Работать с ферромагнитными минералами удобнее при использовании медной, роговой или иной иглой. Определяется магнетит по ферромагнитным свойствам, форме зерен, цвету. Он похож на ильменит, зерна которого обычно пластинчатые, не агрегируют и не притягиваются к стальной игле; на гематит (чарта, просвечиваемость, анизотропность); на хромит (цвет порошка, просвечиваемость, изотропность).

Титаномагнетит – разновидность магнетита, содержащая титан либо в виде изоморфной примеси, либо в составе отдельных фаз как продуктов распада твердого раствора. Часто в титаномагнетите присутствуют тонкие пластинки ильменита, ориентированные параллельно октаэдрическим плоскостям в магнетите, что приводит к появлению в нем отдельности. При выветривании на поверхности зерен титаномагнетита появляется тонкая пленка лейкоксена, придающая им своеобразный голубоватый оттенок. Если нет отдельности по октаэдру или пленок лейкоксена, отличить титаномагнетит от магнетита без химических реакций практически невозможно. Как правило, в шлихах с титаномагнетитом присутствуют оливин, моноклинные пироксены и другие минералы ультраосновных пород.

Железо, встречающееся в шлихах, имеет разное происхождение. Иногда встречаются идеальные по форме сферические, реже каплевидные обособления – частички метеорного железа, в котором постоянно присутствует никель. Метеорное железо характеризуется высокой магнитностью, сильным блеском, с поверхности почти всегда имеется корочка магнетита. Такие железные шарики чаще не раздавливаются, а лишь с большим трудом слегка сплющиваются с отслаиванием наружных пленок. В отличие от такого метеорного железа каплевидные и сферические обособления железа, образующиеся при сварочных работах или попадающие в шлихи из промышленных металлургических шлаков, чаще светлые, мало измененные, с сильным блеском; в них нередко заметны вскрытые газовые пузырьки и поры. Железо из шлаков может находиться в срастании со шлаковым стеклом.

В магнитной фракции искусственных шлихов (протолочек) иногда в больших количествах присутствует железная стружка. Это, как правило, остроугольные пластинки, зазубренные полоски, изогнутые кусочки. Цвет их серый, блеск металлический; обычны ржавые пленки, бурые наросты. Железная стружка притягивается к тальной игле, не раздавливается в порошок, а расплющивается с трудом и может дать блестящую серую черту. По этим свойствам железная стружка легко отличается от тождественного по внешнему виду пирротина.

При выделении магнитной фракции за счет агрегирования ферромагнитных зерен происходит захват зерен и других минералов, даже диамагнитных. Перечистка фракции упрощает ее минеральный состав, но минералы с включениями магнетита в ней сохраняются.

## МЕТОДЫ ДИАГНОСТИКИ ШЛИХОВЫХ МИНЕРАЛОВ

При анализе качественного минерального состава шлиха диагностика минералов начинается, как правило, с немагнитной фракции. Всю или представительную долю ее просматривают под бинокуляром, стремясь выявить все разнообразие минералов и обращая внимание в первую очередь на наиболее характерные по внешнему виду зерна. Удобно такой просмотр проводить, распределив зерна в виде узкой дорожки и выделяя различающиеся по некоторым признакам зерна одного какого-либо предполагаемого минерала. Важно не останавливать внимание на одном случайном зерне, так как степень четкости проявления признаков или сочетание их в нем также могут быть случайны. Просмотр же хотя бы нескольких зерен одного предполагаемого минерала позволяет получить больше объективной информации о морфологии кристаллов или зерен, о вариациях окраски, о спайности, блеске, наличии включений и т.п.

Так как информативность отдельных свойств конкретных минералов неравнозначна в силу разной частоты их встречаемости, то определение видовой принадлежности может осуществляться только по ряду диагностических признаков. Лишь в сложных случаях становится необходимым дать оценку возможно большему числу признаков, включая и кристаллооптические исследования, и диагностические реакции. В связи с этим определение любого шлихового минерала проводится разными способами, зависящими от полноты и надежности полученной информации о свойствах диагностируемого минерала.

Первый способ диагностики – прямое опознание минерала по установленным визуально специфическим особенностям (морфологии, цвету, блеску и др.). Например, сочетание серого цвета, металлического блеска, спайности по кубу и низкой твердости с большой достоверностью позволяет предполагать галенит; дипирамидальный габитус кристаллов со штриховкой, очень сильный алмазный блеск и голубая окраска свидетельствуют в пользу версии, что это анатаз. Такой способ диагностики предполагает предварительное знакомство с эталонной коллекцией шлиховых минералов, а значение такого подхода к диагностике возрастает с приобретением опыта. При небольшом опыте и изучении новой серии шлихов подтверждение возникшей версии о принадлежности минерала конкретному виду становится обяза-

тельным – важно убедиться, что предположение соответствует действительному сочетанию диагностических свойств. С этой целью на зернах прозрачного минерала проверяют оптические свойства, используя иммерсионные препараты с жидкостью, совпадающей со значением  $n$ ,  $n_0$  или  $n_m$  предполагаемого минерала. Если у минерала очень сильный блеск или он плохо просвечивает, используют любую иммерсионную жидкость и оценивают разность показателей преломления, двупреломление, степень просвечиваемости, характер погасания и т.д. При необходимости проводят также качественные реакции. Уточнить свойства диагностируемого минерала можно по приведенному выше его описанию и по таблицам свойств шлиховых минералов, приводимым ниже.

После подтверждения правильности диагностики дается краткое описание минерала: кристалломорфологические особенности, степень окатанности, тон окраски, наличие включений или срастаний, для представителей изоморфных рядов – примерный состав по данным оптических исследований, оценка распространенности минерала. Эти сведения необходимы для интерпретации результатов шлихового опробования.

Второй способ применяется, если минерал сразу не опознан по внешнему виду. Тогда оцениваются наиболее легко устанавливаемые визуально или при простейших испытаниях свойства минерала, позволяющие выявить какую-то группу минералов с близким сочетанием ряда свойств. В такой относительно небольшой группе уже легче уточнить диагностику минерала, в том числе и по внешнему виду. Этот способ определения наиболее удобен при небольшом опыте работы, особенно при использовании схем группировки минералов по ряду легко устанавливаемых признаков.

При просмотре, например, немагнитной фракции орудзю различаются интенсивно окрашенные в разные тона и светлоокрашенные минералы. У темно- и яркоокрашенных минералов важным признаком является металлический или неметаллический блеск, а уж затем наличие спайности или анизотропия. Для светлоокрашенных минералов немагнитной фракции тон окраски уже не становится ведущим признаком и такие минералы проще различать по блеску, сильному или слабому, а затем по двупреломлению и другим оптическим свойствам. Приведенные в табл. 9 и 10 схемы диагностики учитывают разную значимость диагностических признаков при выделении похожих друг на друга группировок минералов. Однако при использовании таких схем диагностики

по простейшим и легко устанавливаемым признакам, последние приходится использовать в предписанной последовательности, а отсутствие оценки какого-либо свойства усложняет работу.

Из-за разнообразия отдельных свойств минералов или из-за возможной ошибочности их оценки, один и тот же минерал попадает в разные группы. Чем больше варьируют свойства данного минерала, тем чаще он может включаться в разные группировки. В табл. 9 и 10 названия минералов немагнитной фракции с типичным сочетанием свойств выделены прописными буквами, а названия минералов с редко встречающимся или часто устанавливаемым ошибочно сочетанием свойств помечены в скобках. В скобках же указаны и минералы легкой фракции, сохраняя ч. эсн после разделения в некоторых плихах.

После выхода на какую-то группу минералов, если не возникла конкретная диагностическая версия, необходимо уточнение оптических свойств минерала (двулучение, осность, точное значение показателей преломления и т.д.).

Для минералов электромагнитных фракций первой градацией при группировке минералов может служить окраска, так как в большинстве из них постоянно присутствуют хромофоры. В этих фракциях концентрируются многие окрашенные породообразующие силикаты, присутствующие чаще в виде обломочных зерен; их диагностика проводится преимущественно по оптическим свойствам. В иммерсионном препарате устанавливают степень прозрачности, светопреломление и двупреломление. В качестве дополнительной иммерсионной жидкости можно использовать чистый иодистый метилен ( $n_{\text{K}}=1,740$ ), достаточно стабильный при хранении в темноте и с добавлением медной стружки; при диагностике приходится экономить жидкости стандартного набора ИЖ-1.

При более детальном разделении на группы важными признаками становятся  $\chi$  упражнение, степень совершенства спайности, характер погасания. Такая последовательность оценки свойств минералов электромагнитных фракций использована в схеме диагностики (табл. II). Определение конкретного минерала в данной группе уточняется с учетом других свойств, приведенных при описании минералов и в сводных таблицах свойств.

В электромагнитных фракциях в небольших количествах могут присутствовать и диамагнитные минералы, которые уже определялись в немагнитной фракции и легко узнаются. Сложнее диагностировать парамагнитные минералы в немагнитной фракции, где могут присутст-

вовать мелкие зерна парамагнитных минералов. Для магнитной фракции в силу простоты ее состава нет необходимости в использовании подобной схемы диагностики.

Третий способ диагностики применяется в тех случаях, когда минерал и не опознается сразу, и нет возможности надежно оценить необходимые для диагностики простые свойства. В подобных ситуациях пытаются определить любые свойства из тех, которые можно оценить достаточно надежно. Вместо схем последовательного приближения к группе, а затем к определяемому минералу можно использовать приводимые ниже таблицы главнейших свойств шлиховых минералов, подойдя то сочетание ряда признаков, которое удалось выявить и которое соответствует конкретному минералу. В отличие от схем при использовании таблиц нет необходимости в обязательном определении всех учитываемых признаков. В то же время уточнению диагностики помогают и такие свойства, которые не заложены в схемы определения, но достаточно однозначны (сингония, твердость, плеохроизм, осность и оптический знак, цвет порошка и др.).

Свойства минералов, устанавливаемые при их просмотре под бинокуляром и при раздавливании зерен, сведены в табл. I2 и I4, а оптические свойства, выявляемые в иммерсионных препаратах под микроскопом - в табл. I3 и I5 (по фракциям). В этих таблицах, кроме интервалов значений показателей преломления, приведены значения  $n$  - для изотропных,  $n_o$  - для оптически одноосных и  $n_m$  - для оптически двуосных минералов, определяемые в большинстве разрезов.

Просмотр данных, приведенных, в частности, в табл. I2, позволяет оценить информативность отдельных признаков минералов и их взаимосвязь друг с другом. Например, минералы с металлическим блеском чаще всего непрозрачны, а их порошок черный или интенсивно окрашен. Цвет же порошка у большинства минералов немагнитной фракции (а преобладают светлокрасящие) почти всегда белый, что мало помогает при диагностике. Минералы с сильным блеском (не металлическим) обычно просвечивают, но лишь для части из них цвет порошка имеет диагностическое значение. Раздавливаемость зависит от твердости и спайности, но у большинства оксидов и силикатов твердость больше 5 и раздавливаемость зависит в основном от совершенства спайности. Такие зависимости позволяют сократить число необходимых при диагностике признаков и уточнить оценку того или иного свойства.

Таблица 9

## Схема диагностики темно- и прокрашенных минералов немагнитной фракции по свойствам

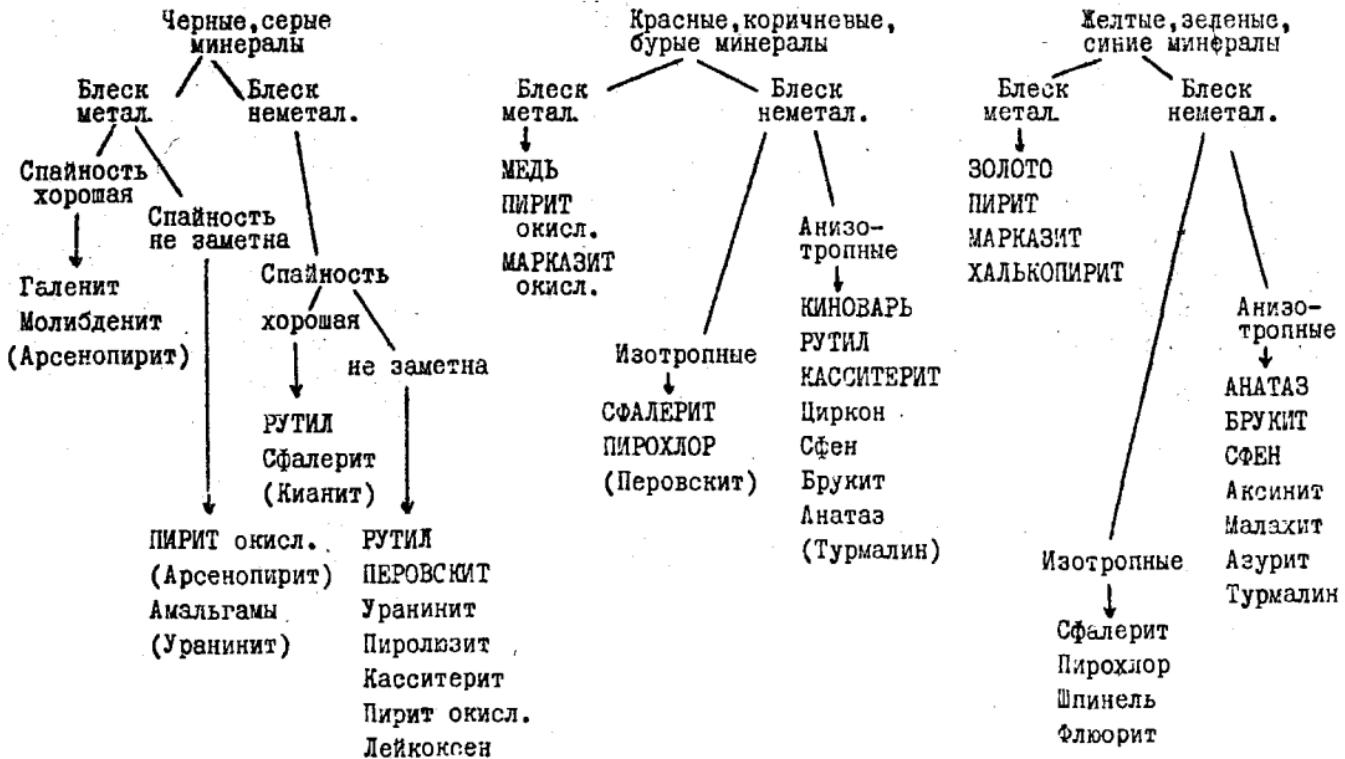


Таблица 10

## Схема диагностики светлоокрашенных минералов немагнитной фракции по главным свойствам

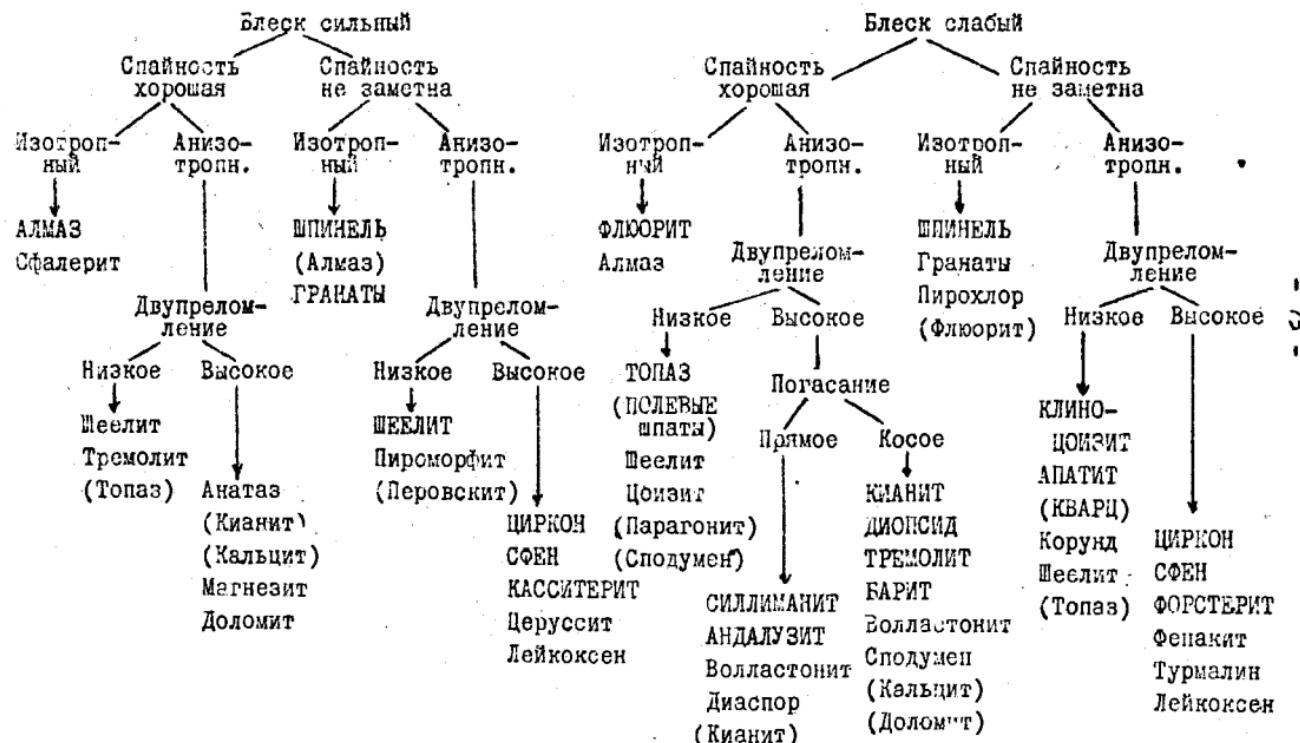
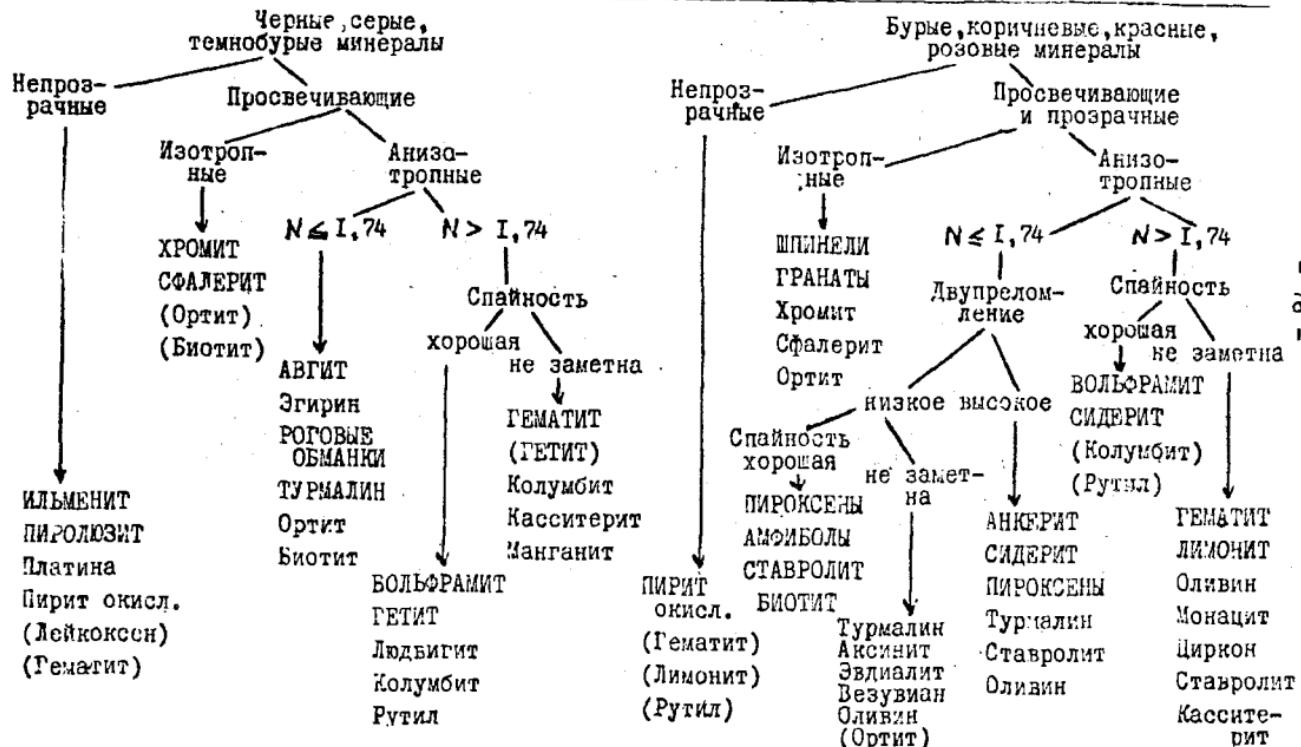


Таблица II

## Схема диагностики минералов электромагнитных фракций по главным свойствам



Т а б л и ц а II (продолжение)



Таблица I2

## Диагностические свойства минералов немагнитной фракции

Свойства минералов и их градации	Минерал	Блеск		Прозрачность		Окраска			Цвет пюрешка		Твердость		Спайность		Разд.взл.		Сингония										
		Металлический	Сильн., алмазный	Слабый, стеклян.	Прозрачный	Просвечивает	Непрозрачный	Бесцвет., белая	Фиолет., синий	Зеленая, желтая	Оранж., красная	Буряя, коричневая	Серая, черная	Черный	Окрашенный	Белый	Более 5	Менее 5	Соверш., ясная	Плохая, отсутств.	Трудно	Легко	Кубическая	Тетрагональная	Гексаг., гимгон.	Ромбическая	Монокл., триклини.
I		2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27
Золото	+							+										+					+				
Медь	+																	+					+				
Амальгами	+			+														+					-				
Алмаз	+			+				+										+					+				
Сфалерит	+			+				+									+		+				+				
Киноварь																											
Галенит	+																										
Мolibденит	+																										
Халькопирит	+																										
Блеклые руды	+	+																									
Пирит	+																										
Марказит	+																										
Арсенопирит	+																										
Корунд																											
Рутил	+																										
Анатаз	+																										
Брукит	+																										
Лейкоксен	+																										
Касситерит	+																										
Бадделеит	+																										
Уранинит	+																										
Торианит	+																										

I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	II	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27
Шпинель	+	+	+	+	+	+	+	+	+				+	+	+	+	+	+	+	+		+				
Хризоберилл	+	+	+	+	+	+	+	+	+				+	+	+	+	+	+	+	+	+	+		+		
Неврокит	+	+	+	+	+	+							+	+	+	+	+	+	+	+	+	+				
Диоксид	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+				
Диаспор	+	+	+	+	+	+	+	+	+				+	+	+	+	+	+	+	+	+	+				
Кварц	+	+	+	+	+	+	+	+	+				+	+	+	+	+	+	+	+	+	+				
Циркон	+	+	+	+	+	+	+	+	+				+	+	+	+	+	+	+	+	+	+				
Торлит	+	+	+	+	+	+	+	+	+				+	+	+	+	+	+	+	+	+	+				
Форстерит	+	+	+	+	+	+	+	+	+				+	+	+	+	+	+	+	+	+	+				
Гроссуляр	+	+	+	+	+	+	+	+	+				+	+	+	+	+	+	+	+	+	+				
Сфен	+	+	+	+	+	+	+	+	+				+	+	+	+	+	+	+	+	+	+				
Топаз	+	+	+	+	+	+	+	+	+				+	+	+	+	+	+	+	+	+	+				
Фенакит	+	+	+	+	+	+	+	+	+				+	+	+	+	+	+	+	+	+	+				
Берилл	+	+	+	+	+	+	+	+	+				+	+	+	+	+	+	+	+	+	+				
Кианит	+	+	+	+	+	+	+	+	+				+	+	+	+	+	+	+	+	+	+				
Андалузит	+	+	+	+	+	+	+	+	+				+	+	+	+	+	+	+	+	+	+				
Силлиманит	+	+	+	+	+	+	+	+	+				+	+	+	+	+	+	+	+	+	+				
Клиноцизит	+	+	+	+	+	+	+	+	+				+	+	+	+	+	+	+	+	+	+				
Каламий	+	+	+	+	+	+	+	+	+				+	+	+	+	+	+	+	+	+	+				
Турмалин	+	+	+	+	+	+	+	+	+				+	+	+	+	+	+	+	+	+	+				
Диопсид	+	+	+	+	+	+	+	+	+				+	+	+	+	+	+	+	+	+	+				
Слюдямен	+	+	+	+	+	+	+	+	+				+	+	+	+	+	+	+	+	+	+				
Волластонит	+	+	+	+	+	+	+	+	+				+	+	+	+	+	+	+	+	+	+				
Тремолит	+	+	+	+	+	+	+	+	+				+	+	+	+	+	+	+	+	+	+				
Парагонит	+	+	+	+	+	+	+	+	+				+	+	+	+	+	+	+	+	+	+				
Полевые шпаты	+	+	+	+	+	+	+	+	+				+	+	+	+	+	+	+	+	+	+				
Шеелит	+	+	+	+	+	+	+	+	+				+	+	+	+	+	+	+	+	+	+				
Вульфенит	+	+	+	+	+	+	+	+	+				+	+	+	+	+	+	+	+	+	+				
Апатит	+	+	+	+	+	+	+	+	+				+	+	+	+	+	+	+	+	+	+				
Пироморфит	+	+	+	+	+	+	+	+	+				+	+	+	+	+	+	+	+	+	+				
Барит	+	+	+	+	+	+	+	+	+				+	+	+	+	+	+	+	+	+	+				
Кальцит	+	+	+	+	+	+	+	+	+				+	+	+	+	+	+	+	+	+	+				
Церуссит	+	+	+	+	+	+	+	+	+				+	+	+	+	+	+	+	+	+	+				
Базовисмутит	+	+	+	+	+	+	+	+	+				+	+	+	+	+	+	+	+	+	+				
Малахит	+	+	+	+	+	+	+	+	+				+	+	+	+	+	+	+	+	+	+				
АЗурит	+	+	+	+	+	+	+	+	+				+	+	+	+	+	+	+	+	+	+				
Флюорит	+	+	+	+	+	+	+	+	+				+	+	+	+	+	+	+	+	+	+				

Таблица I3

Оптические свойства минералов немагнитной фракции

Свойства ми- нералов и их градации	Минерал	Минерал изотропный С. 0,01-0,010 0,010-0,025 0,025-0,100	Изотропный вулпро- ломло- ние Более 0,100	Показа- тели прелом- ления Число 1,70 1,70-1,80 Более 1,80	Заметен затемна	Осность и знак		Значения показателей преломления $n$ , $n_0$ , $n_m$	
						Одно- осный			
						Плеохроизм	Дисперсия		
I	2	3 4 5 6	7 8 9	10	II	I2	I3	I4 I5 I6	
Алмаз	+			+				2,42	
Сфалерит	+			+				2,37-2,43	
Киноварь			+	+	+	+	-	2,91	
Рутил			+	+	+	+	-	2,62	
Анатаз	+			+			+	2,56	
Брукит		+		+	+			2,58	
Касситерит		+		+	+	+	-	2,00	
Бадделеит		+		+	+	+	-	2,19	
Торианит	+			+				2,20	
Корунд		+		+	+		+	1,760	
Шпинель	+			+				1,72-1,85	
Хризоберилл		+		+	+			1,748	
Перовскит	+	+		+				2,30-2,38	
Пирохлор	+			+				1,90-2,15	
Диаспор		+		+			+	1,720	
Циркон		+		+		+	-	1,89-1,93	
Торит	+	+	+	+		+	-	1,69-1,81	
Форстерит		+	+		+			1,65-1,66	
Гроссуляр	+			+				1,73-1,75	
Сфен		+	+	+	+			1,91-1,97	
Топаз	+		+			+		1,615-1,625	
Кианит		+		+			+	1,720	
Андалузит	+		+		+			1,63-1,64	
Силлиманит		+	+			+		1,66-1,67	
Фенакит		+	+			+		1,654	
Берилл	+	+	+	+		+		1,57-1,60	
Турмалин	+	+	+	+		+		1,64-1,68	

I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	II	12	13	14	15	16
Клиноцизит	+						+		+				+		I,7I-I,72
Везувиан	+						+		+				+		I,7I-I,74
Каламин		+													I,6I7
Виллемит		+								+					I,69-I,7I
Лампрофиллит		+					+		+				+		I,75
Ринколит	+	+					+		+				+		I,64-I,67
Ловенит		+					+		+				+		I,75
Диопсид	+	+					+						+		I,67-I,70
Сподумен	+	+					+						+		I,66-I,67
Волластонит		+							+				+		I,63-I,65
Антофиллит	+	+					+		+				+		I,62-I,68
Тремолит		+					+						+		I,62-I,63
Рихтерит		+											+		I,6I-I,62
Парегонит	+	+	+				+						+		I,60-I,6I
Шеелит	+	+					+		+						I,92
Бульфенит			+				+						+		2,40
Апатит	+		+										+		I,633
Пироморфит	+						+	+					+		2,05
Барит		+											+		I,637
Целестин	+		+										+		I,624
Ангидрит		+	+										+		I,576
Церуссит		+					+						+		2,07
Витерит		+	+										+		I,676
Базовисмутит		+					+						+		2,30
Малахит		+	+				+		+				+		I,875
Ааурит		+	+				+	+	+				+		I,758
Флюорит	+						+								I,435
Кварц	+						+								I,544
Микроэлини	+								+					+	I,526
Плагиоклазы	+												+	+	I,53-I,58
Мусковит	+	+							+					+	I,58-I,6I
Кальцит		+	+										+		I,658
Доломит		+	+										+		I,679

Таблицы свойств минералов (табл. I2-I5) удобно использовать для нахождения необходимых данных по конкретному минералу, но с их помощью можно вест' и поиск минерала с установленным сочетанием свойств. При использовании 3-5 признаков находится чаще всего несколько минералов, которые нужно различить по дополнительным свойствам. В отличие от схем диагностики (табл. 9-II) здесь используются те признаки, которые оцениваются надежно и перечень их не предписан заранее. На полоске бумаги в соответствии с разграфкой таблиц можно отметить установленные свойства и, проводя таким шаблоном по строчкам, выбрать минералы, отвечающие установленному сочетанию свойств.

И, пример, в немагнитной фракции есть зерна черного цвета с сильным блеском, дающие при сравнительно легком раздавливании светло-серый порошок (следовательно, минерал просвечивает). Отметив на полоске бумаги колонки 3, 6, 13 и 15 по табл. I2, находим, что все эти свойства характерны для сфалерита, блеклых руд, рутила, бадделеита и первовскита. После просмотра препарата под микроскопом устанавливаем, что у минерала высокий рельеф в жидкости с показателем преломления 1,70 и сильное двупреломление, заметное только в мелких зернах. Сочетание только этих двух признаков может быть у сфена, рутила, киновари, брукита, церуссита, вульфенита и малахита (табл. I3). Даже не остановливаясь на таких признаках, как форма зерен, изотропность ряда перечисленных минералов и их разная окраска, наличие рутила в этих двух выборках дает практически однозначный ответ.

Другой пример: в немагнитной и электромагнитной фракциях обнаружены изометричные неровных очертаний зерна светлого цвета со стеклянным или матовым блеском. Они раздавливаются легко и в препарате установлено, что они имеют назкое двупреломление. По характеру погасания видно, что это агрегат мелких зернышек. С помощью маркированной плоски бумаги по табл. I2 (колонки 4, 5, 8, 16 и 22) выделено 18 минералов с данным сочетанием свойств, а по табл. I4 – тринадцать таких минералов. Как правило, светлоокрашенные прозрачные минералы без определения кристаллооптических свойств диагностировать трудно. В исследуемых зернах и под бинокуляром, и под микроскопом четкой спайности не обнаружено, поэтому попавшие в перечень похожих минералов пироксены, амфиболы, карбонаты, кианит, силиманит рассматривать дальше нет необходимости. В иммерсионном препарате с

$n_{\text{ж}}=1,700$  видно не только низкое двупреломление (серые и желтые тона первого порядка), но и близость показателей преломления (слабый рельеф, полоска Бекке в отдельных зернах движется на минерал, при вводе в аслонки на ряде зерен заметны цветные эффекты). Такое сочетание двух свойств по данным табл. I3 и I5 свойственно лишь 8 минералам, из которых с учетом окраски и формы выделения остаются лишь клиноцизит и везувиан. Коноколическую фигуру в мелких зернах не получить, но с учетом мелковзернистого сложения агрегата, характерного для вторичных минералов, диагностируем минерал как клиноцизит. На этом примере видно, что для светлоокрашенных и прозрачных минералов цвет порошка не дает никакой дополнительной информации.

Еще один пример: в электромагнитной фракции встречены изометричные зерна черного цвета, непрозрачные; они раздавливаются с трудом и дают буро-коричневый порошок, блеск на изломе смоляной, сильный. Таких минералов немного: гематит, пиролюзит, пикроильменит, хромшипинелиды, мanganит, вольфрамит. Проверяем порошок под микроскопом — зерна просвечивают (минерал непрозрачен лишь в крупных зернах), а при вводе анализатора устанавливаем, что минерал изотропен. Такое сочетание свойств характерно только для хромшипинелидов.

Вместо рассмотренного способа использования данных, приведенных в табл. I2-I5, эти сведения можно вынести на перфокарты с краевой перфорацией. Такой определитель шлиховых минералов легко создать при наличии перфокарт форматов К-5 или К-6, содержащих при односторонней перфорации не менее 110 или 80 краевых отверстий, что достаточно для кодировки относительно грубой градации свойств, реально используемой в практике шлихового анализа. На кодовых картах помещается схема кодирования, а на отдельных перфокартах по краевой перфорации кодируются свойства данного минерала. Из массива выпадают карты с установленным сочетанием свойств. Варианты кодировки были рассмотрены ранее (Метод. указания, 1983).

При наличии возможностей приведенные в табл. I2-I5 данные и более детальные сведения можно ввести в память ЭВМ, быстро проводящей разбраковку признаков или использовать нейрокомпьютеры, предназначенные для распознавания объектов исследования.

Таблица 14

## Диагностические свойства минералов электромагнитных фракций

Свойства минералов и их градации	Блеск	Прозрачность	Окраска	Цвет порошка	Твердость	Спайность	Разд. лавл.	Сингония																						
								Металлический	Сильн., алмазный	Слабый, стек. н.	Прозрачный	Просвечивает	Непрозрачный	Бесцветная, бел.	Фиолет., синяя	Зеленая, желтая	Оранж., красная	Бурая, коричнев.	Серая, черная	Черный	Окрашенный	Белый	Более 5	Менее 5	Соверш., ясная	Плохая, отсутств.	Трудно	Легко	Кубическая	Тетрагональная
Минерал	2	3	4	5	6	7	8	9	10	II	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27				
Платина	+						+	+						+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	
Оsmирид	+						+	+						+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	
Сфалерит		+	+				+	+						+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	
Пирит окислен.	+	+	+	+	+	+	+	+						+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	
Рутил		+	+				+							+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	
Касситерит		+	+				+							+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	
Пиролизит		+	+				+							+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	
Гематит		+	+				+							+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	
Ильменит		+	+				+							+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	
Никроильменит		+	+				+							+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	
Алюмошинелиды		+	+				+							+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	
Хромшинелиды	+	+	+				+							+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	
Гэтит		+	+				+							+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	
Лимонит		+	+				+							+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	
Манганинит		+	+				+							+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	
Оливин		+	+				+							+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	
Гортонолит		+	+				+							+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	
Циркон		+	+				+							+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	
Лизоп		+	+				+							+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	
Альмандин		+	+				+							+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	
Андрадит		+	+				+							+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	



Таблица 15

Оптические свойства минералов электромагнитных фракций

Минералы	Минерал	изотропный	Двуправлене- ние	Показа- тели прелом- ления	Более 0,100	Менее 0,100	Циркохризм замечен	Осность и знак		Значения показателей преломления					
								Одно- осный		Дву- осный					
								+	-	+	-				
I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	II	12	13	14	15	I6
Сфалерит	+							+						2,37-2,43	
Рутил				+			+	+						2,62	
Касситерит		+					+	+						2,00	
Гематит			+				+	+						3,1-3,2	
Пикроильменит			+				+	+						2,3-2,5	
Гетит		+	+				+	+						2,1-2,4	
Лимонит	+		+				+							2,0-2,4	
Манганит			+				+	+						2,25	
Шпинели	+					+	+							1,72-1,85	
Хромшилиэлит	+					+								1,95-2,16	
Оlivин			+				++							1,67-1,72	
Гортонолит			+				++	+						1,72-1,86	
Циркон		+	+				++							1,70-1,92	
Пирол	+						+							1,705-1,76	
Альмандин	+						++							1,76-1,83	
Андрадит	+	+					+							1,82-1,90	
Титан-гравит	++						+							1,90-2,00	
Уваровит	++						+							1,82-1,88	
Ставролит	++						+	+						1,74-1,75	
Сфен		++					+	+	+					1,91-1,97	
Клиноциозит	+						+		+					1,71-1,72	
Эпидот		++					+		+					1,72-1,76	
Ортит	++						++	+	+					1,62-1,81	
Везувиан	++						+		+					1,71-1,74	
Эздивалит	++						+		+					1,59-1,64	

I	2	3	4	5	6	7	3	9	IO	II	12	13	14	15	I6
Турмалин-шерл		+	+			+			+						I,65-I,69
Дрэвит		+				+			+						I,63-I,65
Аксинит		+	+			+			+				+		I,68-I,70
Энстатит		+	+			+			+				+		I,66-I,72
Диопсид		+				+			+				+		I,67-I,73
Эгирин		+	+			+			+				+		I,73-I,80
Авгит		+				+			+				+		I,71-I,75
Рамзайт			+			+			+				+		2,1I
Антофиллит		+	+			+			+				+		I,62-I,68
Актиноолит		+	+			+							+		I,62-I,67
Роговые обманки		+				+	+		+				+		I,64-I,72
Щелочн.амфиболы		+	+			+			+				+		I,62-I,69
Биотит		+	+	+		+			+				+		I,65-I,69
Лепидомелан		+	+			+	+		+				+		I,69-I,75
Глауконит		+	+			+			+	+			+		I,57-I,66
Хлориты		+				+			+				+		I,59-I,66
Перовскит		+	+						+				+		2,30-2,38
Пирохлор		+							+						I,90-2,15
Колумбит						+			+				+		2,12-2,50
Эшинит		+	+						+						2,15-2,26
Вольфрамит						+			+				+		2,20-2,33
Монацит			+			+	+		+				+		I,787-I,80
Ксенотим			+			+	+								I,72I
Людвигит			+			+			+				+		I,85-I,89
Сидерит			+	+	+								+		I,77-I,87
Родохрозит			+	+	+								+		I,80-I,82
Анкерит			+	+	+								+		I,72-I,74
Карбонаты TR		+	+	+	+				+	+			+		I,65-I,76
Яровит		+	+	+	+	+							+		I,78-I,82

Четвертый способ диагностики шлиховых минералов применяется в наиболее сложных ситуациях, когда выявленных свойств недостаточно для уверенной диагностики или даже не возникает версия о принадлежности к какому-либо минеральному виду. Это имеет место при проявлении нехарактерных для минерала особенностей, при необычном

сочетаний свойств, при обнаружении редкого или вообще неизвестного ранее минерала. В подобных случаях главной задачей становится возможно более точное определение нескольких констант минерала, преимущественно оптических. Установив осность, оптический знак, показатели преломления, двупреломление, угол погасания, с помощью определителей минералов по оптическим свойствам (Винчелл и др., 1953; Ларсен и др., 1965; Флейшер и др., 1987) находится минерал, соответствующий установленным признакам.

Для минералов, плохо пропускающих, непрозрачных, а также с высоким светопреломлением оптические свойства достаточно надежно установить нельзя. В такой ситуации становится неизбежным применение диагностических реакций, качественный анализ (эмиссионный спектральный, микроволновый, рентгено-флюоресцентный), рентгеноструктурные исследования; диагностика минерала проводится по соответствующим определителям в зависимости от полноты полученных характеристик.

### КОЛИЧЕСТВЕННЫЙ МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ШЛИХОВ

Диагностика минералов шлиха дает его качественный состав и представление о фоновых минеральных ассоциациях. Однако в одной и той же питающей горючести видовой состав шлихов будет примерно одинаков, но количественные соотношения минералов могут существенно меняться. Для сопоставления шлихов в корреляционных целях, для выделения фоновых минеральных ассоциаций необходимо учитывать соотношения количеств минералов, их содержание в исходной пробе.

При поисково-съемочных работах и при разведке некоторых месторождений ограничиваются полукачественным анализом с визуальной оценкой содержания фоновых минералов или с подсчетом числа зерен лишь железных ископаемых в средней пробе (Захарова, 1974; 1989; Озеров, 1959). Полный количественно-минералогический анализ шлиха дает значительно больше информации и позволяет полнее использовать данные шлихового опробования.

При количественном анализе шлихов применяют визуальную оценку содержаний, весовой метод и метод подсчета минеральных зерен. Модификации этих методов позволяют с различной надежностью и разной трудоемкостью оценить содержание в шлихе всех или лишь нескольких разных, но важных минералов.

## Весовые методы количественного анализа шлихов

Применение разнообразных методов разделения минералов дает возможность получать моно- или аномономинеральные фракции. В этих целях применяется разделение минералов по плотности в разных тяжелых жидкостях, выделение узких фракций при гранулометрической и электромагнитной сепарации, флотация, электросатическое разделение, отбор отдельных минералов под бинокуляром (Берлинский, 1975; Ляхович, 1981 и др.). Выделение мономинеральных фракций — трудоемкая и не всегда результативная работа, но она позволяет достаточно точно оценить содержание минерала в шлихе или исходной пробе.

Содержание может быть рассчитано в весовых (массовых) % по отношению к тяжелой фракции в целом:  $X_{\text{вес}} = 100 \cdot C/B$ , где  $C$  — вес мономинеральной фракции,  $B$  — суммарный вес шлиха. При работе с искусственными шлихами (протолочками) нередко приводят абсолютные содержания в г/кг или г/т:  $X_{\text{абс}} = C/P$ , где  $C$  — вес мономинеральной фракции в граммах,  $P$  — вес исходной пробы в килограммах (или тоннах).

При дроблении и промывке в воде шлиховых проб имеют место потери шлиховых минералов, возрастающие с уменьшением их плотности и размеров зерен. Такие потери иногда корректируют введением поправочного коэффициента к полученным данным о содержании. Однако эти поправки компенсируют суммарные потери в зависимости от методики обогащения и разделения шлиха, но не учитывают различий в свойствах отдельных минералов. В связи с этим при обработке протолочек отбирают небольшую часть пробы (0,1-0,2 кг), которую сепарацией без предварительной промывки разделяют на фракции и определяют соотношения групп минералов; в основной пробе, обработанной по обычной схеме, уточняют количественные соотношения между отдельными минералами и проводят их детальное изучение.

Применение разнообразных методов фракционирования не всегда позволяет получать мономинеральные фракции, а отбор их под бинокуляром требует много времени. Поэтому такая методика чаще применяется при оценке содержания лишь некоторых минералов, заметно отличающихся по своим свойствам. Наиболее доступно получение мономинеральных фракций циркона, апатита, пирита, монацита, гранатов, ильменита, гематита, биотита, пироксенов, амфиболов, магнетита. Для этих

минералов весовой метод количественного анализа применяется часто, дает хорошо сопоставимые результаты и обычен при исследовании ак-cessорных минералов из протолочных проб магматических пород.

### Визуальная оценка содержания минералов

Ориентировочная оценка содержания минералов в шлихе проводится достаточно быстро, но не всегда дает удовлетворительные результаты. Погрешность этого метода составляет 8-10 % относительно истинного содержания и лишь при наличии специально составленных эталонов она может не превысить 5 %. Визуальную оценку содержания можно давать с использованием грубых порядковых градаций — минерала очень много, немного, мало и очень мало. Визуальная оценка содержания минерала дается иногда и в процентах, хотя это применимо только для каждой фракции отдельно. При разном объеме или весе соответствующих фракций в нескольких шлихах сопоставление содержаний возможно только при пересчете количеств каждого минерала относительно всего шлиха в целом. Так как в любой фракции количество минерала оценивается в объемных %, а соотношение фракций в шлихе по весу, то итоговая величина — количество минерала в шлихе — получается в объемно-весовых процентах:

$$X_{\text{об-вес}} = 0,01(C_1A_1 + C_2A_2 + C_3A_3 + \dots),$$

где  $C$  — содержание минерала в объемных % относительно каждой фракции, где он присутствует;  $A$  — доля данной фракции относительно всего шлиха в весовых процентах. Схема расчета содержания одного минерала в шлихе приведена в табл. I6.

Таблица I6

Расчет содержания минерала в шлихе при визуальной оценке

Фракция Параметры фракции	н/м	сл.з/м	ср.з/м	и/ф	Весь шлих
Вес фракции (г)	0,27	1,30	0,68	0,75	3,00
Доля фракции (вес.%)	9,0	43,3	22,7	25,0	100,0
Содержание минерала во фракции (объем.%)	10,0	3,0	1,0	0,0	-
Содержание минерала в шлихе (объем.-вес. %)	0,9	1,3	0,23	0,0	2,43

Рассмотренная схема расчета может оказаться проще, если минерал присутствует только в одной фракции, но в любом случае такой расчет должен проводиться для каждого минерала, встреченного в шлихе. При разделении шлиха на большое (I0-I2) количество фракций каждой из них имеет более простой состав, точность визуальной оценки содержания минералов в связи с этим несколько повышается, но расчеты усложняются.

В ряде производственных лабораторий содержание минералов оценивается визуально в процентах относительно каждой фракции, что проще, но без пересчета по отношению ко всему шлиху. Тогда при анализе, например, трех фракций общая сумма количества всех минералов составляет 300 %. Так как соотношение фракций в каждой шлихе разное, сравнивать по таким данным шлихи невозможно. Пересчет к 100 % по отношению ко всему шлиху проводится с учетом весовой доли каждой фракции (табл. I7).

Таблица I7

Пересчет содержаний минералов по фракциям к 100 % в шлихе

Фракции, их доля в шлихе и оценка содержания минералов	н/м		з/м		и/ф		Весь шлих 2,40г
	об.%	объем.-вес.%	об.%	объем.-вес.%	об.%	объем.-вес.%	
Минерал							(100%)
Циркон	30	4,38	-	-	-	-	4,4
Рутил	30	4,38	3	1,75	-	-	6,1
Кианит	40	5,84	7	4,07	-	-	9,9
Ставролит	-	-	25	14,60	4	1,08	15,7
Альмандин	-	-	30	17,50	4	1,08	18,6
Ильменит	-	-	15	8,75	10	2,71	11,4
Роговая обманка	+	+	20	11,65	2	0,54	12,2
Магнетит	-	-	-	-	90	21,65	21,7
Сумма	100	14,60	100	58,32	100	27,06	100,0

Окончательные данные в объемно-весовых процентах (правая колонка табл. I7) округляются до десятых долей или даже до целых процентов, учитывая погрешности при оценке количества минерала.

Ошибки при визуальной оценке содержания зависят от различных причин, влияние которых трудно устранить. Главные ошибки: I) зависимость от количества минерала – разница между 5 и 10 % установ-

лидается легче, чем между 40 и 60 %; 2) зависимость от окраски минерала — из-за контрастности цвета в светлоокрашенной фракции за-вышается количество черных зерен, а во фракции с преобладанием темноокрашенных минералов кажется более высоким содержание белых, желтых или розовых; 3) зависимость от размеров и формы зерен — количество более мелких по сравнению с основной массой зерен за-вышается; таблитчатые зерна занимают больше площади при том же объеме; 4) зависимость от сходства минералов по внешнему виду — инди-видуальные ошибки в диагностике зерен уменьшаются по мере накопле-ния опыта.

Визуальная оценка содержания минералов в шлихе чаще всего используется для группировки шлихов по фоновым минеральным ассоци-ациям при составлении шлиховых карт, а также для предварительной оценки содержания полезных минералов непосредственно в поле.

#### Методы точечного подсчета зерен

Подсчет какого-то числа зерен разных минералов в шлихе или по фракциям позволяет оценить их количественные соотношения, если размер зерен примерно одинаковый, а отобранныя для подсчета сред-няя пробы по своему составу аддитивна составу шлиха или фракции в целом. Метод точечного подсчета зерен имеет несколько модификаций, различающихся способом подготовки препаратов для подсчета и чис-лом минералов, для которых дается количественная оценка.

Способ закрепленных зерен применяется чаще при литологичес-ких исследованиях и при корреляции толщ по шламу буровых скважин. Средняя пробы или вся фракция закрепляется в канадском бальзаме или другом цементирующем веществе, а затем из нее приготавливается прозрачный петрографический шлиф. В нем уточняется диагностика и ведется подсчет числа зерен разных минералов, площадей, занятых зер-нами, с помощью окулярной сетки или подсчет суммарной длины отрез-ков прямых по профилям, пересекающим минеральные зерна, обычно с по-мощью интегратора.

Разновидностью этого способа является использование иммерси-онного препарата, содержащего зерна похожих минералов или пробу фракции. Для оценки количественных соотношений проводится подсчет числа зерен минералов, которые различаются под микроскопом по дву-преломлению, рельефу в какой-то жидкости или по появлению цветовых

дисперсионных эффектов у зерен одного из минералов в жидкости с близким показателем преломления. При смене жидкости такой эффект может быть у зерен другого минерала.

Способ зернистых фракций используется при оценке содержания ряда минералов - полезных компонентов (Захарова, 1974). Разделение шлиха на 10-15 фракций проводят разными способами и используют лишь те, где концентрируется исследуемый минерал. Содержание этого минерала во фракции оценивается визуально, но так как доля фракции относительно всего шлиха обычно невелика, ошибка такой оценки снижается. Подсчитывается и количество зерен этого минерала на нескольких сотен всех зерен. Расчет содержания минерала проводится по схеме, которая рассмотрена в табл. 16.

Способ полей (квадратов) удобен для оценки содержания нескольких минералов, не являющихся преобладающими. Фракцию рассыпают тонким равномерным слоем на большом предметном стекле и выделяют несколько квадратов размером 5x5 или 10x10 мм в зависимости от крупности зерен. Суммарное число всех зерен в каждом квадрате находится при подсчете зерен на двух смежных или противоположных сторонах (Озеров, 1959). По всей площади использованных квадратов подсчитывается число зерен интересующего минерала, затем другого. Оценку соотношений дают как среднее по нескольким квадратам.

Содержание минерала в объемных процентах находится по схеме  $X_{об} = (\pi \cdot 100\%) / N$ , где  $\pi$  - число подсчитанных зерен данного минерала,  $N$  - общее количество зерен на анализированной площади. При наличии минерала в нескольких фракциях используют весовую или объемную долю каждой фракции относительно шлиха. Рассмотренный способ наиболее пригоден для оценки содержания хорошо заметных и относительно редких в шлихе минералов. Подсчет зерен фоновых минералов по площади не исключает вероятность повторного учета одних и тех же зерен.

Способ подсчета зерен в дорожке применяется наиболее часто, так как он позволяет оценить количественные соотношения всех минералов шлиха (что важно при комплексных шлиховых поисках, при корреляции пород и др.), не требует особой подготовки шлиха и дает сравнительно небольшую погрешность в оценке содержаний. Суть этого способа количественного анализа заключается в подсчете суммарно по всем фракциям 1000-1200 зерен раздельно всех присутствую-

ющих в шлихе минералов. В средней пробе из каждой фракции, расположенной в виде узкой дорожки, подсчитывается по 300–500 зерен, пересчет на весь шлих проводится с учетом весовой доли каждой фракции (Кухаренко, 1961).

Подсчет зерен начинают с немагнитной фракции; всю фракцию после диагностики минералов высипают на большое предметное стекло, тщательно перемешивают, вытягивают в полоску и в случае большого объема сокращают путем поочередного смещения отрезков полоски в противоположные стороны. Одну половину убирают в пакет, а другую снова перемешивают, располагают узкой полоской и снова сокращают вдвое. Эта операция повторяется до тех пор, пока средняя проба не предстанет в виде очень узкой полоски–дорожки длиной 6–8 см и шириной в 1–2 зерна. Если фракция крупнозернистая (диаметр зерен более 0,5 мм), общая длина 2–3 дорожек должна быть не менее 20 см.

Подсчет начинают с зерен наиболее распространенного и хорошо различимого минерала. Например, фракция, в которой в сумме надо подсчитать 400–450 зерен, наполовину сложена цирконом. Тогда от начала дорожки отсчитывают 200 зерен только одного циркона, перемещая стекло с дорожкой в поле зрения бинокуляра; остаток дорожки больше не нужен и его можно сдвинуть в сторону. При условии, что оценка содержания фонового минерала (циркона) сделана без больших ошибок, на участке дорожки, где уже пересчитаны его зерна, суммарно окажется около 400 зерен всех имеющихся минералов. Следовательно, фоновый минерал используется и как масштаб для измерения необходимой длины дорожки. Неоднократно перемещая выделенный участок дорожки, поочередно подсчитывают зерна всех имеющихся минералов. Если фонового минерала 2/3 фракции, отсчитывают 250 или 300 его зерен, а если его 1/4 – 100 или 150 зерен, принимая во внимание и долю фракции относительно шлиха. Чем больше фракция, тем больше зерен в ней необходимо подсчитывать для сохранения точности оценки.

Допустим, в немагнитной фракции резко преобладает апатит – отсчитываем 350 его зерен, на этом же отрезке дорожки находим 28 зерен пирита, 35 – tremolita, 12 – циркона, 9 зерен сфена, 7 – лейкоксена и не обнаруживаем здесь ни одного кристалла пирохлора, хотя этот минерал и был диагностирован при изучении фракции. Его количество столь незначительно (редкие или единичные зерна), что оценить эту величину невозможно при данном объеме анализированной

средней пробы (дорожки). Всего подсчитано в дорожке 441 зерно; результаты анализа отражают количественные соотношения минералов во фракции по объему (числу) зерен, а сама фракция составляет по весу от массы всего шлиха 31,5 %. Следовательно, подсчитанные зерна являются "полномочными" представителями данной фракции в шлихе и на одно учтенное зерно приходится  $31,5 / 441 = 0,0714$  объемно-весовых процента относительно шлиха. Весь расчет приводят в рабочей таблице количественного анализа шлиха (табл. 18).

Аналогично, начиная с какого-либо фонового минерала, ведется подсчет зерен и в электромагнитной фракции. Если встречаются зерна внешне похожих минералов, первоначально их можно подсчитать совместно, а затем пересчитать зерна одного минерала и по разности найти количество второго. Разбраковка таких пар минералов как барит и сфен, сфен и шеллит, хромит и ильменит, монацит и ставролит и др. с подсчетом числа зерен одного из них или обоих может проводиться под бинокуляром, в иммерсионных препаратах под микроскопом или в части фракций, изученной с применением качественных реакций.

После пересчета зерен фонового минерала на том же отрезке дорожки учитывают число зерен каждого изученного минерала, перемещая среднюю пробу в поле зрения бинокуляра. Иногда зерна минерала поворачивают для обнаружения спайности или проверки тона окраски; тогда их можно отодвинуть от дорожки и пересчитать. Нет никакой необходимости сначала отсчитывать сотни зерен, а затем вести пересчет для каждого минерала, такая двойная работа излишняя.

Труднее вести такой подсчет в магнитной фракции, так как зерна ферромагнетиков агрегируют, притягиваются друг к другу и при разделении захватывают чужеродные зерна. В средней пробе магнитной фракции дорожка получается широкой и подсчет нередко приходится вести десятками зерен. Так как сама фракция составляет иногда лишь незначительную часть шлиха, возникающую в результате приближенного подсчета ошибка не выходит за приемлемые пределы. Чем чище магнитная фракция, тем проще вести подсчет, а в мономинеральной он и не требуется.

При наличии срастаний минералов или псевдоморфоз их можно подсчитать отдельно, обязательно характеризуя их при описании минералов шлиха. Попадающие в дорожки нешлиховые минералы и разные загрязнения (кварц, полевые шпаты, железная стружка и т. п.) также

подсчитываются — фракции взвешивались с ними. Встречавшиеся в дорожках для подсчета зерна шлиховых минералов из других фракций также учитываются.

Таким образом, в каждой фракции количественные соотношения минералов оцениваются по числу зерен, то есть по объему, а доля каждой фракции определяется по весу. Для этого число подсчитанных в каждой фракции зерен приравнивается доле фракции по весу и итоговая оценка количества минерала получается в объемно-весовых процентах относительно шлиха. Пример расчета состава шлиха дан в табл. I8. Сначала в ней заполняются, как правило, колонки с указанием числа подсчитанных зерен, а затем проводится окончательный пересчет; используется лишь итоговые результаты.

Таблица I8  
Схема расчета содержания минералов в шлихе

Фракции и их доля в шлихе	n/m	a/m	m/f	Весь шлих		
	0,85г(27,4%)	1,48г(47,9%)	0,77г(24,8%)	3,10г(100,0%)		
Минерал	Число подсчитанных зерен и их содор- жание в шлихе в объемно-весовых %				Всего	Без примес.
Рутил	200	13,94	20	1,82	-	-
Циркон	46	3,21	-	-	-	3,21
Турмалин	8	0,56	8	0,73	-	1,29
Кианит	II2	7,81	3	0,27	5	0,50
Силлиманит	P.з.	P.з.	-	-	-	P.з.
(Кварц)	27	1,88	-	-	23	2,88
Альмандин	-	-	300	27,26	4	0,40
Амфиболы	-	-	88	8,00	-	8,00
Ставролит	-	-	67	6,09	3	0,30
Ильменит	-	-	40	3,63	15	1,49
Магнетит	-	-	-	-	200	19,84
Сумма	393	27,40	526	47,80	250	24,81
					100,0	100,0

Количество минерала в данной фракции находится по схеме  $X = n \cdot A/N$ , где  $n$  — число подсчитанных зерен данного минерала,  $N$  — суммарное число подсчитанных во фракции зерен,  $A$  — доля фракции в шлихе (весовые %). Величина  $A/N$  постоянная для всех минералов данной фракции; чем эти величины по фракциям ближе друг к другу, тем более равномерно и распределение возможных ошибок. По данным табл. I8, в частности, ошибка при подсчете в одно зерно в

в немагнитной фракции приводят к ошибке в 0,07 %, а в электромагнитной - в 0,09 % ( $27,40:393=0,0697$  и  $47,80:526=0,09087$  соответственно). Для сохранения одинаковой надежности оценки по разновеликим фракциям при общем числе зерен 1000-1200 в большей по весу фракции желательно подсчитывать большие зерен (до 500-700).

Зерна пешлиховых минералов или загрязнения, приобретенные при обработке шлиха, при подсчете дорожки также учитываются. Однако их количество в каждом шлихе может быть разное, иногда значительное, что затрудняет сравнение серии проб. Поэтому окончательные данные приводятся к 100 % без примесей (см.табл.I8) по схеме  $X_{\text{ист}} = X_{\text{выч}} \cdot 100\% / (100\% - \text{примеси})$ . В рассмотренном примере данные правой колонки получены путем деления построчных цифр на 95,84 (сумма содержаний минералов без кварца). Таким же способом можно пересчитывать состав шлиха, если в нем содержатся аутогенные минералы, маскирующие количественные соотношения первичных обломочных зерен в серии шлихов.

Так как количество подсчитанных зерен и весовые доли фракций в шлихе, как правило, различны, то присутствие минерала в другой фракции даже в виде немногих зерен может существенно повлиять на суммарное содержание его в шлихе. Турмалин, например (см.табл.I8), встречен в двух фракциях, но доля его в электромагнитной фракции больше за счет массы самой фракции. Характер распределения одного и того же минерала по разным фракциям несет свою информацию - о перемениности состава минерала, о наличии ферромагнитных включений, о степени изменения минерала при образовании псевдоморфов и т.д.

Ошибки в оценке содержания минерала при количественном анализе рассматриваемым способом зависят от представительности средней пробы (дорожки), от равномернозернистости фракции, от содержания минерала, количества подсчитанных зерен и правильности диагностики в процессе подсчета. Ошибки, обусловленные неаддитивностью, средней пробы, уменьшаются при ее тщательном отборе. Методические ошибки увеличиваются, если зерна разных минералов имеют различный размер (объем). В подобной ситуации крупные зерна можно считать за 2-3 стандартных, медианных зерна, а мелкие - по 2-4 за одно средних размеров. В ответственных случаях подсчет следует проводить по отдельным гранулометрическим фракциям после их взвешивания с сохранением примерно того же суммарного числа подсчитанных зерен.

При альтернативном распределении (содержание изучаемого минерала и количество остальных) среднее квадратическое отклонение будет иметь максимальное значение при 50-%-ном содержании минерала и закономерно уменьшается при увеличении и уменьшении его количества. Если абсолютную вероятную ошибку в оценке принять за 1 % (вероятность такой ошибки - в 2/3 случаев), то для достижения этого уровня при содержании минерала в 50 % необходимо подсчитать в шлихе III зерен (1000-1200). Следует учесть, что при подсчете в каждой из трех обычных фракций по 350-400 зерен вероятная ошибка будет уменьшаться с изменением количества минерала (до 0,6 % при содержании в 90 и 10 %; до 0,2 - в 99 и 1 %).

Чет доли фракций при распределении нужного числа подсчитываемых зерен выравнивает вероятную ошибку по частям шлиха. При разделении на большое число фракций в каждой из них количество подсчитываемых зерен может быть уменьшено при сохранении общей суммы. При подсчете в целом по шлиху лишь 500 зерен вероятная ошибка увеличивается до 1,5 %, а при 300 - до 2 %.

Переход от объемно-весовых к весовым процентам осуществляется с учетом числа зерен минерала, их среднего объема и плотности. Если фракция сложена минералами с близкой плотностью, то содержания, выраженные в разных процентах, сближаются. В подобных случаях возможен упрощенный переход к содержанию минерала в исходной породе, если известен выход тяжелой фракции и нет больших потерь в процессе обработки шлиха:  $T = (X \cdot M) / 100$ , где Т - содержание минерала в породе в тех же единицах, что и выход тяжелой фракции ( $M$ , чаще в г/кг),  $X$  - содержание минерала в шлихе (объемно-весовые %). Иногда вводят поправочный коэффициент симна (в среднем 1,5 - 2,0), который различается для разных минералов.

Итогом количественного анализа минерального состава шлиха является сводная таблица, в которой приведены данные о содержании каждого минерала по всем шлихам (пересчет без примесей) и сведения о выходе тяжелой фракции. К таблице прилагается описание минералов, что важно при интерпретации результатов шлихового опробования.

ЛИТЕРАТУРА

- Бергер Г.С., Ефимов И.А. Методы выделения мономинеральных фракций. М., 1963.
- Берлинский А.И. Разделение минералов. М., 1975.
- Винчелл А.Н., Винчелл Г. Оптическая минералогия. М., 1953.
- Захарова Е.М. Шлиховые поиски и анализ шлихов. М., 1974.
- Захарова Е.М. Шлиховой метод поисков полезных ископаемых. М., 1989.
- Ильинский Г.А. Определение плотности минералов. Л., 1975.
- Колченова Е.В. Минералогический анализ шлихов и рудных концентратов. М., 1979.
- Кухаренко А.А. Минералогия россырей. М., 1961.
- Ларсен Е., Берман Г. Определение прозрачных минералов под микроскопом. М., 1965.
- Ляхович В.В. Аксессорные минералы горных пород. М., 1979.
- Ляхович В.В. Методы сепарации аксессорных минералов. М., 1981.
- Методические указания по минералогическому анализу шлихов /Сост. Г.А. Ильинский. Л., 1983.
- Методические указания по диагностике шлиховых минералов /Сост. Г.А. Ильинский. Л., 1983.
- Методические указания по интерпретации результатов шлихового опробования /Сост. Г.А. Ильинский. Л., 1985.
- Озеров Н.М. Шлиховая съемка и анализ шлихов. Л., 1959.
- Осовецкий Б.М. Шлиховой метод (современное состояние и перспективы). Пермь, 1985.
- Родыгина В.Г. Введение в шлиховой метод. Томск, 1965.
- Сахарова Н.С., Черкасов Ю.А. Иммерсионный метод минералогических исследований. М., 1970.
- Татарский В.Б. Кристаллооптика и иммерсионный метод. М., 1965.
- Трёгер В.Е. Оптическое определение породообразующих минералов. М., 1968.
- Флейшер И., Уилкокс Р., Матцко Дж. Микроскопическое определение прозрачных минералов. Л., 1987.

С о д е р ж а н и е

Предисловие . . . . .	I
ЛАБОРАТОРНАЯ ОБРАБОТКА ШЛИХОВЫХ ПРОБ . . . . .	2
Подготовка шлиха к фракционированию . . . . .	3
Фракционирование в тяжелых жидкостях . . . . .	4
Магнитная и электромагнитная сепарация . . . . .	6
ДИАГНОСТИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ШЛИХОВЫХ МИНЕРАЛОВ . . . . .	10
Визуальная оценка свойств минерала . . . . .	-
Изучение механических свойств минерала . . . . .	12
Определение свойств минералов под микроскопом . . . . .	14
Люминесценция минералов . . . . .	19
Диагностические реакции . . . . .	21
МИНЕРАЛЫ НЕМАГНИТНОЙ ФРАКЦИИ . . . . .	24
Простые вещества и сульфиды . . . . .	-
Оксиды, гидрооксиды . . . . .	29
Силикаты . . . . .	36
Фосфаты, сульфаты, карбонаты, фториды . . . . .	42
МИНЕРАЛЫ ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫХ ФРАКЦИЙ . . . . .	46
Металлы, оксиды и гидрооксиды . . . . .	-
Силикаты . . . . .	51
Фосфаты, вольфраматы, карбонаты . . . . .	63
МИНЕРАЛЫ МАГНИТНОЙ ФРАКЦИИ . . . . .	68
МЕТОДЫ ДИАГНОСТИКИ ШЛИХОВЫХ МИНЕРАЛОВ . . . . .	70
КОЛИЧЕСТВЕННЫЙ МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ШЛИХОВ . . . . .	88
Весовые методы количественного анализа . . . . .	89
Визуальная оценка содержания минералов . . . . .	90
Методы точечного подсчета зерен . . . . .	92
ЛИТЕРАТУРА . . . . .	99