

Федеральное агентство по образованию
ГОУ ВПО
«Уральский государственный горный университет»

Г. А. Мизенс

**ИЗУЧЕНИЕ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД
В ПРОЗРАЧНЫХ ШЛИФАХ**

Учебно-методическое пособие
по дисциплине «Литология»
для студентов специальности 130304 – «Геология нефти и газа» (ГН)

Екатеринбург
2006

Федеральное агентство по образованию
ГОУ ВПО
«Уральский государственный горный университет»

ОДОБРЕНО

Методической комиссией
Института геологии
и геофизики УГГУ
« 14 » апреля 2006 г.

Председатель комиссии

_____ проф. В.И. Бондарев

Г. А. Мизенс

ИЗУЧЕНИЕ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД В ПРОЗРАЧНЫХ ШЛИФАХ

Учебно-методическое пособие
по дисциплине «Литология»
для студентов специальности 130304 – «Геология нефти и газа» (ГН)

М 57

Мизенс Г. А.

М 57 Изучение осадочных пород в прозрачных шлифах: Учебно-методическое пособие по дисциплине «Литология» для студентов специальности 130304 – «Геология нефти и газа» (ГН). Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2006. 86 с.

В пособии рассмотрены существующие в настоящее время методы изучения основных групп осадочных пород в прозрачных шлифах, в том числе обломочных пород, карбонатов, силицитов, пелитовых образований, фосфатов и бокситов, изложены основные законы кристаллооптики, применяемые в работе с поляризационным микроскопом.

Пособие рассмотрено на заседании кафедры литологии и геологии горючих ископаемых 31 марта 2006 г. (протокол № 6) и рекомендовано к изданию в УГГУ

Р е ц е н з е н т ы:

В.П. Алексеев, доктор геол.-мин. наук, профессор, заведующий кафедрой ЛГГИ УГГУ

Т.Ю. Веретенникова, кандидат геол.-мин. наук, доцент кафедры МПГ УГГУ

© Мизенс Г.А., 2006

© Уральский государственный
горный университет, 2006

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	4
1. КРИСТАЛЛООПТИЧЕСКИЙ МЕТОД В ПЕТРОГРАФИИ	5
1.1. Основные положения кристаллооптики	5
1.2. Прохождение света через систему поляризатор–кристалл–анализатор	9
1.3. Определение оптических свойств кристалла в произвольном сечении	11
1.4. Последовательность изучения минералов в шлифе	23
2. КЛАСТОЛИТЫ	25
2.1. Название породы	26
2.2. Структура	26
2.3. Текстура	28
2.4. Цемент	29
2.5. Матрикс	31
2.6. Пористость	32
2.7. Аллотигенные компоненты	33
2.7.1. Породообразующие минералы	35
2.7.2. Обломки пород	41
2.7.3. Акцессорные минералы	51
2.8. Органические остатки	52
2.9. Аутигенные минералы	53
3. КАРБОНАТОЛИТЫ	55
3.1. Вещественный состав	55
3.2. Структура	57
3.3. Описание компонентов карбонатной породы	64
3.4. Пористость, основные характеристики и схема описания	74
3.5. Краткий словарь терминов	75
4. ОСАДОЧНЫЕ СИЛИЦИТЫ	77
5. ПЕЛИТОЛИТЫ (ГЛИНИСТЫЕ ПОРОДЫ)	82
6. АЛЛИТЫ (БОКСИТЫ) И ФОСФАТОЛИТЫ (ФОСФОРОЛИТЫ, ФОСФОРИТЫ)	83
Дополнительная литература	85

ВВЕДЕНИЕ

Осадочные породы представляют собой агрегаты минералов, сформировавшиеся на поверхности Земли и в верхней части земной коры в условиях низких и относительно низких температур и давлений. Они познаются различными методами, но одним из главных и наиболее универсальным является петрографический – изучение в прозрачных шлифах с помощью оптического микроскопа. Этот метод применим почти для всех осадочных образований, за исключением жидких (вода, нефть) и полностью непрозрачных (некоторые породы, в составе которых преобладают окислы железа, марганца). Однако определяющее значение он имеет только в отношении трех классов пород, хотя и исключительно широко распространенных в верхней части земной коры: кластолитов, карбонатолитов и силицитов¹. На них мы сосредоточим наше внимание. При изучении таких образований, как пелитолиты (глинистые породы), фосфоролиты, аллиты (алюминиевые породы), оптический метод имеет вспомогательное значение, тем не менее его применение необходимо. В прозрачных шлифах полезно изучать также некоторые каустобиолиты (например, каменные угли), но это фактически самостоятельный метод, так как он основан на оптических свойствах органического, а не минерального вещества. Его мы здесь рассматривать не будем.

Схема описания осадочной породы в шлифах в целом аналогична схеме макроскопического описания. В общем виде оно должно включать название породы, характеристики структуры, текстуры, вещественного состава, пористости, органических остатков, вторичных изменений и прочих признаков. Тем не менее для каждого класса при описании нужно учитывать специфику объекта. Название, как правило, дается после изучения шлифа, но ставится в начале описания, чтобы читателю сразу было видно, с чем он имеет дело. Описание должно сопровождаться зарисовками.

Определение минералов обычно производится с использованием специальных определителей – книг и/или таблиц, где подробно описаны оптические свойства и другие особенности минералов. Одним из лучших определителей по-прежнему является работа В.Н. Лодочникова «Главнейшие породообразующие минералы», изданная в 1931 году, и позднее несколько раз переизданная. Заслуженной популярностью пользуются также определители В.Е. Трёгера (1968), Е. Ларсена и Г. Бермана (1937, 1965), пятитомное издание У.А. Дира с соавторами «Породообразующие минералы» (1965), а также более поздние определители Б.Л. Залищак и др. (1981), В.А. Наумова (1989) и многие другие. Все петрографы пользуются такими определителями, поскольку минеральных видов и разновидностей в природе многие тысячи и запомнить их все невозможно.

В данном пособии рассматривается только работа со шлифами без специальных приспособлений. Здесь не обсуждается метод Федоровского столика, не рассматривается и работа с иммерсионными жидкостями.

¹ Классы осадочных пород называются согласно работе (Систематика ..., 1998).

1. КРИСТАЛЛООПТИЧЕСКИЙ МЕТОД В ПЕТРОГРАФИИ

1.1. Основные положения кристаллооптики

Изучение горных пород и минералов в прозрачных шлифах основано на законах кристаллооптики. Содержание этой науки подробно изложено в специальных курсах, например В.Б. Татарского (1965), В.А. Заварицкого (1961) и др., поэтому здесь мы лишь напомним те оптические свойства кристаллического вещества, которые используются в работе с поляризационным микроскопом.

Поляризация света. Свет, как известно, представляет собой непрерывный поток фотонов, сопровождаемый волновыми электромагнитными колебаниями, которые совершаются в плоскости, перпендикулярной распространению светового луча, и в каждой точке световой волны имеют амплитуды колебаний равные во всех направлениях. Свет называется поляризованным, если они различны по разным направлениям. Если колебания совершаются только в одной плоскости – он называется плоскополяризованным. Именно такой свет используется в кристаллооптических исследованиях.

Преломление света и показатели преломления. Скорость распространения света зависит от плотности среды. Чем она более плотная, тем скорость света меньше. Луч света, падающий под углом к границе двух сред разной плотности, испытывает преломление. Отношение синуса угла падения к синусу угла преломления есть величина постоянная для данных двух сред и *равна отношению скоростей распространения света в них*. На этом явлении основано определение показателя преломления минерала: $n = V_0/V_k$, где V_0 – скорость света в воздухе (пустоте), V_k – в кристалле.

Оптически изотропные и анизотропные кристаллы. В аморфном (некристаллическом) веществе и в кристаллах кубической сингонии свет проходит с одинаковой скоростью по всем направлениям. Такие вещества называются оптически изотропными. В кристаллах средних (тригональной, тетрагональной, гексагональной) и низших (ромбической, моноклинной, триклинной) сингоний скорость света меняется в зависимости от направления. Они являются анизотропными.

Двойное лучепреломление (двупреломление) характерно только для анизотропных сред. Естественный свет, попадая в кристалл, разлагается на два луча поляризованного света, у которых колебания электромагнитных волн совершаются во взаимно перпендикулярных плоскостях. Оба луча при этом распространяются с разными скоростями, следовательно, показатели преломления в этих плоскостях разные. Один из них идет по кристаллу в исходном направлении с постоянной скоростью. Он называется обыкновенным лучом и обозначается буквой **o** (от латинского слова *ordinary*). Другой луч преломляется, и проходит по отношению к первому под некоторым углом, следовательно, скорость его распространения через кристалл несколько изменяется. Этот луч называется необыкновенным (*extraordinary*) и обозначается буквой **e**. Показатель преломления обыкновенного луча обозначается n_o , необыкновенного – n_e . Отклонение в направлении их распространения в минералах очень небольшое и обычно не достигает 1° (только у кальцита до 6°). Поэтому в тонких препаратах это расхождение не ощущается.

В кристаллических веществах *средних сингоний* (тригональной, тетрагональной и гексагональной) есть одно направление (совпадающее с осью симметрии высшего порядка $L_4L_3L_6$), по которому скорости прохождения обоих лучей одинаковые, смещение не происходит, двупреломление отсутствует: $n_o = n_e$. Это направление называется *оптической осью*, а минералы – оптически одноосными. У кристаллов этих сингоний есть два характерных показателя преломления – больший (n_g) и меньший (n_p). Условно принято называть оптически положительными кристаллы, у которых n_g совпадает с n_e , а оптически отрицательными – если n_g совпадает с n_o .

При прохождении света через кристаллы *низших сингоний* (триклинной, моноклинной и ромбической) всегда образуются два луча с меняющимися скоростями, т.е. оба луча оказываются необыкновенными. При этом, в отличие от кристаллов средних сингоний, можно установить 3 характерных показателя преломления n_g , n_m и n_p (большой, средний и малый – от французских слов *grand, moyen, petit*) и две оптические оси. Соответствующие минералы оптически двuosны. Если $n_g - n_m > n_m - n_p$, кристаллы считаются оптически положительными, если $n_g - n_m \leq n_m - n_p$ – отрицательными.

Оптической индикатрисой называют воображаемую поверхность, отражающую связь между показателями преломления и направлениями колебаний световых волн в кристалле. Каждый радиус-вектор индикатрисы пропорционален величине показателя преломления той волны, колебания которой совершаются в направлении этого вектора (не забудем, что распространяется свет в направлении, перпендикулярном к направлению колебания волн). Форма индикатрисы зависит от симметрии кристалла. Оси симметрии эллиптического сечения индикатрисы – единственные направления, вдоль которых совершаются колебания световых волн в данном сечении.

Оптическая индикатриса кристаллов *кубической сингонии* имеет форму шара, поскольку показатели преломления по всем направлениям у них равны.

У кристаллов *средних сингоний* оптическая индикатриса соответствует эллипсоиду вращения, ось которого всегда совпадает с единичным направлением в кристалле (с осью симметрии L_4 , L_3 или L_6). На схеме (рис. 1.1, А) показаны лучи S_1 , S_2 , S_3 , падающие на различные грани тетрагонального кристалла. На гранях в свою очередь изображены векторы, в направлении которых происходят колебания световых волн. Длины векторов пропорциональны величинам показателей преломления для соответствующих направлений. Луч S_1 , падающий на пинакоидальную грань кристалла, идет вдоль оси симметрии L_4 . На этой грани отрезки a_x и a_y равны, поэтому сечение будет изотропным. Световая волна, соответствующая лучу S_1 , будет совершать колебания во всех направлениях с одинаковой скоростью. Фигура, отражающая изменения показателя преломления для данного сечения представляет собой окружность с радиусом n_o . Двойное лучепреломление здесь отсутствует.

Лучи S_2 и S_3 падают на боковые грани призмы, для которых векторы по x и y равны, а вектор по оси z длиннее. Это неравенство обуславливает анизотропность обоих сечений и, следовательно, разложение естественного света на две волны, колеблющиеся во взаимно перпендикулярных направлениях с разной скоростью (с различными показателями преломления). Для луча, волны которого колеблются в горизонтальной плоскости, вдоль направления x или y , показа-

тель преломления равен n_o ; для луча, волны которого колеблются вдоль направления L_4 , показатель преломления равен n_e . Таким образом, фигура, характеризующая изменения показателя преломления на гранях призмы, представляет собой эллипс с двумя неравными осями (рис.1.1, Б).

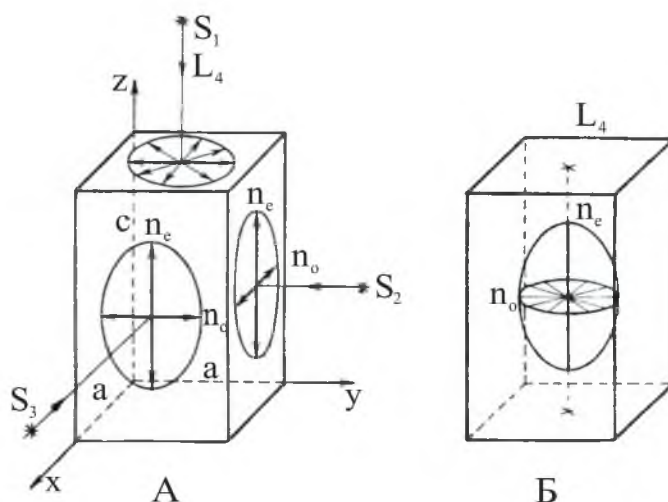


Рис. 1.1. Принцип построения оптической индикатрисы: А – возможные колебания волн для лучей, идущих перпендикулярно к граням тетрагонального кристалла; Б – пространственная фигура, отражающая изменение показателей преломления в тетрагональном кристалле

Индикатриса одноосных оптически положительных кристаллов имеет форму эллипсоида, удлинённого по оси вращения (рис. 1.2), где n_e совпадает с n_g . У оптически отрицательных кристаллов она имеет форму сплюснутого эллипсоида, для которого n_e совпадает с n_p . Сечение индикатрисы, проходящее вдоль оптической оси, называется *главным сечением* и характеризуется крайними значениями показателей преломления. Разность $n_g - n_p$ даёт максимальную величину двупреломления оптически одноосного кристалла. В разрезе перпендикулярном к оптической оси, двупреломление отсутствует; во всех косых сечениях его величина имеет промежуточные значения.

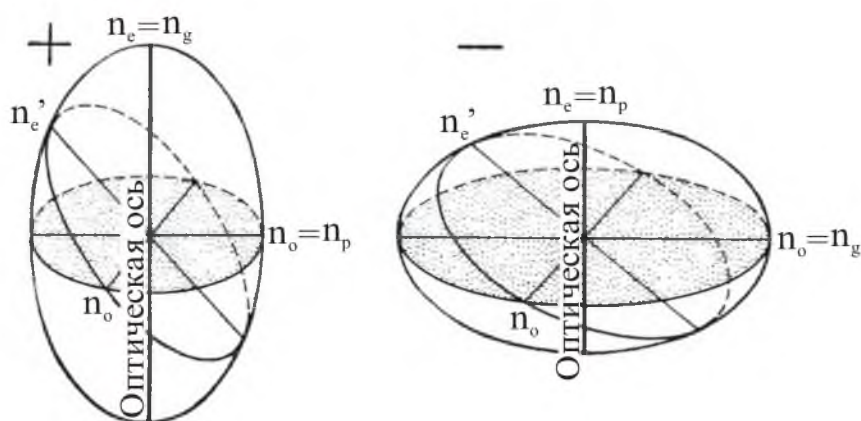


Рис. 1.2. Оптическая индикатриса одноосных положительных и отрицательных кристаллов

У кристаллов низших сингоний оптическая индикатриса имеет форму трехосного эллипсоида с тремя неравными взаимно перпендикулярными осями, соответствующими главным показателям преломления n_g , n_m и n_p (рис.1.3). Геометрия трехосного эллипсоида предопределяет наличие двух симметрично расположенных *круговых сечений*, радиусы-векторы которых равны среднему показателю преломления n_m . Перпендикулярно к круговым сечениям располагаются оптические оси кристалла A_1 и A_2 . Лучи света при прохождении вдоль этих осей не испытывают двойного лучепреломления.

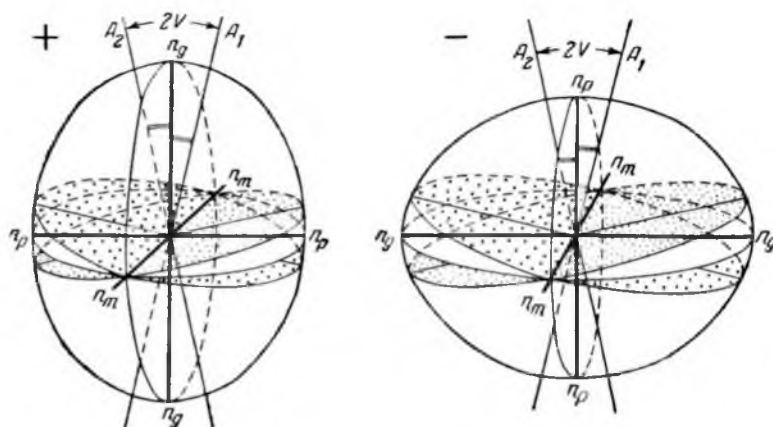


Рис. 1.3. Оптическая индикатриса двuosных кристаллов – положительных и отрицательных

В оптичеcки двuosных кристаллах, в отличие от одноосных, различают три главных сечения n_g - n_p , n_g - n_m , n_m - n_p . В сечение n_g - n_p лежат оптические оси, поэтому оно называется *плоскостью оптических осей*. Ось n_m перпендикулярна к этой плоскости. Острый угол между оптическими осями называется *углом оптических осей* и обозначается как *угол $2V$* . Оси n_g и n_p являются биссектрисами углов оптических осей. Если биссектрису острого угла представляет n_g , то кристалл считается оптичеcки положительным (рис. 1.4), если n_p – оптичеcки отрицательным. В сечении, совпадающем с плоскостью n_g - n_p , разница между величинами показателей преломления максимальная.

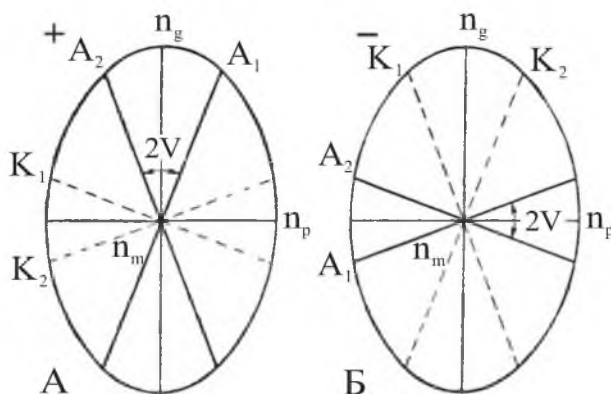


Рис. 1.4. Разрез индикатрисы по плоскостям оптических осей для кристаллов: А – оптичеcки положительных; Б – оптичеcки отрицательных. A_1 и A_2 – оптические оси; K_1 и K_2 – соответствующие им круговые сечения

Ориентировка индикатрисы в кристаллах низших сингоний зависит от симметрии последних. Так, в кристаллах *ромбической* сингонии кристаллографические оси a , b , c взаимно перпендикулярны. Главные оси индикатрисы n_g , n_m и n_p совпадают с кристаллографическими осями, но с разными у разных минералов. В кристаллах *моноклинной* сингонии только два угла между кристаллографическими осями прямые – вторая ось b перпендикулярна к плоскости, в которой лежат a и c . Одна из осей индикатрисы (чаще n_m) совпадает с осью b ; две другие образуют с кристаллографическими осями a и c некоторые углы. Величины этих углов для разных минералов разные. В кристаллах *триклинной* сингонии все углы между кристаллографическими осями отличаются от 90° и не равны между собой. Оси симметрии отсутствуют, все направления единичны. В общем случае ни одна из осей индикатрисы не совпадает с кристаллографическими осями. Величины углов между кристаллографическими осями и ближайшими к ним осями индикатрисы разные для разных минералов.

1.2. Прохождение света через систему поляризатор–кристалл–анализатор

Обыкновенный свет при входе в поляризатор раскладывается на две волны (два луча) поляризованного света, но на выходе оказывается только одна из них. Вторая претерпевает полное внутреннее отражение от слоя канадского бальзама и поглощается черной оправой поляризатора (рис. 1.5). Оставшаяся волна (K) при входе в кристалл опять разложится на две волны с колебаниями по взаимно перпендикулярным направлениям K_1 и K_2 (по направлениям n_g и n_p данного сечения индикатрисы)¹. Скорость продвижения каждой волны обратно пропорциональна показателям преломления соответствующих направлений. Поэтому при прохождении через минерал волна, колеблющаяся по направлению n_p , обгонит волну, которая колеблется в направлении n_g на некоторую величину Δ (дельта) – *разность хода*, определяющую величину двупреломления данного кристалла. Войдя в анализатор, обе волны разложатся еще раз. Волна с колебаниями K_1 – на K_1' и K_1'' , с колебаниями K_2 – на K_2' и K_2'' . Волны K_1' и K_2' претерпят полное внутреннее отражение, они колеблются перпендикулярно направлению, пропускаемому анализатором. Пройдут волны K_1'' и K_2'' , поляризованные в одной плоскости (плоскости колебания света в анализаторе) и распространяющиеся с одинаковой скоростью. Такие волны должны интерферировать, т.е. колебания должны складываться или вычитаться.

Если поворотом столика микроскопа поставить минерал так, чтобы оси его индикатрисы совпали с плоскостями колебаний нижнего и верхнего николей, то волна, вышедшая из поляризатора, беспрепятственно пройдет через минерал, сохраняя приобретенные в поляризаторе направления колебаний, и таким образом не будет пропущена анализатором. При повороте столика какая-либо из осей индикатрисы через каждые 90° совпадет с направлениями колебаний в поляризаторе, значит, минерал через каждые 90° будет на погасании. Направления

¹ Как уже было отмечено (см. раздел о кристаллооптике), анизотропное сечение пропускает световые волны только в двух взаимно перпендикулярных направлениях, соответствующих направлениям осей эллиптического сечения индикатрисы, лежащего в плоскости исследуемого разреза.

колебания света в николях должны совпадать с горизонтальной и вертикальной нитями окуляра, следовательно, в момент погасания оси эллипса сечения располагаются по направлению нитей окуляра.

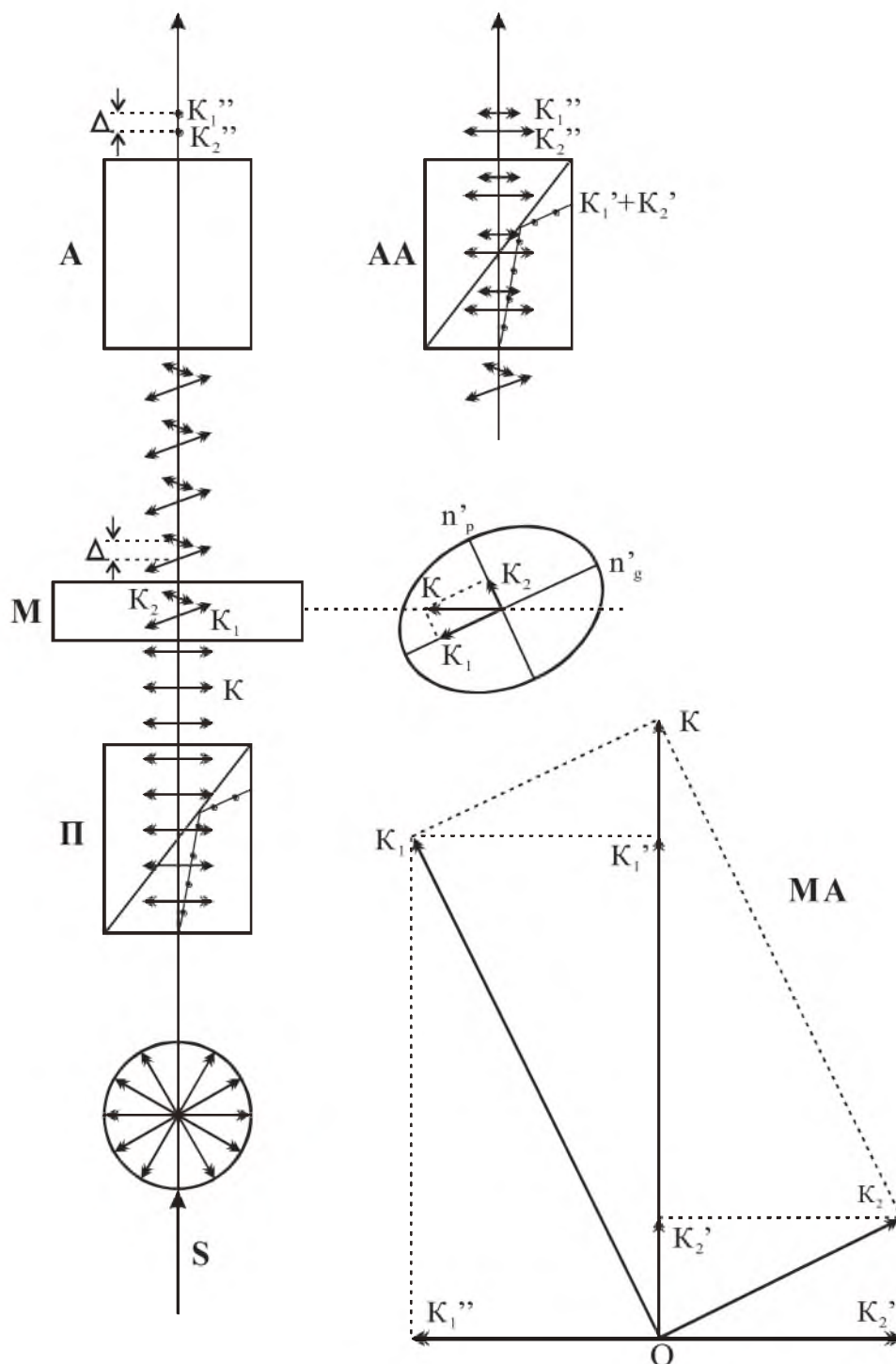


Рис 1.5. Схема хода лучей через систему поляризатор (П) – анизотропный минерал (М) – анализатор (А); АА – ход лучей в анализаторе, изображенный в разрезе перпендикулярном к плоскости рисунка; МА – суммарное разложение световых волн в минерале и анализаторе. Остальные буквенные обозначения см. в тексте

Кристаллы кубической сингонии так же, как и сечения, перпендикулярные оптической оси анизотропного кристалла пропускают световые волны, колеб-

лющиеся во всех направлениях. Поляризованная волна, вышедшая из поляризатора, пройдет через них без изменений, следовательно, анализатором она пропущена не будет. Поле зрения останется темным при любых поворотах столика микроскопа.

1.3. Определение оптических свойств кристалла в произвольном сечении

Цвет минерала в образце и шлифе не всегда совпадает. В образце он обусловлен суммарным эффектом лучей, как отраженных от его поверхности, так и проникших на некоторую глубину, где часть лучей избирательно поглощается, а часть отражается. В шлифе цвет минерала зависит исключительно от избирательного поглощения света, проходящего через тонкую пластинку минерала. Чаще всего при этом встречаются зеленые, бурые, коричневые тона. Черные минералы (как правило, рудные) поглощают все видимые лучи спектра, бесцветные – пропускают их или поглощают крайне незначительно.

В изотропных минералах (или в разрезах, перпендикулярных к оптической оси анизотропных минералов) интенсивность цвета постоянна в любом направлении и зависит от абсорбционной способности минерала и толщины шлифа. В анизотропных сечениях цвет и интенсивность цвета меняются в зависимости от направления колебания световой волны, проходящей через кристалл. Это явление называется *плеохроизмом*. Для его характеристики необходимо знать направление световых колебаний, пропускаемых поляризатором. Чтобы выяснить эти направления, обычно используют минералы, схема плеохроизма которых известна, например биотит или турмалин. Оба этих минерала имеют более темную окраску по направлению n_g их оптической индикатрисы. Но у биотита эта ось располагается по удлинению (в плоскости спайности), а у турмалина перпендикулярно удлинению. Следовательно, пластинка биотита имеет максимально густую окраску при установке трещин спайности (удлинения) параллельно направлению колебаний волны вышедшей из поляризатора, а турмалин наоборот – когда удлинённый кристалл расположен перпендикулярно к направлению этих колебаний. Таким образом, если поляризатор пропускает колебания параллельные вертикальной нити окуляра (что бывает чаще), то биотит имеет максимально густую окраску в вертикальном положении, а турмалин – в горизонтальном.

Порядок работы при изучении плеохроизма.

1. Находим зерно окрашенного плеохроирующего минерала с четкими кристаллографическими направлениями (удлиненная форма зерна или спайность).

2. Определяем положение осей индикатрисы и их наименование. Для этого ставим зерно на погасание, зарисовываем его и наносим оси индикатрисы (параллельно кресту нитей), соответствующие направлениям световых колебаний в поляризаторе и анализаторе. Далее поворачиваем кристалл от положения погасания на 45° (до максимального просветления) и вдвигаем в прорезь тубуса компенсатор¹. Появление компенсации (понижение окраски) указывает на ось n_g , повышение цветов – на n_p .

3. Снова ставим кристалл на погасание (совмещаем ось индикатрисы с направлением колебаний в поляризаторе) и выдвигаем анализатор. Отмечаем окраску минерала для данной оси.

¹ См. ниже, в разделе «Определение величины двупреломления».

4. Включаем анализатор и ставим минерал на второе погасание. Выключаем анализатор и наблюдаем окраску по второй оси индикатрисы.

5. Записываем результат. Например, для биотита схема плеохроизма может быть записана следующим образом: по n_g окраска темно-коричневая, по n_p – светло-желтая. В случае двуосного минерала окраску для n_m определяют в разрезах, перпендикулярных оптической оси. Такие сечения не плеохроируют, а при скрещенных николях они темные (изотропные). Запись для такого минерала (например, роговой обманки) будет выглядеть следующим образом: n_g – зеленая, n_m – буро-зеленая, n_p – светло-желтая. Учитывая густоту окраски, схему абсорбции (плеохроизма) можно записать и так: $n_g > n_m > n_p$.

Показатель преломления. В шлифе оценка показателя преломления минерала производится в результате наблюдения над оптическими эффектами (рельефом, шагреновой поверхностью, полоской Бекке, дисперсионным эффектом), возникающими на границе двух сред с разными показателями преломления, а именно канадского бальзама ($n=1,537\pm 0,004$) и данного минерала. В том случае, когда показатель преломления минерала заметно отличается от показателя преломления среды (канадского бальзама), минерал выглядит рельефным. Его контуры, форма отчетливо видны. Если показатели преломления минерала и среды близки или равны, контуры минерала не видны или видны плохо. Минералы с большим показателем преломления кажутся выпуклыми, рельефно выступающими на фоне более гладкой поверхности. Они окружены темной каймой. Минералы с низким показателем преломления кажутся лежащими ниже, в ямке, как бы вогнутыми. Кажущаяся выпуклость или вогнутость минерального зерна, наличие темной каймы, называется *рельефом*.

Шагрень представляет собой тонкую бугристость, шероховатость на поверхности зерна, напоминающую поверхность ватманской бумаги. В том случае, когда показатель преломления минерала значительно отличается от показателя преломления канадского бальзама, эта шероховатость хорошо видна, так как при неравенстве показателей преломления на бугорках поверхности минерала происходит преломление и полное внутреннее отражение световых лучей. Шагреновая поверхность (или просто шагрень) тем резче выражена, чем больше различаются показатели преломления минерала и среды. В случае их равенства или близости, проходящие через шлиф лучи не будут испытывать преломления, ход их не изменится, в результате чего поверхность минерала будет казаться ровной, гладкой; и если при этом минерал бесцветный, то он почти не будет выделяться в канадском бальзаме.

Если в одном положении минерал имеет высокий показатель преломления, а в другом – перпендикулярном – низкий, приближающийся к показателю преломления канадского бальзама, то при вращении столика микроскопа (при последовательном совмещении этих положений с направлением колебания волн, выходящих из поляризатора) наблюдается отчетливая разница в эффектах рельефа и шагреновой поверхности. Такое явление называется *псевдоабсорбцией*. Она особенно характерна для карбонатов (в первую очередь, кальцита), ангидрита, мусковита.

Относительные значения показателей преломления минерала и канадского бальзама, а также двух соприкасающихся минеральных зерен можно определить с помощью явления полного внутреннего отражения, в результате которого возникает световая полоска – *полоска Бекке*. На стороне вещества с большим

показателем преломления оказывается больше света (за счет преломленных лучей и лучей, испытавших полное внутреннее отражение), поэтому при очень незначительном поднятии тубуса микроскопа там появляется еле уловимая световая полоска. Медленно поднимая тубус еще выше (но совсем мало) можно наблюдать, как световая полоска расширяется и становится менее резкой. При опускании тубуса, концентрация лучей (соответственно световая полоска) возникает уже на стороне среды с меньшим показателем преломления, что создает впечатление перемещения полоски. Таким образом, *при поднятии тубуса микроскопа световая полоска перемещается на среду с большим показателем преломления, при опускании – на среду с меньшим показателем.*

Полоска Бекке особенно отчетливо наблюдается на стыке бесцветного минерала и канадского бальзама, если их показатели преломления не слишком сильно различаются. В случае значительного различия происходит сильное рассеивание света, зерно окружается темной каймой, а последняя, в свою очередь, окружена узкой светлой полоской, которая также может служить для сравнения показателей преломления.

Наблюдение за полоской Бекке рекомендуется вести при объективе не менее 20х с несколько прикрытой диафрагмой. Контакт двух сравниваемых сред должен быть чистым, без включений и продуктов вторичных изменений. Для оценки рельефа и шагрени тоже рекомендуется немного прикрыть диафрагму, чтобы ослабить влияние боковых лучей.

В.Н. Лодочников по оптическим эффектам, связанным с величиной показателя преломления, разделил прозрачные минералы на семь групп (табл. 1.1). Такое подразделение очень удобно, так как помогает систематизировать наблюдения. Он же предложил использовать *дисперсионный эффект* для сравнения показателей преломления бесцветных минералов. Очень большое значение этот метод имеет, когда показатели преломления различаются незначительно (например, у кварца и микроклина). Тот минерал, который имеет более высокий показатель преломления, кажется в шлифе голубоватым или зеленоватым (еле заметно), а другой – золотисто-желтоватым или розоватым. Следует, однако, заметить, что этот цветовой эффект обычно заметен только вблизи контакта минеральных зерен. Для наблюдения дисперсионного эффекта тоже полезно несколько прикрывать диафрагму.

Порядок работы при определении относительного показателя преломления.

1. При относительно небольшом увеличении в крест нитей ставим границу зерна и канадского бальзама (или двух зерен).
2. Вставляем объектив с большим увеличением (40х или 60х) и несколько прикрываем диафрагму осветительной системы.
3. С помощью микрометрического винта слегка приподнимаем тубус микроскопа (с выключенным анализатором), затем медленно опускаем его и следим за перемещением световой полоски. Для исключения ошибок следует эти действия повторить несколько раз.
4. Возвращаем объект наблюдения в фокус и пытаемся разглядеть цветовой (дисперсионный эффект) на стыке зерен.
5. Учитывая результаты наблюдений над полоской Бекке, дисперсионным эффектом, характером рельефа и шагреновой поверхностью, определяем по таблице 1.1 группу, к которой относится минерал.

Группировка минералов по показателям светопреломления
(по В.Н. Лодочникову)

Группа	Показатели преломления	Оптические эффекты	Типичные минералы
I	1,41-1,47	Шагреновая поверхность отчетливая. Рельеф заметный, отрицательный. Полоска Бекке при поднятии тубуса перемещается от минерала	Опал, флюорит
II	1,47-1,53	Рельеф и шагреновая поверхность отсутствуют. Полоска Бекке при поднятии тубуса перемещается от минерала	Ортоклаз, микроклин, содалит
III	1,535-1,545	Рельеф и шагреновая поверхность отсутствуют. Полоска Бекке улавливается с трудом, при поднятии тубуса может перемещаться как от минерала, так и на минерал	Кислые плагиоклазы (до № 20), нефелин, халцедон
IV	1,55-1,60	Рельеф очень слабый, положительный. Шагреновая поверхность выражена совсем слабо или отсутствует. Полоска Бекке при поднятии тубуса перемещается на минерал	Кварц, плагиоклазы (выше № 20)
V	1,61-1,66	Рельеф ясный. Шагреновая поверхность отчетливая. Полоска Бекке при поднятии тубуса перемещается на минерал	Апатит, андалузит, волластонит, тремолит
VI	1,66-1,78	Рельеф высокий. Шагреновая поверхность резкая. Полоска Бекке маскируется темной каймой. Серая теневая полоска при поднятии тубуса перемещается на минерал	Оливин, пироксены, силлиманит, дистен, эпидот
VII	Выше 1,78	Рельеф очень высокий. Шагреновая поверхность резкая. Полоска Бекке маскируется темной каймой. Серая теневая полоска улавливается с трудом	Гранаты, циркон, сфен

Определение величины двупреломления. Оптическим выражением силы двупреломления является интерференционная окраска, возникающая при наложении двух волн одинаковой длины, колеблющихся в одной плоскости и исходящих из одного источника. Результат интерференции зависит от разности фаз и амплитуды колебаний взаимодействующих волн. Интерференционная окраска возникает только в сложном белом свете, с которым мы обычно работаем. В случае монохроматического света цветовые эффекты не возникают, меняется только его интенсивность. Две поляризованные волны монохроматического света, колебания которых происходят в одинаковых фазах, будут складываться, интенсивность света усилится. При взаимодействии волн, колеблющихся в разных фазах, амплитуды вычитаются, соответственно интенсивность света уменьшится. Если амплитуды колебаний двух волн равны по величине и противоположны по знаку, то волны гасят друг друга и поле зрения останется темным. Цветовые эффекты появляются вследствие усиления одних волн и ослабления или даже уничтожения других.

Определение силы двупреломления производится с помощью цветной номограммы Мишель-Леви (рис. 1.6), по оси ординат которой откладывается толщина шлифа в миллиметрах, по оси абсцисс – разность хода в миллимикронах. Радиальные прямые, расходящиеся из нулевой точки, дают величины двупреломлений, числовые значения которых нанесены вдоль верхнего и правого края номограммы. Всю номограмму пересекают вертикальные цветные полосы, отвечающие некоторому относительно небольшому интервалу разностей хода.

Цветные полосы объединены в четыре порядка, счет которых ведется слева направо. Границей между порядками является фиолетовый цвет – переходный между красным и синим. Первый порядок начинается с низких цветов интерференции – темно-серого и серого, далее идет белый, желтый, и заканчивается красным. Первый уровень фиолетового цвета соответствует разности хода 550 мк. Цвета интерференции второго и третьего порядка повторяются в одинаковой последовательности: начинаются с синего цвета, затем зеленый, желтый, красный. Фиолетовый цвет на границе второго и третьего порядков отвечает разности хода 1100 мк, на границе третьего и четвертого порядков – 1650 мк. Четвертый порядок отличается тусклыми цветами интерференции – голубоватыми, зеленоватыми, розоватыми. При дальнейшем увеличении разности хода, интерферирующие волны дадут белый цвет высшего порядка.

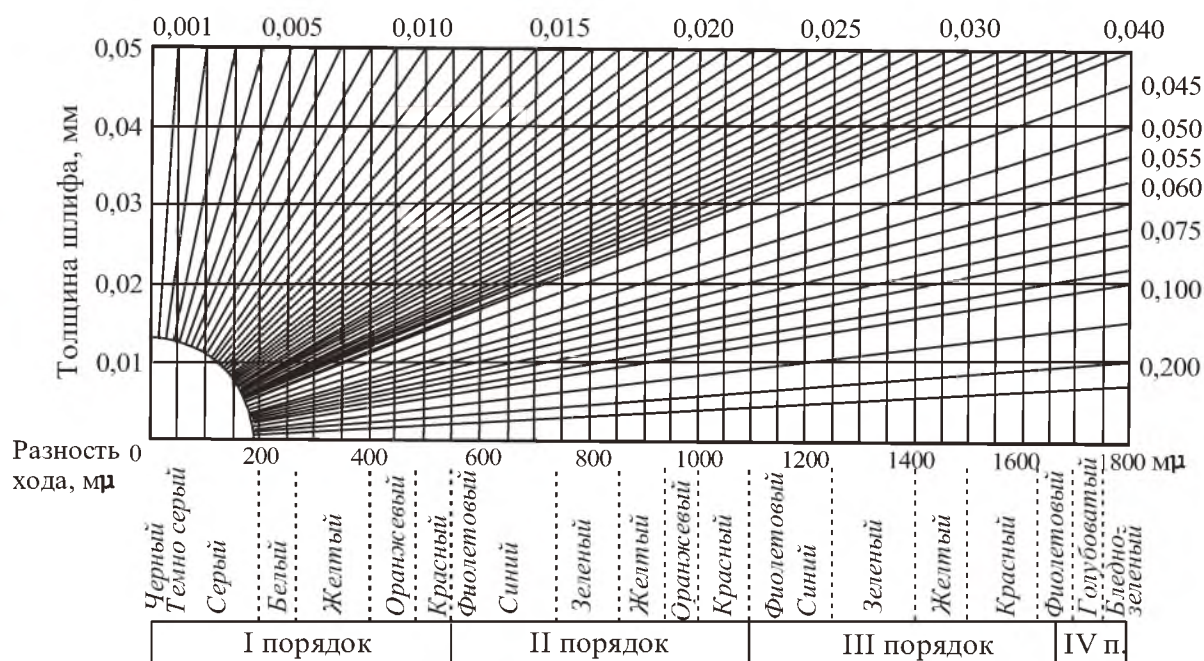


Рис. 1.6. Зависимость интерференционной окраски минерала от толщины шлифа и величины двупреломления (схема номограммы Мишель-Леви)

Таким образом, для оценки силы двупреломления минерала с помощью номограммы Мишель-Леви, необходимо знать толщину шлифа и порядок цветов интерференции. При обычных рядовых исследованиях используются шлифы толщиной около 0,03 мм. При такой толщине кварц и плагиоклаз в сечениях, близких к главному, имеют белые цвета интерференции (максимальное двупреломление, соответственно, 0,009 и 0,010).

Порядок цветов интерференции можно установить по клиновидным каемкам минералов или с помощью компенсаторов. Первый способ не требует никаких приспособлений. В шлифе выбирается зерно, края которого скошены в виде клина. В пределах скошенной части толщина зерна уменьшается, следовательно, уменьшается и разность хода. Появляются цветные каемки, представляющие собой последовательную смену цветов – от низких цветов первого порядка в тонкой части зерна к более высоким в его внутренней части. Чем круче скошено зерно, тем более узкими являются цветные каемки.

Компенсатор понижает или повышает разность хода интерферирующих волн и таким образом позволяет определить порядок цветов. Имеются компенсаторы с постоянной и переменной разностью хода. Первые представляют собой пластинку, вырезанную из монокристалла кварца параллельно его оптической оси. В этом сечении двупреломление кварца равно 0,009, что при толщине пластинки 0,06 мм дает разность хода 550 мμ, а цвет интерференции – фиолетовый, отвечающий границе первого и второго порядка. При малейшем изменении разности хода фиолетовый цвет переходит либо в красный (при понижении разности хода), либо – синий (при повышении). Вдоль длинной стороны оправы обычно располагается ось n_p индикатрисы, вдоль короткой – n_g . Компенсатор с переменной разностью хода представляет собой кварцевый клин. Изменение толщины клина приводит к изменению разности хода и, следовательно, к постепенной смене цветов интерференции, в полном соответствии с номограммой Мишель-Леви. При работе с клином осторожно вдвигаем его в прорезь острым концом вперед. Если цвета интерференции повышаются или картина неясная, поворачиваем столик на 90° и повторяем операцию: медленно вдвигаем клин. В этом случае будем наблюдать постепенную компенсацию (понижение окраски) до полного потемнения минерала. Потом медленно выдвигаем клин и считаем порядок цветов. Особенно легко следить за сменой порядков по числу проходящих красных полос¹.

Таким образом, компенсатор является эталоном с заранее известной разностью хода и положением осей индикатрисы. *Если над минералом поместить компенсатор так, чтобы одноименные оси оптической индикатрисы минерала и компенсатора оказались параллельными, то цвет интерференции повысится (разности хода сложатся). В случае несовпадения осей индикатрис, т.е. перекрещенного их положения, произойдет понижение цветов интерференции (из большей разности хода вычитается меньшая). Если разности хода при этом оказались равными, то суммарная разность будет равна нулю. Наступает полная компенсация и зерно становится темным.*

Следует иметь в виду, что для некоторых минералов характерны аномальные цвета интерференции. Они возникают в том случае, когда величина двупреломления минерала разная для световых волн различной длины. Так, если сила двупреломления для фиолетового цвета больше, чем для красного, то возникают густо-синие цвета интерференции, что характерно для цоизита. Если сила двупреломления для красного цвета больше, чем для фиолетового, то появляются ржаво-бурые цвета интерференции, как, например, у некоторых хлоритов. Если кристалл положителен для одних и отрицателен для других волн, а для некоторых изотропен, то при малых разностях хода возникают чернильно-синие и фиолетовые тона, свойственные некоторым хлоритам и везувиану.

Порядок работы при определении двупреломления с помощью компенсатора.

1. По цветам интерференции кварца или плагиоклаза оцениваем толщину шлифа.
2. Отыскиваем в шлифе зерно исследуемого минерала с наивысшей интерференционной окраской. Для этого каждое поле зрения просматривают, поворачивая столик микроскопа на некоторый угол, так как нужное зерно может случайно оказаться в положении погасания.

¹ Обычно для определения порядка цветов интерференции минералов с низким двупреломлением (не выше начала второго порядка) пользуются кварцевой пластинкой, для минералов с высоким двупреломлением – кварцевым клином.

3. Найденное зерно устанавливаем в крест нитей и затем поворотом столика микроскопа ставим его на погасание. В таком положении оси индикатрисы минерала параллельны направлениям колебаний в николях (т.е. нитям окулярного креста). Зарисовываем зерно и наносим оси индикатрисы.

4. От положения погасания поворотом столика против часовой стрелки на 45° ставим минерал на максимальное просветление. При этом одна из осей индикатрисы окажется параллельной прорези тубуса микроскопа.

5. Вводим в прорезь тубуса кварцевый клин и наблюдаем смену цветов интерференции. Если окраска повышается, поворачиваем зерно на 90° и снова вставляем клин. Окраска при этом должна понижаться до полной компенсации (зерно черное или темно-серое).

6. Если условия компенсации выполнены, медленно вытаскиваем клин и считаем количество красно-фиолетовых полос. Порядок интерференционной окраски будет на единицу больше числа этих полос.

7. По номограмме Мишель-Леви находим место пересечения полосы интерференционной окраски соответствующего порядка и линии, соответствующей толщине шлифа (0,03 мм). На верхнем конце радиуса, проходящего через эту область, считываем абсолютную величину силы двупреломления.

Определение ориентировки оптической индикатрисы. Под ориентировкой оптической индикатрисы, как мы уже знаем, понимается расположение ее осей относительно кристаллографических направлений (ограничений минерала, трещин спайности, двойниковых швов). Чтобы это установить, ставим минерал на погасание и поворотом столика на 45° против часовой стрелки совмещаем соответствующее кристаллографическое направление с прорезью тубуса. Положение погасания, как мы тоже уже знаем, означает, что оси эллипса сечения индикатрисы совпали с направлениями колебаний света в поляризаторе и анализаторе, которые в свою очередь совпадают с положением нитей окуляра. После этого с помощью компенсатора определяем наименование оси, параллельной прорези. Если имело место повышение цветов интерференции, то данная ось n_p' , если понижение – n_g' . В случае, когда большая ось индикатрисы n_g' совпадает с удлинением минерального зерна или трещинами спайности (или располагается под острым углом к ним), удлинение принято называть положительным, и наоборот, если совпадает ось n_p' – то отрицательным. В тех случаях, когда оси индикатрисы образуют с длинной осью минерала углы, близкие к 45° , знак удлинения не определяется. Таким образом, порядок определения знака удлинения сводится к нахождению удлиненного разреза минерала и определению наименования оси индикатрисы, расположенной вдоль удлинения или под острым углом к нему. В справочниках удлинение обозначают $l=(+)$ или $l=(-)$.

Уточнить положение оптической индикатрисы и определить ее характер, а также определить сингонию минерала позволяет изучение особенностей погасания, которое может быть прямым или косым (в разной степени). В минералах *средних сингоний* (тетрагональной, тригональной, гексагональной) с единичным направлением L_4, L_3, L_6 совпадает ось n_e индикатрисы. Поэтому все отчетливо удлиненные разрезы будут иметь прямое погасание (апатит, циркон, турмалин и др.). В минералах *ромбической сингонии* оси оптической индикатрисы совпадают с кристаллографическими осями, поэтому зерна с четко выраженным призматическим габитусом или ясной спайностью тоже будут иметь прямое погасание. Минералы *моноклинной и триклинной сингоний*, среди которых много породообразующих, характеризуются косым погасанием. Причем ве-

личина угла погасания¹ имеет диагностическое значение. В минералах моноклинной сингонии одна из осей индикатрисы (n_g , n_m или n_p) совпадает со второй кристаллографической осью, а две другие лежат в плоскости (010), образуя характерные углы с осями a и c . Ориентировка индикатрисы определяется углом погасания между третьей кристаллографической осью c и одной из осей индикатрисы, лежащей в плоскости (010). Для моноклинных пироксенов и амфиболов замерять угол погасания следует в разрезе, который проходит параллельно плоскости главного сечения индикатрисы n_g - n_p и, следовательно, отличается наиболее высокими из возможных для данных минералов цветами интерференции. Направление c представлено в этом сечении системой параллельных трещин спайности. Во всех других разрезах углы погасания будут меньше, причем в разрезе, параллельном оси b или, что то же самое, перпендикулярном к сечению n_g - n_p , погасание всегда прямое. В минералах триклинной сингонии, в общем случае, ни одна ось оптической индикатрисы не совпадает с кристаллографическими осями. Углы погасания во всех разрезах косые.

Порядок работы при определении угла погасания.

1. Находим удлиненный разрез минерала с наиболее высокими цветами интерференции и системой четких параллельных трещин спайности (если они есть). Выбранное зерно помещаем на центр креста нитей.
2. Поворотом столика микроскопа ставим трещины спайности параллельно вертикальной нити окуляра. Берем отсчет на лимбе столика микроскопа.
3. Поворачиваем столик микроскопа в любую сторону на угол меньше 45° до погасания минерала, т.е. до совмещения оси индикатрисы с вертикальной нитью окуляра. Берем второй отсчет. Разность отсчетов дает угол погасания.
4. Определяем наименование оси индикатрисы, с которой замерен угол погасания. Для этого от момента погасания поворотом столика микроскопа против часовой стрелки на 45° совмещаем исследуемую ось с прорезью тубуса микроскопа. Вставляем в прорезь компенсатор и определяем наименование оси индикатрисы. Запись результата измерений будет иметь следующий вид: $cn_g = 36^\circ$.

Исследование минералов в сходящемся свете (коноскопический метод) позволяет определять осность минерала (одно- или двуосный), его оптический знак и приблизительную величину угла оптических осей (для двуосных минералов). Метод основан на том, что в сходящемся пучке лучей вдоль оптической оси микроскопа идет только один – центральный луч, тогда как остальные лучи наклонены к оси микроскопа под различными углами, образуя конусообразные потоки света. Таким образом, мы получаем возможность изучать оптические свойства минерала не только в плоскости шлифа, но одновременно и под некоторым углом во множестве сечений. Каждый луч расходящегося пучка перпендикулярен к различным сечениям минерала (различным сечениям его оптической индикатрисы) и испытывает несколько различное двупреломление. При этом возникает интерференционная фигура, которая лучше всего видна в разрезах, перпендикулярных к оптической оси, легко распознаваемых в скрещенных николях, благодаря отсутствию двупреломления.

¹ Углом погасания минерала называется угол между одной из осей оптической индикатрисы (n_g , n_m , n_p) и какой-либо кристаллографической осью (a , b , c). В условиях работы на плоском столике микроскопа приходится иметь дело не с углом погасания минерала, а с углами погасаний отдельных его сечений. В этом случае измеряется угол погасания между одним из направлений световых колебаний и следом какой-либо кристаллографической плоскости (грани, трещины спайности), в которых обычно лежат кристаллографические оси.

Коноскопия минерала проводится в скрещенных николях с дополнительно введенной линзой Лазо, создающей сходящийся пучок лучей. Пройдя через кристалл, лучи при этом становятся расходящимися. Чтобы их собрать, нужен сильный объектив (40x или, лучше, 60x). Полученную фигуру можно рассмотреть без окуляра или с окуляром, но тогда нужна еще одна линза (линза Бертрана). Без окуляра мы видим маленькую четкую интерференционную фигуру; с окуляром и линзой Бертрана размеры изображения больше, но оно менее четкое.

У одноосных минералов в разрезах, перпендикулярных к оптической оси, интерференционная фигура имеет вид черного креста на светло-сером или белом фоне (если минерал с низким двупреломлением) или на фоне цветных колец (если двупреломление высокое). Центральный луч сходящегося света, идущий вдоль оптической оси минерала, встретит на своем пути круговое сечение индикатрисы и пройдет не преломляясь. Отсюда в центре поля зрения фиксируется темное пятно. Лучи, идущие наклонно к оптической оси, встретят эллиптические сечения индикатрисы. Причем, чем больше угол наклона лучей относительно оптической оси минерала (чем дальше от центра поля зрения), тем более вытянутым является эллипс, тем больше разница в величине осей эллиптического сечения (рис. 1.7) и больше сила двупреломления. Соединив лучи, идущие под одним углом, общей поверхностью, получим коническую поверхность с одинаковой разностью хода и одинаковой силой двупреломления. Сечение таких конусов плоскостью шлифа (плоскостью поля зрения) дает ряд концентрических цветных колец.

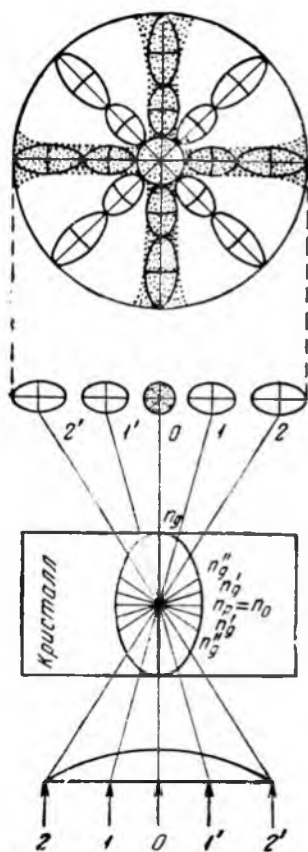


Рис. 1.7. Схема получения интерференционной фигуры одноосного оптически положительного минерала на разрезе, перпендикулярном к оптической оси

Колебания волны необыкновенного луча n_e совершаются в плоскости главных сечений индикатрисы, проходящих через направление луча и оптическую ось, т.е. по радиусам поля зрения, а колебания обыкновенного луча n_o – в перпендикулярном направлении, в плоскости кругового сечения. При совмещении этих колебаний с направлениями колебаний в поляризаторе и анализаторе (или, что то же самое, с крестом нитей) данное сечение будет на погасание. Поэтому мы видим темный крест, совмещенный с крестом нитей. Если разрез строго перпендикулярен к оптической оси, тогда при вращении столика микроскопа крест не меняет своего положения. В косых разрезах центр темного креста смещен на то ли иное расстояние от креста нитей. Ветви креста, тем не менее, остаются параллельными направлению колебаний в николях (нитям окуляра). В сильно косых разрезах центр темного креста будет находиться за пределами поля зрения. В этом случае, при вращении столика микроскопа, через поле зрения по очереди будут проходить то горизонтальная, то вертикальная балки (рис. 1.8).

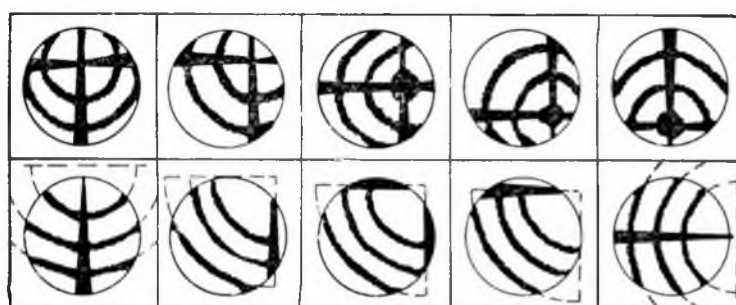


Рис. 1.8. Интерференционные фигуры одноосных кристаллов в косых по отношению к оптической оси разрезах

Так как в одноосном оптически положительном минерале n_e соответствует n_g , а в отрицательном – n_p , то задача определения оптического знака сводится к определению наименования оси n_e , вдоль которой совершает колебания необыкновенная волна. Для этой цели опять применяется компенсатор. Если минерал оптически положительный (по радиусам интерференционной фигуры расположена ось n_g), то, вставив в прорезь микроскопа компенсатор (рис. 1.9), в квадрантах расположенных вдоль его длинной оси, мы получим понижение цветов интерференции до бледно-желтого цвета первого порядка (ось компенсатора n_p совпадает с осью n_g индикатрисы). В двух других квадрантах, где ось компенсатора n_g параллельна n_g минерала, будет наблюдаться повышение цветов интерференции до синего второго порядка.

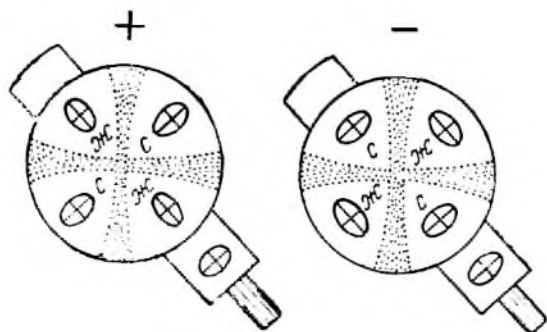


Рис. 1.9. Определение оптического знака одноосного минерала в разрезе, перпендикулярном к оптической оси при помощи кварцевой пластинки

Если минерал оптически отрицательный (в направлении радиуса интерференционной фигуры расположена ось n_p), то в квадрантах вдоль длинной оси компенсатора получим повышение цветов интерференции до синего второго порядка, а в двух других квадрантах цвета интерференции будут бледно-желтые первого порядка.

В тех случаях, когда интерференционный крест окружен цветными кольцами (минерал с высоким двупреломлением) удобнее пользоваться кварцевым клином в качестве компенсатора. Тогда при вдвигании клина у оптически положительных минералов в первом и третьем квадрантах (где суммируются разности хода кристалла и клина) наблюдается перемещение колец от периферии к центру, во втором и четвертом – от центра к периферии. У оптически отрицательных минералов картина обратная.

Интерференционная фигура двусосного минерала в разрезе, перпендикулярном к оптической оси, имеет вид темной полосы – изогирь, представляющей собой геометрическое место точек, где направления световых колебаний, пропускаемых минералом, совпадают с плоскостями колебаний в николях. При вращении столика микроскопа изогиря меняет форму и положение, то изгибаясь, то выпрямляясь. В момент совмещения плоскости оптических осей минерала с плоскостью колебаний поляризатора или анализатора (с нитями окулярного креста) изогиря принимает вид прямолинейной темной полосы. При повороте столика микроскопа на 45° от этого положения изогиря изгибается и приобретает вид гиперболы, расположенной диагонально относительно нитей окулярного креста. В этом положении в вершине гиперболы находится выход оптической оси минерала. При этом выпуклая часть кривой будет направлена в сторону острой биссектрисы, а вогнутая – в сторону тупой. В данном случае след плоскости оптических осей будет располагаться вдоль прорези тубуса (рис. 1.10).

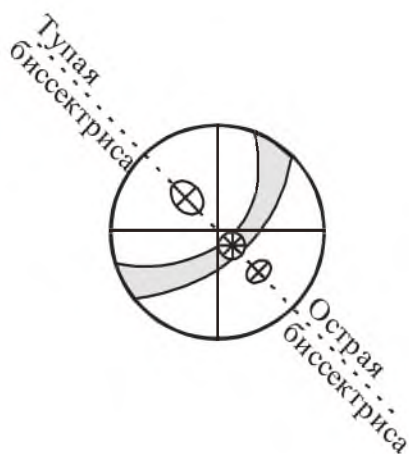


Рис. 1.10. Интерференционная фигура двусосного минерала в разрезе, перпендикулярном к оптической оси

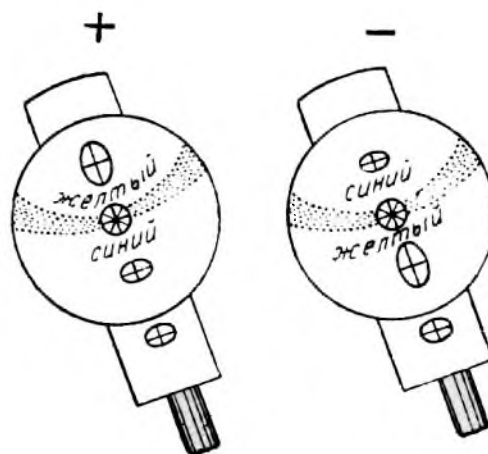


Рис. 1.11. Определение оптического знака двусосного минерала в разрезе, перпендикулярном к оптической оси

По степени изогнутости изогирь можно приблизительно оценить величину угла оптических осей $2V$. Чем изогиря сильнее изогнута, тем угол оптических осей меньше. При увеличении угла оптических осей изогиря выпрямляется, а при угле 90° , она становится совершенно прямой.

В тех случаях, когда угол $2V$ небольшой (не больше $45-50^\circ$), в поле зрения можно одновременно наблюдать выходы обеих оптических осей (в разрезах, перпендикулярных к острой биссектрисе или слабо косых по отношению к ней). Интерференционная фигура при этом представляет собой две гиперболы (две изогиры), которые при вращении столика микроскопа сливаются в темный крест (одна балка которого значительно тоньше другой) и потом опять расходятся. Если угол $2V$ больше 50° , то изогиры при вращении столика уходят за пределы поля зрения. У минералов с высоким двупреломлением вокруг выходов оптических осей возникают цветные кривые – лемнискаты, по форме напоминающие восьмерку. Они соответствуют кольцам, наблюдаемым вокруг центра креста у одноосных минералов. В параллельном свете при скрещенных николях разрезы, перпендикулярные к острой биссектрисе имеют среднюю для данного минерала интерференционную окраску, соответствующую двупреломлению $n_m - n_p$ у оптически положительных минералов и $n_g - n_m$ у отрицательных.

В косых разрезах двуосного минерала при вращении столика микроскопа через поле зрения поочередно проходят темные изогнутые или прямые балки. При этом одновременно видна только одна балка. В отличие от одноосных минералов, изогира в момент прохождения середины поля зрения *не параллельна* нитям окуляра.

Оптический знак двуосного минерала в разрезе, перпендикулярном оптической оси, определяется при диагональном положении изогиры, когда след плоскости оптических осей совпадает с длинной стороной компенсатора. Если при введенном компенсаторе на выпуклой стороне изогиры появится синий, а на вогнутой – желтый цвет, то минерал оптически положительный, а если распределение цветов обратное – то отрицательный (рис. 1.11).

Аналогичным образом определяется оптический знак в разрезах, перпендикулярных острой биссектрисе. При вдвижении кварцевой пластинки у оптически положительных минералов в квадрантах 1 и 3 появляется синяя окраска, а в 2 и 4 – желтая (рис. 1.12), а у отрицательных минералов, наоборот, в квадрантах 1 и 3 появляется желтая окраска, а в 2 и 4 – синяя.

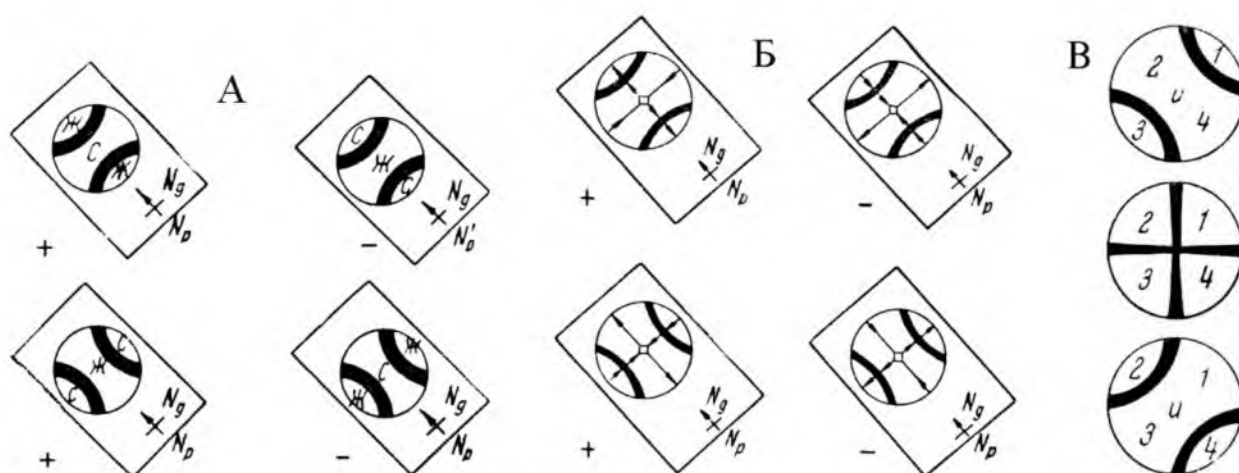


Рис. 1.12. Определение оптического знака двуосного минерала в разрезе перпендикулярном к острой биссектрисе: А – при помощи пластинки, Б – при помощи клина, В – номера квадрантов

Порядок работы для наблюдения коноскопической фигуры.

1. В скрещенных николях при небольшом увеличении находим разрез зерна изучаемого минерала, не реагирующий или почти не реагирующий на поляризованный свет при вращении столика микроскопа. Найденное зерно ставим на центр креста нитей.
2. Вставляем сильный объектив (лучше 60x), осторожно наводим на фокус и тщательно центрируем (при выключенном анализаторе).
3. Создаем хорошее поле зрения: открываем диафрагму, отрегулируем освещенность, чтобы убрать все блики и помехи.
4. Вводим линзу Лазо и скрещиваем николи.
5. Наблюдаем интерференционную фигуру либо без окуляра, либо с окуляром и линзой Бертрана.
6. С помощью компенсатора определяем оптический знак минерала.
7. У двусных минералов по изгибу изогирь приблизительно оцениваем угол оптических осей ($2V$).

1.4. Последовательность изучения минералов в шлифе

В процессе определения минералов рекомендуется соблюдать некоторый порядок. Прежде всего, по совокупности легко улавливаемых признаков (цвету, форме, рельефу, характеру двупреломления и др.) необходимо оценить количество минералов, которые составляют изучаемую породу. Затем приступают к изучению каждого из них в отдельности, начиная с признаков, установить которые наиболее просто. Это позволяет постепенно исключать из рассмотрения те или иные группы минералов и суживать зону поиска. Например:

- Минерал изотропный или анизотропный.

Определяется по наличию или отсутствию двупреломления.

В параллельных николях

- Окраска минерала.

Ясно окрашенный или бесцветный. Если окрашенный, то в каких тонах (зеленых, красно-бурых или сине-фиолетовых), плеохроирует или нет.

- Показатель преломления.

Оцениваем приблизительно по характеру рельефа и шагреня: 1 – отсутствуют или слабые; 2 – хорошо заметные, ясные; 3 – резкие; 4 – очень резкие с широкой темной каймой. Сравниваем с группами В.Н. Лодочникова (см. табл. 1.1).

- Форма зерен.

Изометричная, призматическая, таблитчатая, игольчатая и др. Определяется после анализа сечений минерала в шлифе.

- Ограничения зерен.

Прямые, зубчатые, ступенчатые, неправильные.

- Характер спайности.

Степень совершенства, т.е. много ли трещинок спайности, по скольким направлениям спайность наблюдается, углы между трещинками. Как и форма зерен, характер спайности определяется после анализа сечений минерала в шлифе.

- Двойники и их характер.

Присутствие или отсутствие, простые или полисинтетические, одна система двойников или несколько.

В скрещенных николях

- Сила двупреломления.
Оцениваем по интерференционной окраске: 1 – низкое двупреломление (серые и белые цвета); 2 – высокое (яркие цвета); 3 – очень высокое (пестрые и перламутровые цвета, а также белые цвета высших порядков).
- Характер погасания.
Прямое или косое, угол погасания.
- Расположение осей индикатрисы относительно удлинения (знак удлинения).
- С какой осью индикатрисы связано погасание.
- Схема плеохроизма у окрашенных минералов.
- Уточнение показателя преломления.
Сравниваем с канадским бальзамом и другими минералами, показатель преломления которых известен.
- Уточнение силы двупреломления.
По скошенным краям зерен и/или с помощью компенсатора устанавливаем порядок интерференционных цветов.
- Осность и оптический знак минерала.
С помощью коноскопии.
- Сингония минерала.
По оптическому характеру (изотропный, одноосный, двуосный), по ориентировке оптической индикатрисы, по характеру погасания и др.

2. КЛАСТОЛИТЫ

Кластолиды представляют собой сцементированные горные породы, состоящие из обломков более древних (относительно данного осадочного цикла) пород и минералов, размеры которых превышают 0,005 мм. По гранулометрическому составу они делятся на три группы: алевролиты – 0,005-0,05 мм, песчаники (псаммиты) – 0,05-2 мм, псефиты (гравелиты, конгломераты и брекчии) – более 2 мм. В петрографических шлифах непосредственно могут быть изучены и описаны только алевролиты и песчаники, в меньшей степени гравелиты. Причем этот метод (изучение в петрографических шлифах) является для них основным. Что касается конгломератов и брекчий, то здесь размеры компонентов таковы, что породу в целом в шлифе рассмотреть нельзя.

Песчаники (как и гравелиты и алевролиты) в общем случае состоят из нескольких составных частей: *обломочные зерна + матрикс + цемент + поры + аутигенные минералы*.

Обломочные зерна представляют собой обломки минералов и пород, составляющие каркас песчаника. Они образовались в результате разрушения и размыва более древних породных комплексов самого различного состава.

Под термином *матрикс* понимают относительно тонкое глинисто-обломочное вещество, заполняющее промежутки и пустоты в данном каркасе или образующее базальную массу, в которой рассеяны обломочные зерна. Матрикс не является обязательным компонентом, он характерен только для пород с плохо сортированным обломочным материалом. Если во время формирования осадок длительное время находился в зоне волнения, течений или зерна переносились ветром, то тонкая составляющая вымывалась, уносилась.

Цемент представляет собой вещество, которое скрепляет, склеивает обломочные зерна, делает каркас прочным. Если цемента нет, порода рассыпается, становится рыхлой.

Поры – пустые пространства между зернами (или внутри зерен), не занятые матриксом или цементом.

Аутигенные минералы – это минералы, образовавшиеся на месте их нахождения, в любой стадии образования и преобразования осадочной породы, в том числе на стадии седиментогенеза. Чаще всего именно аутигенные минералы цементируют обломочные зерна.

При описании обломочных пород в шлифах следует придерживаться определенного порядка.

1. Название породы (окончательное название дается после описания, но ставится впереди).

2. Структура: размеры зерен (максимальные, минимальные и преобладающие), сгруженность и сортировка, форма зерен, степень окатанности, контакты (взаимоотношения) между обломочными зернами.

3. Текстура (ориентировка обломочных зерен, характер заполнения пространства).

4. Цемент: тип (базальный, поровый, пленочный или контактовый), количество (в процентах), минеральный состав, структура (степень кристалличности).

5. Матрикс: распределение, количество, состав и структура.

6. Пористость: объем (в процентах) с разделением на общую и эффективную, первичную и вторичную, форма пор.

7. Аллотигенные компоненты: породообразующие (главные и второстепенные), аксессуарные; процентное содержание кварца, полевых шпатов и обломков пород в целом, соотношение различных обломков пород (в процентах), соотношение различных полевых шпатов (в процентах). Полученные данные наносятся на треугольные диаграммы и определяется название породы.

8. Органические остатки: количество, систематический состав, степень окатанности.

9. Аутигенные минералы: главные (цементирующие), второстепенные, форма, место кристаллизации (пустое пространство или какие-то определенные компоненты породы), порядок кристаллизации.

2.1. Название породы

Определяется после подсчетов содержания аллотигенных компонентов и нанесения результатов подсчета на треугольные диаграммы. Дается с учетом структуры породы. Например, *петрокластическая полевошпатовая граувакка, среднезернистая, хорошо сортированная*; или *K-Na-аркозовый песчаник грубо-крупнозернистый, плохо сортированный*; или *мезомиктовый песчаник мелкозернистый, хорошо сортированный*.

2.2. Структура

Основным элементом в понятии «структура», как известно, является *размер зерен* (гранулометрический состав), который определяется путем непосредственного измерения с помощью окулярной линейки или сетки¹, и подсчета процентного содержания разных размерных классов.

Алевриты	Песчаники	Гравелиты
0,01-0,005 мм – мелкозернистые	0,05-0,1 мм – тонкозернистые	2-5 мм – мелкогалечные
0,025-0,01 мм – среднезернистые	0,1-0,25 мм – мелкозернистые	5-10 мм – крупногалечные
0,05-0,025 мм – крупнозернистые	0,25-0,5 мм – среднезернистые	
	0,5-1 мм – крупнозернистые	
	1-2 мм – грубозернистые	

Если нет специальных приспособлений для подсчетов, то можно поступить следующим образом. На поверхности покровного стекла наносятся тонкие параллельные линии на расстоянии больше среднего размера зерен и вдоль каждой из этих линий измеряются все без исключения зерна. Результаты замеров заносятся в таблицу, графы которой представляют приведенные выше размерные классы (0,05-0,1 мм, 0,1-0,25 мм, 0,25-0,5 мм ...). Сосчитать нужно не менее 200-300 зерен, в зависимости от степени сортировки. Чем хуже сортировка (т.е. больше разброс), тем большее количество зерен необходимо измерить. Название породы определяется по преобладающей фракции, например *грубозернистый песчаник*, или по двум соседним, если преобладают две фракции, например

¹ Цена деления определяется с помощью объект-микрометра, положенного вместо шлифа на столик микроскопа. Для каждого объектива она, разумеется, будет своя.

мелко-тонкозернистый песчаник. В тех случаях, когда поставлена задача определить гранулометрический состав породы точно, нужно измерить не менее 500 зерен, причем с учетом эффекта срезания¹.

Для характеристики *степени сортировки* породы рекомендуется использовать пять градаций: очень хорошая (содержание ведущей фракции больше 80 %), хорошая (больше 70 %), средняя (50-70 %), плохая (40-50 %), очень плохая (главной фракции практически нет). Но не следует эти проценты абсолютизировать. К тому же содержание ведущей фракции, хотя и главнейший, но не единственный элемент для характеристики сортировки. Необходимо учесть и привести в описании еще и минимальные и максимальные размеры зерен, которые могут повлиять на оценку. Тем более, что нередко приходится оценивать степень сортировки визуально, без точных подсчетов.

Сгруженность по существу представляет собой плотность каркаса. Если аллотигенные зерна тесно прижаты друг к другу, то сгруженность хорошая (или плотная), если зерна располагаются свободно, в породе много цемента, матрикса, тогда сгруженность считается плохой.

Форма зерен при описании структуры оценивается в целом, визуально, без точных подсчетов, с помощью таких понятий как *много, мало, преобладают, единичные и т.д.* При этом имеются в виду изометричные, удлиненные и пластинчатые обломки. Полезно также попытаться проанализировать, не связаны ли обломки различной формы с размером и составом.

Степень окатанности в первом приближении достаточно оценивать по четырехбальной шкале: зерна окатанные, полуокатанные, угловатые и оскольчатые (рис. 2.1). Это также делается визуально. У окатанных зерен все углы и выступы сглажены, они приобретают округлую, эллипсоидальную или близкую к ним форму. Полуокатанные характеризуются несколько округленными углами (пусть даже не всеми), у них в целом сохраняется первичная форма с многими выступами, углублениями. У угловатых и оскольчатых зерен следы обработки отсутствуют. Так же, как и в случае с формой зерен, необходимо попытаться связать степень окатанности с размером и составом обломков, что очень важно при расшифровке условий образования. Но при этом надо иметь в виду, что чем мельче зерна, тем они труднее окатываются. Зерна алевритовых размерностей практически совсем не окатываются, так как переносятся главным образом во взвешенном состоянии.

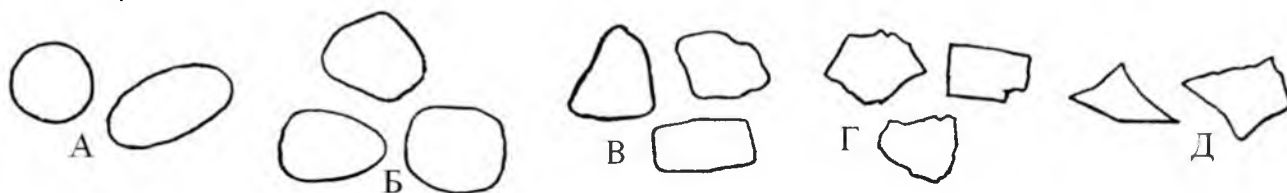


Рис. 2.1. Характер окатанности обломочных зерен: А, Б – окатанные; В – полуокатанные; Г – угловатые; Д – оскольчатые или остроугольные

¹ В шлифе мы не видим истинные размеры зерен. По центру срезаны только некоторые из них, следовательно, содержание мелких фракций, по сравнению с ситовым анализом этой же, но дезинтегрированной породы, завышается, а крупных – занижается. Для того чтобы этот эффект (эффект срезания) учесть, нужно вводить поправочные коэффициенты, способ вычисления которых можно найти в специальной литературе (например, В.Н. Шванов, 1969).

Контакты (взаимоотношения) между обломочными зернами также многое могут рассказать об истории формирования изучаемой породы, особенно о воздействии на ее структуру катагенетических процессов (давления, температуры, растворения, переотложения вещества и др.). Наряду со случаем, когда зерна между собой не контактируют, рекомендуется различать следующие типы контактов (рис. 2.2).

Точечные – обломочные зерна соприкасаются в отдельных точках. Такие контакты характерны для слабо измененных пород.

Конформные – форма обломочных зерен изменена таким образом, что они (зерна) оказались взаимно приспособленными, прижатыми друг к другу большими площадями поверхностей (длинными отрезками).

Инкорпорационные – выступающие части обломков, сохранивших свою первоначальную форму, частично внедрены (воткнуты) в соседние зерна.

Микростилолитовые – границы между зернами зубчатые, вследствие взаимного проникновения вещества.

Регенерационные – обломочные зерна разрослись за счет аутигенных каемок того же минерала. Первоначальная форма обломка при этом хорошо выявляется по дорожке пыли, которая скапливалась на его поверхности до начала регенерации.

Корродированные – пограничные зоны обломочных зерен изъедены и замещены цементирующим минералом другого состава.



Рис. 2.2. Схематическое изображение контактов различных типов. Контакты: 1 – отсутствуют; 2 – точечные; 3 – конформные; 4 – инкорпорационные; 5 – микростилолитовые; 6 – регенерационные; 7 – корродированные

2.3. Текстура

Как известно, текстура характеризует ориентировку компонентов горной породы в пространстве и особенности заполнения этого пространства. Но многие элементы ее имеют достаточно крупные размеры (например, разные типы слоистости), поэтому на уровне шлифа их изучать невозможно. В то же время тонкие черты строения породы (микротекстура) в петрографическом шлифе хорошо видны. Рекомендуется различать четыре основных типа микротекстур:

- *однородная, массивная* – ориентировка удлиненных обломочных зерен и прочих компонентов беспорядочная, отсутствуют прослойки других пород;
- *линейная* – обусловленная субпараллельной ориентировкой удлиненных зерен или органических остатков, линзочек матрикса;
- *слоистая* – присутствуют тонкие слои другого вещественного или гранулометрического состава (например, аргиллита или алевролита в песчанике), наблюдается градационная сортировка обломочных зерен (направленное уменьшение или увеличение размеров зерен);

- *пятнистая* – обусловленная неравномерным, неправильным распределением обломочных компонентов и матрикса, а также пятнистым распределением цементирующих минералов.

2.4. Цемент

Чаще всего является аутигенным, вторичным. Он образуется в постседиментационную стадию формирования породы и отражает физико-химические условия как в бассейне, так во время диагенеза и катагенеза. Его объем может варьировать в широких пределах – от единиц до нескольких десятков процентов. Упомянутый в литературе «первичный цемент», представленный глинистым или карбонатным веществом, по существу является матриксом.

Цемент может быть мономинеральным или полиминеральным. Среди мономинеральных цементов наибольшим распространением пользуются кальцитовые, кремнистые (опаловые, халцедоновые или кварцевые), гидрогетитовые, встречаются также доломитовые, глауконитовые, фосфатные, гипсовые, хлоритовые, цеолитовые. Полиминеральными обычно являются цементы с участием глинистого вещества – глинисто-кальцитовый, глинисто-гидрогетитовый, а также глауконито-фосфатный, кремнисто-кальцитовый, кальцито-доломитовый и др.

Минеральный состав цемента не всегда легко установить, так как во многих случаях он сложен тонкокристаллическим агрегатом. Проще всего, благодаря высокому двупреломлению (перламутровые цвета) и характерной форме (у кальцита неправильные лапчатые выделения, у доломита правильные ромбические кристаллы), диагностировать карбонатные минералы. Внимательный наблюдатель без труда опознает и опаловый цемент, если тот представлен изотропным веществом агрегатного (глобулярного) строения с заметным отрицательным рельефом, так как показатель преломления у него ниже канадского бальзама. Однако в цементах песчаников встречаются также слабо двупреломляющие опалы (так называемый опал-СТ), которые очень трудно отличить от цеолитов, так как мелкие размеры пластинок в агрегатах не позволяют производить точные измерения. Халцедон (зерна микроволокнистого строения) и кварц часто слагают тонкоагрегатные цементы кварцевых песчаников. Эти минералы характеризуются светло-серыми и белыми цветами интерференции при отсутствии рельефа и шагрени. У кварцевых песчаников встречается также гидрогетитовый (лимонитовый) цемент. Это желто-красно-бурый, иногда колломорфный, изотропный минерал, в отраженном свете серый с буроватым оттенком. Глауконитовый цемент характеризуется густо-зеленым или желтовато-зеленым цветом и агрегатным строением. Фосфатные минералы обычно слагают бурую, почти изотропную массу, состав которой уверенно можно определить только специальными методами, но они могут быть и в виде тонкокристаллического агрегата – колломорфного, волокнистого и радиально-лучистого с низким двупреломлением отдельных кристаллов (не выше серого цвета) и заметным положительным рельефом, в отличие от кварца или, например, цеолитов. Гипс по силе двупреломления близок к кварцу, рельеф его тоже похож на кварцевый, но для него характерна спайность, косое погасание относительно спайности и двуосность. К тому же в процессе изготовления шлифа мягкий гипс нередко покрывается параллельными царапинами, которые тоже помогают его диагностировать, причем иногда эти царапины мас-

кируют спайные трещинки. В процессе катагенеза гипс дегидратируется и замещается ангидритом. Хлорит в цементе желтовато-зеленый, со слабым плеохроизмом и заметным, хотя и не сильным рельефом. Цеолиты характеризуются серыми и белыми цветами интерференции, спайностью, косым погасанием и отрицательным рельефом (заметно более сильным, чем у гипса). Глинистое вещество имеет пелитовую структуру, часто с рассеянными чешуйками гидрослюд.

По соотношению обломков и цементирующего материала обычно различают базальный, поровый, пленочный и контактовый типы цементов (рис. 2.3), а также коррозионный цемент, который должен рассматриваться отдельно.



Рис. 2.3. Типы цемента в обломочных породах: 1 – базальный; 2 – поровый; 3а и 3б – пленочный; 4 – контактовый

Базальным цемент называется тогда, когда обломочные зерна заключены в цементирующий материал (составляющий от 30 до 50 % объема породы) и не соприкасаются друг с другом. Следует иметь в виду, что при этом речь не идет о матриксе (т.е. о первичном пелитовом веществе с мелкими обломочными зернами), а о кристаллическом цементирующем веществе.

Поровым цемент будет тогда, когда он заполняет пространство между соприкасающимися зернами каркаса. Количество цементирующего вещества при этом может колебаться в значительных пределах в зависимости от объема пространства, не занятого обломочными зернами.

Пленочным цемент называется в том случае, когда он покрывает тонким слоем все обломочные зерна, но при этом часть порового пространства остается незаполненной (3а). Этот тип цемента занимает относительно небольшой объем по сравнению с массой обломков (обычно менее 10 % объема породы). В песчаниках с конформными границами зерен встречается другая разновидность этого вида цемента (3б): пленки не обволакивают каждое зерно в отдельности, а формируются вдоль границ между зернами.

В случае *контактного* цемента скрепляющее вещество развито лишь в местах соприкосновения зерен, поры остаются незаполненными. Количество такого цемента очень небольшое.

Коррозионный цемент образуется в результате частичного разъедания (коррозии) и замещения цементирующим минералом обломочных зерен и более раннего цемента, что очень характерно для кальцита.

По структуре (степени кристалличности) различают аморфные и кристаллические цементы. Последние, в свою очередь, могут быть разделены на следующие классы:

Криптокристаллический (пелитоморфный) < 0,005 мм;
Микрокристаллический – 0,005-0,05 мм;
Тонкокристаллический – 0,05-0,1 мм;
Мелкокристаллический – 0,1-0,25 мм;
Среднекристаллический – 0,25-0,5 мм;
Крупнокристаллический – 0,5-1,0 мм;
Грубокристаллический – 1,0-2,0 мм;
Гигантокристаллический > 2 мм.

Кроме того, среди хорошо раскристаллизованных цементов выделяют равномерно- и неравномерно-зернистые, мозаичные и пойкилитовые разновидности. Мозаичным цемент признается в том случае, если слагающие его кристаллы относительно изометричны и имеют более или менее ровные ограничения. Пойкилитовый цемент (цемент прорастания) представляет собой крупные монокристаллы с включенными в них обломочными зернами. Такие кристаллы чаще всего образуют кальцит, гипс, иногда барит, причем их размеры нередко превышают нескольких сантиметров. Распознать пойкилитовые кристаллы можно по трещинкам спайности, двойникам, а легче всего по одновременному погасанию.

При описании цемента следует обратить внимание также на ориентировку кристаллов цементирующего вещества относительно обломочных зерен. По этому признаку выделяют две группы цемента – *крустификационный* (пленки из кристаллического вещества облекают зерна, но оптическая ориентировка обломочного минерала и кристаллов в пленке разная, часто удлиненные кристаллы цементирующего вещества ориентированы перпендикулярно поверхности зерна) и *регенерационный* (оптическая ориентировка новообразованных кристаллов и обломочного зерна одинаковая). Регенерационный цемент чаще всего наблюдается в кварцевых песчаниках (см. также описание контактов зерен в разделе о структурах обломочных пород).

2.5. Матрикс

В обломочных породах матрикс может быть представлен в двух основных видах:

1. Тонкозернистый несортированный обломочный материал (мелкие зернышки кварца, полевых шпатов, слюд и др.), перемешанный с глинистым веществом. Это масса (первичный осадок), в которую погружались более крупные обломочные компоненты в условиях слабо активной среды. В таком виде речь идет о *базальном матриксе*.

2. Тонкозернистая обломочная порода (не обязательно с заметной примесью глинистых минералов) заполняет пустое пространство, поры между более крупными обломками. Такой (*поровый*) матрикс характерен для грубообломочных разновидностей, особенно конгломератов, но встречается и в песчаниках. Он образуется в условиях умеренно активной среды, при которой мелкие зерна, перемещаясь по дну, проваливаются между гальками и крупными зернами.

При характеристике того или другого вида матрикса следует обращать внимание на его количество (в процентах) по отношению к главным кластогенным компонентам, вещественный состав (он может отличаться от состава крупных зерен) и структуру, т.е. размеры, форма, окатанность и степень сортировки обломков, слагающих матрикс.

2.6. Пористость

Пористость может быть *первичной*, зависящей от формы или взаимного расположения компонентов породы, или *вторичной*, связанной с перекристаллизацией породы. Среди первичных пор различают межзерновые, особенно характерные для обломочных пород (рис. 2.4), и внутризерновые. Те и другие формируются во время осадконакопления. Вторичные поры больше распространены в карбонатных породах¹, но встречаются и в песчаниках, например, в результате выщелачивания карбонатного цемента. На величину первичной пористости² влияет неравномерный гранулометрический состав, форма и окатанность зерен, сгруппированность (упаковка), степень постседиментационного уплотнения, характер и состав цемента. Обычно максимальный объем пористости достигается в породе, сложенной зернами одинакового размера – до 35-40 % в случае неуплотненного песчаника. В «среднем» песчанике (в результате отложения матрикса и образования цемента) пористость не превышает 15 %. В процессе диагенеза и катагенеза происходит уплотнение породы, что ведет к значительному снижению пористости (в некоторых случаях до нуля).

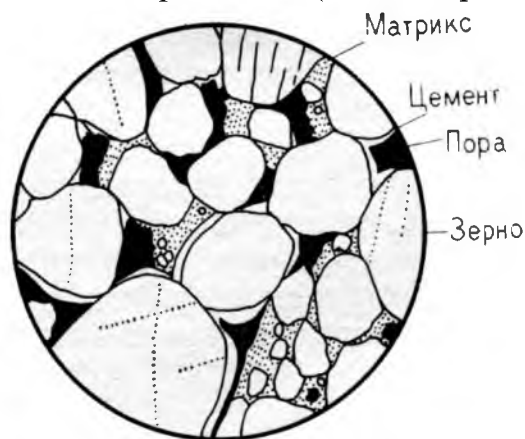


Рис. 2.4. Обломочная порода, состоящая из зерен, матрикса, цемента и первичных межзерновых пор

Различают *общую (абсолютную) и эффективную пористость*. Общая пористость определяется объемом всех пор, содержащихся в породе, эффективная – только сообщающихся пор, следовательно, общая пористость всегда больше. С эффективной пористостью тесно связана проницаемость – способность пропускать через породу жидкость или газ. Изучение пористости крайне важно в нефтяной геологии, а также в тех отраслях геологической науки, которые связаны с подземными водами. С пористостью обломочных отложений тесно связаны и процессы постседиментационных преобразований горных пород. В том числе пористость приводит к неоднородному распределению давления, а флюиды, находящиеся в порах, образуют среду, в которой происходят химические реакции, и сами вступают в реакцию с компонентами каркаса.

Существенное значение имеют размеры пор. При величине поперечных сечений меньше 0,0002 мм порода будет практически непроницаемой. Примером могут служить глины.

¹ Подробнее см. в разделе о карбонатолитах.

² Величина пористости определяется в процентах (коэффициент пористости) и выражает отношение объема пор к объему породы в целом.

При описании петрографического шлифа объем пор непосредственно измерить невозможно, поэтому следует поступать так же как и при изучении гранулометрического состава (структуры) породы, т.е. подсчитать процентное соотношение пор и плотной породы вдоль проведенных по предметному стеклу тонких прямых линий. В ходе этой работы необходимо отдельно сосчитать сообщающиеся поры, а также определить первичный или вторичный характер этих образований, оценить и описать их размеры и форму.

2.7. Аллотигенные компоненты

Делятся на породообразующие (больше 2 %) и аксессуарные (менее 2 %). Кроме того, среди породообразующих рекомендуется различать главные (содержание более 10 %) и второстепенные (менее 10 %). После того, как все обломки диагностированы и детально описаны, проводят их подсчет, наносят соответствующие фигуративные точки на треугольные диаграммы и уточняют название породы (рис. 2.5). В первую очередь нужно определиться с главной диаграммой, отражающей соотношение кварца, полевых шпатов и обломков пород. Для установления процентного содержания этих трех компонентов нужно сосчитать не менее 100 зерен (игнорируя все остальные минералы и органические остатки). Считают точно так же, как считали размеры зерен, т.е. на поверхности покровного стекла наносятся тонкие параллельные линии на расстоянии больше среднего размера зерен и вдоль каждой из этих линий фиксируются все зерна с размером, превышающим 0,05 мм. Результаты замеров заносятся в таблицу, графы которой представляют три названных компонента (кварц, полевые шпаты, сумма обломков пород). Для того, чтобы получить сравнимые результаты, рекомендуется использовать для подсчетов песчаники определенного и относительно узкого гранулометрического состава, например, мелко- и средне-мелкозернистые (0,1-0,3 мм). Кроме точного определения соотношения кварца, полевых шпатов и обломков пород, необходимо отдельно сосчитать и второстепенные минералы, например биотит. Для вычисления их содержания к 100 % приравнивается сумма всех аллотигенных зерен вместе взятых.

Следующим шагом должно быть определение процентного содержания различных типов обломков пород, если их общее количество превышает 25 % (т.е. песчаник относится к классу граувакк). Если эта сумма не достигает 25 %, тогда достаточно визуальной оценки. Для этих подсчетов лучше использовать другие шлифы (если это возможно). В отличие от предыдущего случая, здесь нужно, чтобы размеры зерен были крупнее, нужен среднезернистый, лучше крупнозернистый песчаник. Подсчет ведется таким же образом, как и прежде, и тоже по трем компонентам: 1) магматические породы; 2) кремни; 3) осадочные (за исключением кремней) и метаморфические породы. Результат (по не менее 100 зернам) наносится на диаграмму и уточняется название граувакки.

Далее таким же способом определяется соотношение К-полевых шпатов, плагиоклазов кислых (до № 20) и плагиоклазов выше № 20. Особенно это важно, если речь идет об аркозовых или полевошпатовых песчаниках (т.е. в породе много обломков полевых шпатов). Результат наносится на диаграмму и еще раз уточняется название.



Рис. 2.5. Диаграммы состава песчаников (по Систематика ..., 1998): А – основная; Б – состава обломков пород; В – состава полевых шпатов

2.7.1. Породообразующие минералы

Среди минералов породообразующими обычно являются только кварц и полевые шпаты, реже амфиболы, пироксены, слюды, глауконит. При описании каждый из них должен быть охарактеризован с достаточной полнотой: с указанием основных (или всех, если это необходимо) диагностических признаков – кристаллографических и кристаллооптических, а также степени окатанности, включений, вторичных изменений.

Кварц, как правило, легко диагностируется, поэтому нет нужды указывать оптические свойства, но совершенно необходимо охарактеризовать форму зерен, степень окатанности, характер погасания, состав и распределение включений. Все это крайне важно для определения источников обломочного материала. Форма зерен кварца имеет значение для незрелых песчаников (граувакк, аркозов), которые могут содержать слабо переработанный кварц из метаморфических и вулканических пород. Так, кварц из вулканических пород бывает с правильными кристаллографическими очертаниями или оплавленный с вогнутыми участками, напоминающими заливки. Такая форма зерна при невнимательном описании может быть принята за окатанность, что является серьезной ошибкой. Настораживать должны округлые заливки, равномерное погасание и плохая окатанность (вплоть до отсутствия окатанности) зерен другого состава.

Характер погасания у зерен кварца может быть достаточно разнообразным. Обычно различают зерна с равномерным, волнистым и блочным погасанием, а также поликристаллические зерна. Волнистое погасание отличается тем, что темнота наступает не сразу по всей площади зерна (как в случае равномерного погасания), а продвигается по зерну волной, начиная с одного края. Блочное – когда зерно гаснет отдельными участками (блоками) с относительно четкими и ровными границами. Поликристаллические зерна по существу представляют собой обломки пород – метаморфических или метасоматических кварцитов, реже фрагментов небольших кварцевых прожилков.

Включения принято делить на минеральные (микрористаллы полевых шпатов, мусковита, апатита, рутила, турмалина, циркона, гематита, актинолита, рудной пыли и др.) и минералообразующей среды (газово-жидкие)¹, причем последние могут быть одно- или двухфазными. Полезно описать размеры включений, степень насыщенности зерна включениями разного типа (низкая, средняя или высокая) и характер распределения включений в пределах зерна (равномерное, пятнистое, ленточное, нитевидное). Идентификация минеральных включений производится главным образом по форме кристаллов, а также по окраске, показателю преломления и силе двупреломления. Легко опознается рутил, представленный очень тонкими красноватыми иголочками и турмалин, который сохраняет окраску и плеохроизм даже в совсем мелких кристалликах. Апатит характеризуется сероватыми относительно короткопризматическими кристаллами с округленными окончаниями и с показателем преломления несколько выше кварца. Циркон по короткопризматическим дипирамидальным кристаллам и высокому показателю преломления тоже можно узнать. У амфиболов окраска редко видна, но для них характерны длиннопризматические кристаллы. Слюды и полевые шпаты слишком мелкими, как правило, не бывают, поэтому удается наблюдать их обычные оптические свойства, в том числе характер погасания.

¹ Включения, как правило, очень мелкие, поэтому их следует изучать и считать при больших увеличениях.

Количество зерен с тем или иным типом погасания, с теми или иными включениями оценивают в процентах в результате прямых подсчетов вдоль горизонтальных линий, прочерченных на поверхности шлифа. Сосчитать нужно не менее 100 зерен.

Полевые шпаты могут быть представлены несколькими минеральными видами, которые в шлифе не всегда легко различить. Это могут быть К-полевые шпаты (чаще микроклины и/или ортоклазы) и плагиоклазы (как правило, кислые и средние – альбит, олигоклаз, андезин, так как основные разности неустойчивы в экзогенных условиях). От кварца они отличаются по наличию двойников (хотя и не всегда), спайности в двух направлениях под углом близким к 90° и по более правильным ограничениям, нередко прямоугольным, ступенчатым, обусловленным той же спайностью. Кроме того, полевые шпаты являются двусными минералами и им свойственны различные вторичные изменения.

Различать полевые шпаты между собой тоже возможно. Так, для плагиоклазов, в отличие от К-полевых шпатов, очень характерны полисинтетические двойники, резко выделяющиеся в скрещенных николях в виде строго параллельных полосок, закономерны, через одну, гаснущих при повороте столика микроскопа. У К-полевых шпатов двойники тоже имеются, особенно у микроклина, но совершенно не такие, как у плагиоклазов. Полисинтетические двойники микроклина имеют вид решетки (так называемая микроклиновая решетка), что обусловлено формированием двойников сразу по двум законам (рис. 2.6). Но следует помнить, что эта решетка видна далеко не всегда. Бывают участки (даже целые зерна), где заметна только одна система. Тем не менее благодаря своеобразному строению двойников (неровные, веретенообразные, с раздувами, часто выклинивающиеся) такие микроклины легко отличить от плагиоклазов. У ортоклазов полисинтетических двойников не бывает, встречаются только простые (только два совмещенных индивида с ровным швом). Но если двойников нет, ортоклаз от микроклина без использования точных методов (например, определения ориентировки оптической индикатрисы методом Е.С. Федорова) отличить крайне сложно. Можно только попытаться понаблюдать за погасанием минералов относительно спайности. Если будут встречаться разрезы с прямым погасанием, то это, несомненно, ортоклазы. Дело в том, что у этих минералов в зоне (010) оно прямое, а у микроклинов по всем направлениям косое.

Следует иметь в виду, что среди несдвойникованных полевых шпатов могут быть и плагиоклазы. Но при внимательном наблюдении их можно опознать. У калиевых полевых шпатов более низкие серые цвета интерференции и несколько более низкие показатели преломления. Петрограф, который научился пользоваться дисперсионным эффектом, может их легко различить. Достаточно незначительным подъемом тубуса сбить изображение с резкости, чтобы К-полевые шпаты в окружении минералов с более высоким показателем преломления (кварца, плагиоклазов) или канадского бальзама приобрели розоватый оттенок. Кроме того, необходимо обращать внимание на вторичные изменения. Основные плагиоклазы часто замещаются так называемым соссюритом – серым микрозернистым агрегатом альбита и цоизита с примесью кальцита и серицита. У кислых и средних плагиоклазов распространен серицит в виде отдельных чешуек, рассеянных по поверхности зерна, а также хлорит. Ни тот ни другой минерал, как правило, по К-полевым шпатам не развивается. Для ортоклаза и микроклина ха-

рактерна пелитизация – образование глинистого вещества (каолинита), которое при наблюдении без анализатора имеет вид буроватой пыли.

Рис. 2.6. Микроклиновья решетка.
Увеличение 20, николи скрещены



К-полевые шпаты нередко образуют закономерные срастания с альбитом, который выделяется в виде тонких прожилковидных, веретенообразных, пятнистых и других подобных включений, гаснущих одновременно при повороте столика микроскопа. Такие срастания называются пертитовыми и образуются чаще всего как продукты распада ортоклаза или микроклина, в кристаллическую решетку которых изначально входило некоторое количество Na. По внешнему виду пертитовые сростки близко напоминают микропегматиты – закономерные сростки К-полевых шпатов и кварца. Если в пертитах у альбита не видно полисинтетических двойников, эти два вида сростков трудно различить.

У плагиоклазов можно попытаться приблизительно оценить состав. Проще всего это сделать с помощью так называемого метода максимального симметричного погасания. Для этого нужны разрезы с двойниками по альбитовому закону, перпендикулярные к плоскости (010). Их можно узнать по равномерной интерференционной окраске (светло-серой или белой) двойниковых полос при совмещении с горизонтальной и вертикальной нитями микроскопа и при повороте кристалла на 45° . Двойниковые швы при этом тонкие, резкие, при подъеме или опускании тубуса они не двигаются. Две смежные двойниковые полосы гаснут симметрично, т.е. при повороте столика микроскопа в разные стороны углы погасания равны или отличаются не более чем на $2-3^\circ$. Эти углы измеряют у нескольких зерен, после чего берут максимальный из них и определяют состав по диаграмме (рис. 2.7). При работе с микролитами и плагиоклазами гипабиссальных пород нужно брать высокотемпературную кривую, при определении плагиоклазов глубинных пород – низкотемпературную. Если максимальный угол симметричного погасания оказался меньше 18° , то сначала следует определить показатель преломления относительно канадского бальзама. Для плагиоклазов, показатель преломления которых меньше, чем у бальзама, состав определяют по участку диаграммы ниже нулевой линии, а для плагиоклазов с показателем преломления выше бальзама – выше нулевой линии.

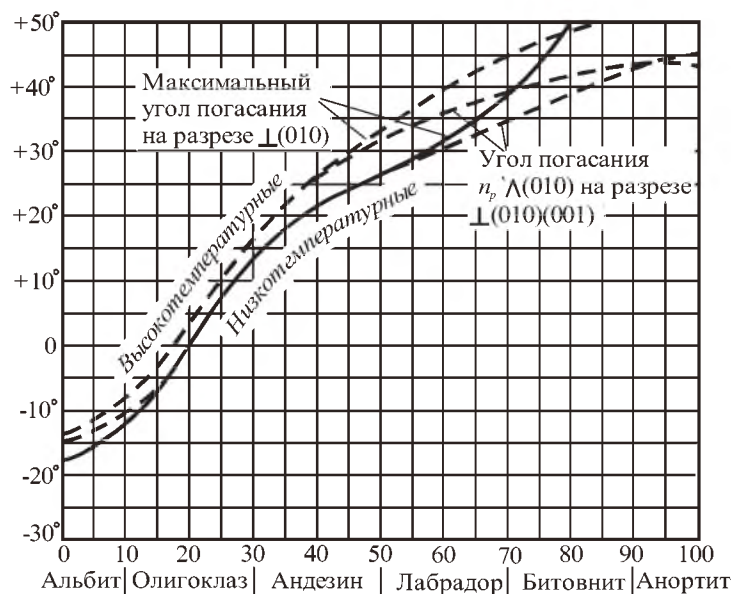


Рис. 2.7. Диаграмма для определения состава плагиоклазов по углу максимального симметричного погасания (метод Мишель-Леви)

Таким образом, при описании полевых шпатов должны быть указаны все признаки, позволяющие их диагностировать, отличить от сходных минералов и различать между собой, т.е. форма зерен, степень окатанности, показатели преломления (относительно канадского бальзама и кварца), сила двупреломления, характер спайности, погасания, способ двойникования, вторичные изменения, состав плагиоклазов, пертиты распада, осьность (желательно с оценкой угла $2V$). Так же, как у кварца, должны быть охарактеризованы включения – газово-жидкие и минеральные.

Амфиболы и пироксены. При описании этих минералов необходимо привести все главные диагностические признаки: форму зерен, окраску, схему плеохроизма, особенности погасания, показатели преломления (по рельефу и шагрени), силу двупреломления, особенности двойникования, знак удлинения, оптический знак, сингионию. Все это важно, потому что внешне они бывают похожими и, кроме того, минеральные виды, относящиеся к амфиболам и пироксенам, довольно многочисленны, несмотря на то, что в осадочных породах распространены главным образом моноклинные разновидности.

Моноклинные пироксены в шлифах чаще всего бесцветные или очень слабо окрашенные в зеленоватые или буроватые тона, хотя имеются также зеленые (геденбергит, эгирин-авгит) и буровато-зеленые (ферроавгит) разновидности с отчетливым плеохроизмом. Титан-авгиты имеют в шлифах бледно-фиолетовую окраску. Наиболее обычными являются удлиненные зерна (особенно у эгирина), частично или полностью ограниченные поверхностями спайности, у авгитов характерны разрезы, представляющие собой восьмиугольники с более или менее одинаково развитыми сторонами (рис. 2. 8). Правда, в виде правильных кристаллов и их обломков моноклинные пироксены встречаются главным образом среди продуктов эксплозивного вулканизма и в составе песчаников, формировавшихся в условиях слабого химического выветривания и недалекого переноса. В пес-

чаниках, прошедших стадию глубокого катагенеза, обломки пироксенов могут иметь зубчатые базальные ограничения.

Многие моноклинные пироксены тесно связаны между собой. В них широко развито взаимозамещение ионов, что приводит к изменчивому составу, к существованию многочисленных переходных разностей. Все это сказывается и на близости оптических свойств. Поэтому для точной диагностики требуются специальные исследования. Только эгирин-авгиты и эгирины выделяются своим отрицательным удлинением и небольшим углом погасания (часто всего несколько градусов), в отличие от положительного удлинения и большого угла погасания ($38-48^\circ$) у остальных пироксенов.

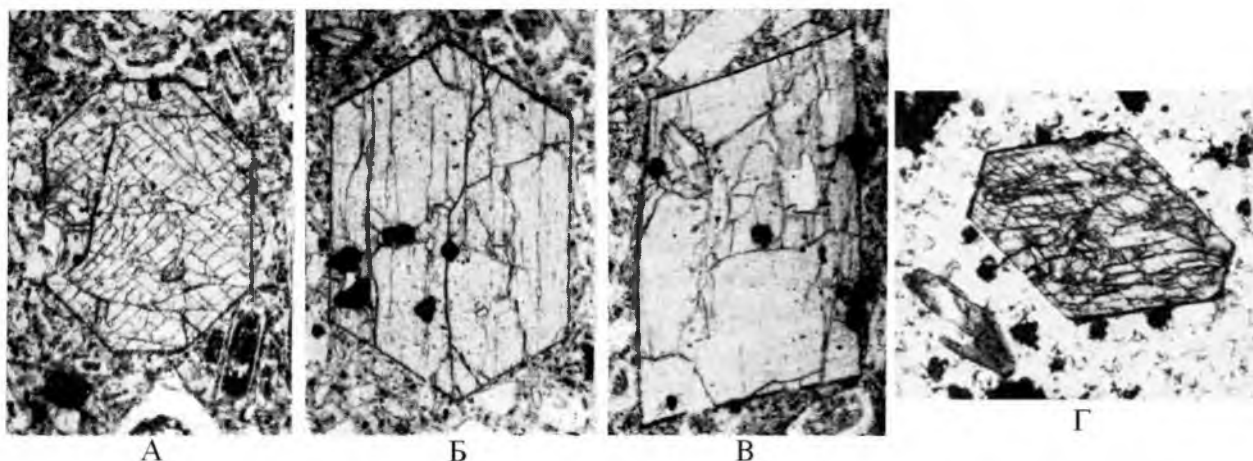


Рис. 2. 8. Типичные сечения кристаллов авгита (А, Б, В) и роговой обманки (Г) с характерными трещинками спайности. Сечения: А и Г – перпендикулярно оси c ; Б – параллельно (100); В – параллельно (010)

Моноклинные амфиболы по оптическим признакам довольно хорошо отличаются от пироксенов. Прежде всего, у них ниже показатели преломления, что при некотором опыте сразу бросается в глаза. Рельеф и шагреня у амфиболов менее грубые, соответственно, и трещинки спайности, как правило, тоньше и ровнее. У амфиболов заметно меньше углы погасания ($cn_g = 11-20^\circ$, редко до 25°), они оптически отрицательные, а пироксены – положительные. Однозначно различаются пироксены и амфиболы в разрезах с двумя системами спайности: у пироксенов угол между ними 88° , у амфиболов – 56° (см. рис. 2. 8). У амфиболов в целом и двупреломление несколько меньше чем у пироксенов, но это не всегда видно. Правда, в некоторых случаях и это может иметь значение. Например, у зеленых роговых обманок $n_g - n_p = 0,014-0,026$ (второй и третий порядок цветов интерференции), а у таких же зеленых эгиринов – $0,034-0,048$ (четвертый порядок).

Между собой амфиболы различаются в основном по цветовым характеристикам: тремолит бесцветен, актинолит бледно-зеленый, роговая обманка зеленая или зеленовато-бурая с резким плеохроизмом. Очень характерно для роговых обманок (в отличие от актинолита и щелочных амфиболов) сохранение оттенка цвета по всем трем осям индикатрисы. Если цвет буровато-зеленый или травяно-зеленый, то он таким будет по всем направлениям, только светлее или темнее. Характерной является окраска щелочных амфиболов, например, у глау-

кофана плеохроизм осуществляется в голубовато-синих и фиолетовых тонах. Угол погасания у обыкновенных роговых обманок может быть несколько больше ($ср_g$ до 25°), чем у актинолита и тремолита (до 17°), но это не обязательно, в то время как у глаукофана он заметно меньше ($5-7^\circ$). Все амфиболы представлены призматическими и длиннопризматическими зернами, иногда угловато-окатанными, часто с неровными ступенчатыми и зубчатыми окончаниями, но встречаются и окатанные зерна. Бывают двойники, как простые (чаще), так и полисинтетические.

Слюды в качестве породообразующих компонентов в обломочных образованиях представлены в основном биотитом и мусковитом. Это таблички и листочки с неровными и неправильными ограничениями, иногда расщепленные и изогнутые, с весьма совершенной спайностью вдоль удлинения. В данном случае, так же, как и в отношении кварца, можно ограничиться небольшим числом оптических свойств, так как слюды диагностируются относительно просто.

Мусковит в шлифах бесцветный, редко бледно-зеленоватый, с псевдоабсорбцией в разрезах, перпендикулярных спайности. Интерференционные окраски чистые, яркие, погасание нередко волнистое или облачное. Наблюдаются включения кварца, турмалина, апатита, рутила, циркона.

Окраска биотитов зависит от состава, может быть бурой разных оттенков, с переходами к черному, оранжево-красному, зеленому. В биотите, наряду с такими же включениями, как и в мусковите, встречаются ильменит и сфен. Включения рутила образуют иногда сагенитовую решетку – сетчатые сростки игольчатого рутила. У биотита, так же, как и у всех других слюд, наблюдается так называемое сетчатое погасание (полная темнота не наступает), с мерцанием интерференционных окрасок. По этому признаку слюды легко отличить от сходных минералов.

Необходимо помнить, что у слюд спайность проходит только по одному направлению (по 001), следовательно, встречаются разрезы, где она не видна (у биотита такие разрезы иногда имеют гексагональную форму). Мусковит и биотит в таких разрезах имеют низкую интерференционную окраску, у биотита отсутствует плеохроизм. Мусковит в таких случаях можно спутать даже с кварцем, но кварц одноосный, а у мусковита видна ясная фигура двуосного минерала.

Глауконит в строгом смысле не является обломочным минералом, так как образуется в бассейне седиментации. В то же время нередко он оказывается перемытым, переотложенным, что вместе с его структурным положением (наряду с главными аллотигенными зернами образует каркас породы) позволяет рассматривать его в числе обломочных компонентов. Глаукониту свойственна округлая, нередко почковидная, лапчатая форма, густо-зеленый, реже желто-зеленый цвет и агрегатное строение. Чешуйки, слагающие зерна, мелкие ($0,01-0,03$ мм и меньше), изометричные. При большом увеличении у них видны желтоватые и красноватые цвета интерференции, которые, однако, маскируются собственной зеленой окраской. Нередко глауконит замещает спиккулы губок, скелеты радиоларий, растительную ткань, пластинки биотита, обволакивает зерна кварца, встречаются выделения глауконита в раковинах фораминифер и гастропод.

Признаками переотложения является угловатая форма зерен, бурая каемка или бурый цвет всего зерна (за счет окисления железа), размер – как у других обломочных компонентов. Свежий вид минерала, сложная почковидная форма, интенсивная радиальная трещиноватость, благодаря которой зерно распада-

ется на слабо связанные друг с другом секторы, другой размер по сравнению с обломочными зернами свидетельствуют о том, что глауконит не подвергался переотложению.

2.7.2. Обломки пород

В составе песчаников обломки различных пород нередко имеют определяющее значение, поэтому их надо стараться диагностировать достаточно точно, но для этого необходимо ориентироваться в признаках как осадочных, так и метаморфических и магматических образований. Обломки пород так же, как и аллотигенные минералы, следует описывать по возможности подробно, чтобы читатель мог понять, на чем основано определение. Кроме того, детальное описание позволяет более уверенно предполагать те или иные материнские породы. Оно должно включать название (по возможности развернутое), форму зерен, степень окатанности, структуру, текстуру, состав, вторичные изменения.

Обломки магматических пород представлены чаще всего эффузивными разностями, главными диагностическими признаками которых в песчаных зернах является структура и состав. Агрегаты минералов, слагающих полнокристаллические (глубинные) породы, в составе песчаников из-за больших размеров бывают редко.

Основные и средние вулканыты рекомендуется рассматривать вместе, так как из-за сходства микроструктур их крайне трудно различить. Однозначно в шлифах андезитовые порфириды можно распознать только при наличии вкрапленников амфибола и/или зональных плагиоклазов, что бывает нечасто. Кроме того, основная масса вулканических пород почти всегда изменена, что позволяет увидеть лишь микролиты плагиоклаза, так как темноцветы, как и стекло, обычно замещены вторичными минералами.

Разнообразие структур основной массы у основных и средних вулканытов довольно большое, но наиболее характерной является *интерсертальная*. Эта структура (рис. 2. 9) характеризуется большим количеством хорошо различимых микролитов плагиоклаза, чаще всего беспорядочно ориентированных, между которыми рассеяны мелкие зерна пироксенов (обычно замещенные вторичными минералами) и рудных минералов, а также участки измененного стекла. Распространена она у базальтов, но бывает и у андезитов. *Диабазовая и толеитовая* структуры (см. рис. 2. 9) также характерны главным образом для базальтоидов. Они сложены, в отличие от интерсертальной, более крупными кристаллами плагиоклазов (в виде табличек, лейст). Кроме того, в них значительно чаще сохраняются выделения пироксенов. Между собой эти структуры различаются по наличию (толеитовая) или отсутствию (диабазовая) участков стекла между лейстами плагиоклазов. Но, к сожалению, это далеко не всегда просто установить, так как стекло и пироксены бывают замещены одними и теми же вторичными минералами. *Гиалопилитовая* структура (рис. 2. 10, А) представляет собой «войлок микролитов, пропитанных стеклом». Здесь микролиты очень мелкие (0,02-0,01 мм). Эта структура очень характерна для андезитов, поэтому часто называется «андезитовой», хотя встречается и у базальтов. *Метельчатая* структура тоже близка к интерсертальной. Отличительной ее особенностью является расщепленные кристаллы плагиоклазов (один, реже оба конца), так что они становятся похожими на метелку. Иногда микролиты плагиоклаза (в том чис-

ле и расщепленные) группируются вокруг каких-то центров и формируют радиально-лучистые сростки. Структуры с такими образованиями называются *вариолитовыми* (рис. 2. 10, В). *Пилотакситовые* структуры отличаются ориентированным (субпараллельным) расположением микролитов плагиоклаза, гиалиновые (рис. 2. 10, С) – преобладанием стекла. Метельчатая структура чаще бывает у основных пород, вариолитовая, пилотакситовая и гиалиновая встречаются как у базальтовых, так и андезитовых порфиритов.

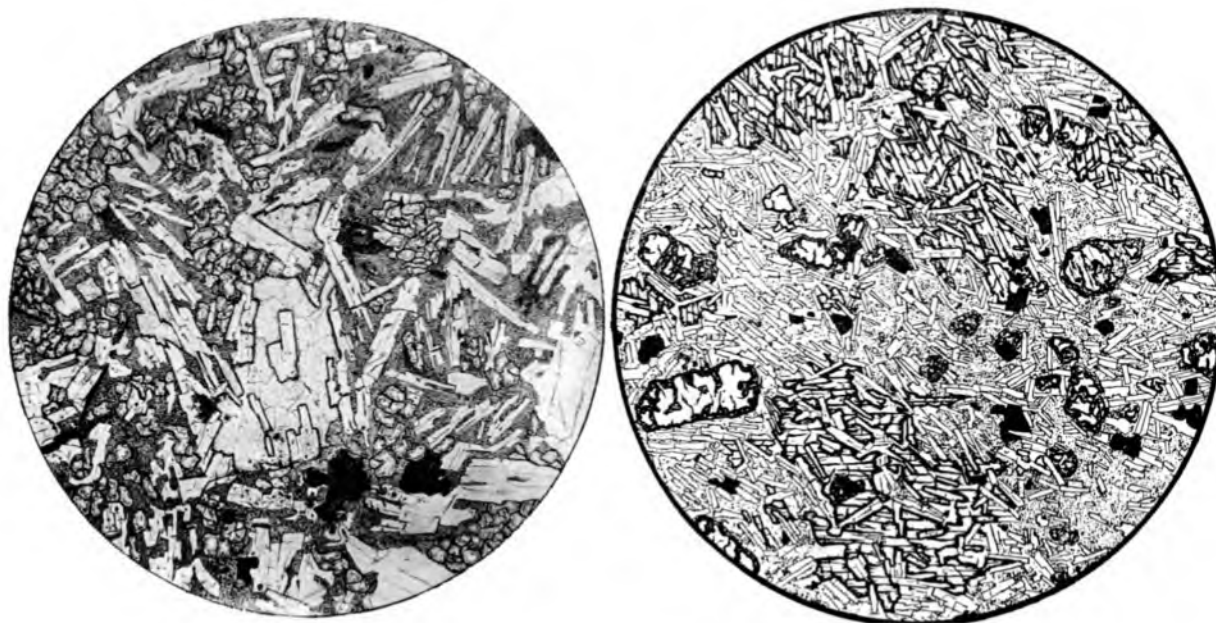


Рис. 2. 9. Базальты с толеитовой (слева) и интерсертальной (справа) структурами основной массы.

Без анализатора. Диаметр поля зрения 2,4 мм (слева) и 4 мм (справа). По Ю.И. Половинкиной, 1966

Вулканические (и жильные) породы кислого состава (риолитовые и дацитовые порфиры, микропегматиты, аплиты, микрогранит-порфиры) отличаются меньшим разнообразием структур и характерными порфировыми вкрапленниками. Для риолитов это кварц (наряду с полевыми шпатами или без них), для дацитов – роговые обманки и зональные плагиоклазы. Биотит бывает как в риолитах, так и дацитах, но, если его много, тогда, скорее всего, речь идет о даците.

Вкрапленники кварца представляют собой оплавленные, корродированные зерна с заливами, с включениями плохо раскристаллизованной основной массы, иногда идиоморфные короткопризматические кристаллы с бипирамидальными окончаниями. Роговые обманки нередко опацифицированы¹ – окружены темной каймой. Причем во многих случаях сохраняется только эта оболочка, сам минерал полностью разлагается. Тем не менее, он легко опознается по ромбическим сечениям указанной оболочки.

Наиболее характерной структурой основной массы для кислых эффузивных пород является фельзитовая (микрофельзитовая), реже встречаются сферолито-

¹ Опацификация – процесс, свойственный только эффузивным породам. Фенокристаллы (особенно роговых обманок, биотита, реже пироксенов), вследствие окисления и разложения минералов во время излияния лавы на земную поверхность, преобразуются в опаци – агрегат исключительно мелких непрозрачных зерен.

вая и стекловатая. У жильных (полнокристаллических) пород обычна микрогранитная, аплитовая, гранофировая (микрорегматитовая) структуры.

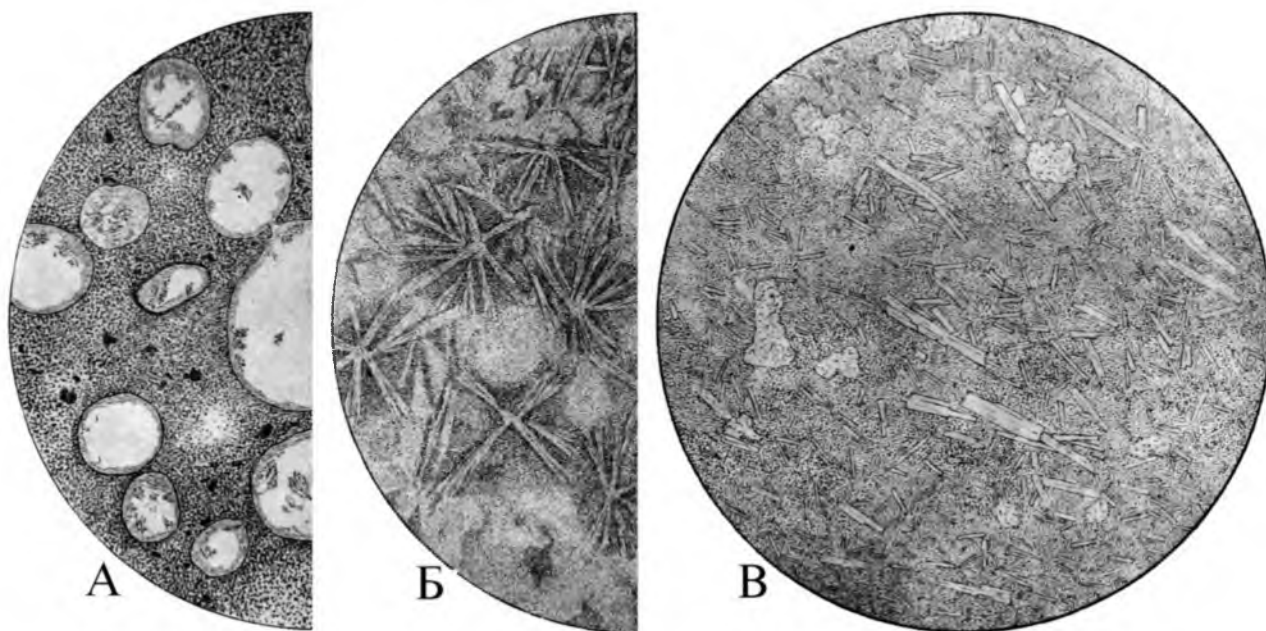


Рис. 2. 10. Афировый миндалекаменный (А), афировый (Б) и витропорфировый (В) базальты соответственно с гиалопилитовой (А), вариолито-стекловатой (Б) и гиалиновой (В) структурами основной массы.

Без анализатора. Диаметр поля зрения 3 мм (А, Б) и 4 мм (В). По Ю.И. Половинкиной, 1966

Фельзитовая структура (рис. 2. 11, А) представляет собой скрыто- и микрокристаллический агрегат кварца и полевого шпата. Причем тот и другой минерал имеет неправильные изометричные очертания, поэтому их различить практически невозможно. И, так как кварц там преобладает, создается впечатление, что вся масса сложена именно этим минералом. В тех случаях, когда отсутствуют порфировые вкрапления, такую породу легко спутать с осадочными кремнями (подробнее см. характеристику кремнистых пород). Следует иметь в виду, что фельзитовая структура может быть не только микрозернистой. Иногда она бывает вполне хорошо раскристаллизованной, отдельные кристаллические индивиды при этом могут достигать размеров 0,1-0,3 мм (рис. 2. 11, Б). Породы, нацело состоящие из нераскристаллизованного стекла, имеют *стекловатую* (гиалиновую) структуру, но если они содержат порфировые вкрапления, то структура называется *витрофировой*. Когда в микрофельзитовой или стекловатой массе присутствуют округлые образования (сферолиты), структура называется *сферолитовой*. Чаще всего они представлены волокнами кварца и полевого шпата (рис. 2. 12, А) в виде микрорегматитового прорастания или параллельного роста волокон. Реже встречаются сферолиты с расплывчатыми контурами (рис. 2. 12, В), связанные с растрескиванием и девитрификацией¹ стекла.

¹ Преобразование вулканического стекла в скрытокристаллический агрегат неясного минерального состава.

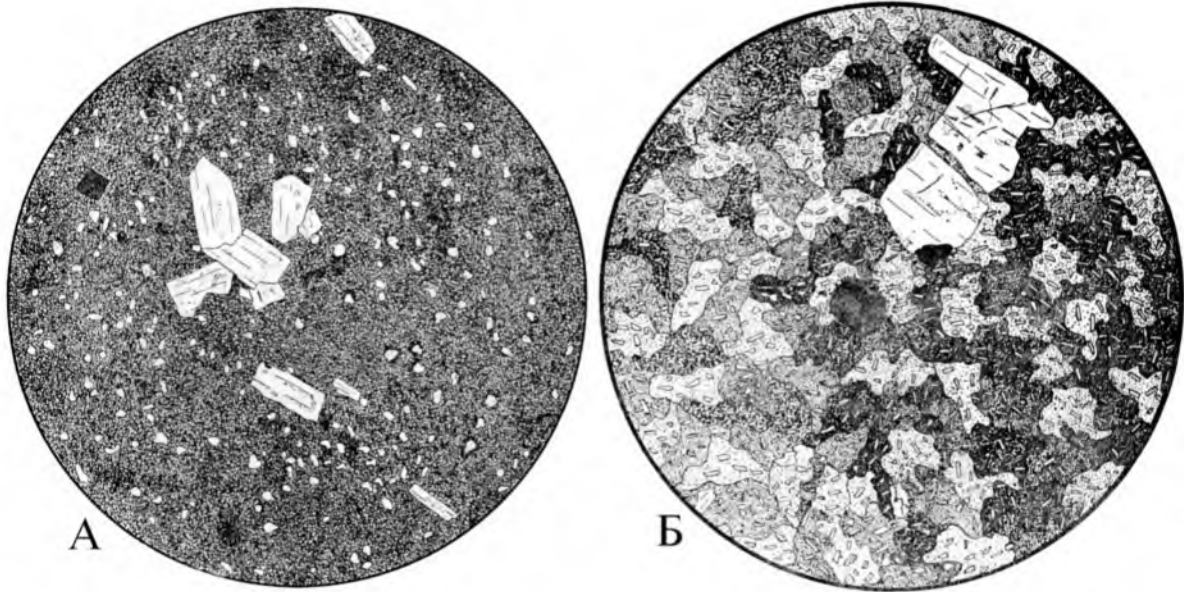


Рис. 2. 11. А – дацитовый плагиоклазовый порфир с микрофельзитовой основной массой. Без анализатора. Диаметр поля зрения 2 мм;
 Б – Фельзитовый порфир с основной массой, состоящей из неправильных изометричных зерен полевого шпата, переполненных чешуйками серицита, и кварца. Николи скрещены. Диаметр поля зрения 4 мм. По Ю.И. Половинкиной, 1966

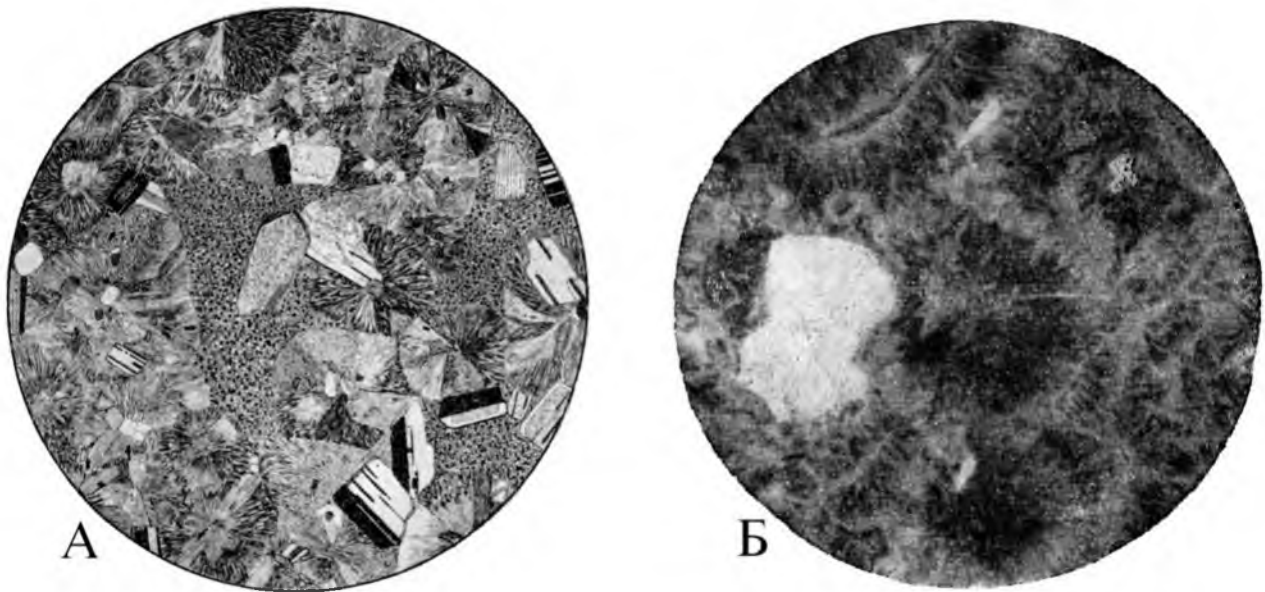


Рис. 2. 12. Два типа сферолитовых структур основной массы.
 А – кварц-плагиоклазовый порфир со сферолитовой и микрофельзитовой структурами. Николи скрещены. Диаметр поля зрения 3,7 мм. По Ю.И. Половинкиной, 1966;
 Б – расплывчатые сферолиты в стекловатой массе липарита. Без анализатора. Диаметр поля зрения 1 мм. По Г.М. Саранчиной, 1967

Микрогранитная структура является полнокристаллической и характеризуется (так же, как и гранитная) гипидиоморфнозернистым¹ полевым шпатом и ксеноморфным (неправильной формы) кварцем. В случае *аплитовой* структуры,

¹ Частично идиоморфный.

наоборот, кварц обладает большим идиоморфизмом, чем полевой шпат, или по крайней мере степень идиоморфизма у них одинаковая. *Микропегматитовая* структура (как и пегматитовая) представляет собой закономерное прорастание К-полевого шпата (реже плагиоклаза) кварцем. Вростки кварца имеют своеобразную угловатую или причудливую форму и гаснут по всему кристаллу полевого шпата одновременно, что указывает на закономерную ориентировку.

Породы группы сиенита-трахита характеризуются присутствием К-полевого шпата (микроклина, ортоклаза, анортоклаза) в качестве главного минерала. Наиболее распространенной эффузивной породой этой группы является трахитовый порфир. В обломках могут быть встречены также некоторые жильные разновидности – микросиениты и сиенит-порфиры. Типичными структурами трахитовых порфиров являются трахитовая, ортофировая и фельзитовая.

Трахитовой структура называется в том случае, если вся основная масса породы сложена микролитами, а аморфный стекловатый базис присутствует в незначительном количестве (рис. 2. 13). Причем микролиты представлены ортоклазом, хотя встречается и альбит. Как и в других микролитовых текстурах, здесь часто наблюдается ориентированное расположение плагиоклазов, но этот признак не является определяющим. *Ортофировая* структура имеет значительно меньшее распространение. Для нее характерны микролиты ортоклаза в виде коротких прямоугольников или квадратов, в небольшом количестве присутствует стекловатый базис или микрофельзитовая масса. *Фельзитовую* структуру трахитов от таковой кислых пород можно отличить, только если имеются включения К-полевого шпата. Другие включения не являются показательными.



Рис. 2. 13. Трахитовый порфир с трахитовой структурой основной массы. Без анализатора. Диаметр поля зрения 4 мм. По Ю.И. Половинкиной, 1966

У микросиенитов, сиенит-порфиров и сиенит-аплитов мало своих характерных структур. Здесь опять-таки следует обращать внимание на присутствие или отсутствие К-полевого шпата. Распространены *аллотриоморфнозернистые* структуры, где все составные части ксеноморфны и представлены в основном ортоклазом. Встречаются структуры внешне похожие на диабазовую, но место плаги-

оклазов занимают К-полевые шпаты. Это относится и к так называемой *бостонитовой* структуре, для которой характерны зазубренные лейсты калишпата.

Серпентиниты. Несмотря на слабую устойчивость, обломки этих пород в складчатых областях тоже встречаются среди песчаных зерен. Минералы, составляющие серпентиниты могут быть разными. Это волокнистый хризотил, а также пластинчатые антигорит (бледно-зеленоватый, в скрещенных николях серый) и лизардит (бесцветный, редко бледно-зеленоватый, в скрещенных николях белый). Среди серпентинитов распространена так называемая *петельчатая* структура – сложная сеть тонких переплетающихся жилок с петлями неправильной формы. Но она видна только в скрещенных николях. Жилки представлены хризотилом, а середина петель – пластинчатой разновидностью серпентина. Встречается хризотилловый серпентинит с *параллельно-волокнистой* (рис. 2. 14, А) или *перекрещенно-волокнистой* (рис. 2. 14, Б) структурами. У антигориловых и лизардитовых разновидностей распространены *чешуйчатая, скорлуповатая и листоватая* структуры (рис. 2. 14, В), можно встретить и скрытокристаллические серпентиниты.

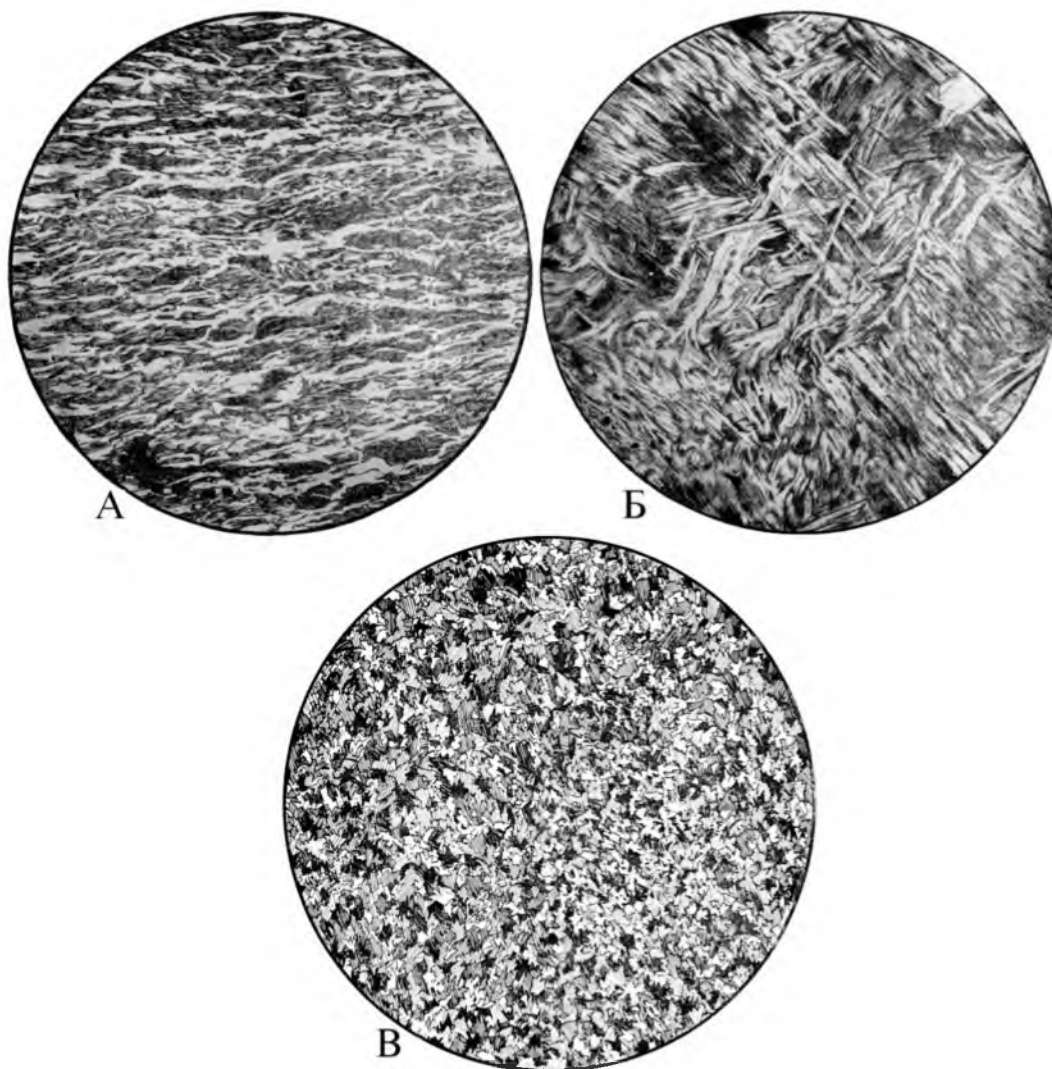


Рис. 2. 14. А, Б – хризотилловые серпентиниты с параллельно-волокнистой (А) и перекрещенно-волокнистой (Б) структурами. Николи скрещены. Диаметр поля зрения 4,1 мм. В – антигориловый серпентинит с листоватой структурой. Неправильные листочки с зубчатыми ограничениями распределены беспорядочно. Диаметр поля зрения 2,3 мм. По Ю.И. Половинкиной, 1966

Обломки силицитов чаще всего представлены кварцевыми и халцедоновыми кремнями¹, различными по структуре и содержанию тех или иных органических и не органических компонентов. Опаловые кремни среди обломочных зерен почти не встречаются. При описании зерен этих пород так же, как и в других случаях, следует обращать внимание на форму (изометричная или удлиненная) и степень окатанности. Кремнистые породы достаточно хрупкие и при переносе, как правило, дробятся. Поэтому они чаще бывают угловатыми или полуугловатыми, в отличие, например, от сходных по структуре кислых вулканитов. Тем не менее можно встретить и окатанные кремни, на что обязательно следует обратить внимание. Присутствие таких обломков может оказаться хорошим индикаторным признаком. Необходимо охарактеризовать также структуру породы (крипто-, микро- или тонкокристаллическая, равномерно или неравномерно раскристаллизованная), степень прозрачности (водяно-прозрачные или с примесью чего-либо), характер примеси (окислы железа, буроватое органическое вещество, чешуйки глинистых минералов) и ее распределение. Очень важным признаком являются органические остатки – скелеты и иглы радиолярий, спикулы губок. Нужно описать их количество и степень сохранности, ориентировку.

Следует особенно обратить внимание на отличие кремней от основной (фельзитовой) массы кислых вулканитов. Правда, в состав фельзита наряду с кварцем входит и полевошпатовый шпат, но он часто представлен ксеноморфными зернами (такими же, как кварц), поэтому при малых размерах распознать их очень сложно. Надежными признаками могут служить порфиоровые вкрапленники оплавленного или идиоморфного кварца, а также идиоморфного полевошпата в вулканических породах, присутствие в кремнях органических остатков, аморфного буроватого органического вещества, ориентированных чешуек гидрослюда. Сложнее с кремнями, содержащими примесь кислого пирокластического материала. Если этот материал представлен только единичными кристаллами плагиоклаза, то от фельзита такой кремней практически не отличить, однако, если там имеется и кварц, то в случае пирокластического материала он бывает в виде оскольчатых зерен, в то время как вкрапленники в фельзитовой массе – оплавленные, относительно изометричные.

Среди **других осадочных пород**, представленных в песчаных зернах, наибольшее значение имеют известняки, но встречаются также доломиты и различные по составу песчаники, алевролиты, аргиллиты. Иногда в виде единичных зерен можно встретить фосфориты, бокситы, каменные угли, гидроокислы железа.

Аллоитогенные обломки известняков, как правило, характеризуются микрозернистой структурой, нередко с включениями тех или иных органических остатков. Благодаря этому они легко различаются даже в случае кристаллического карбонатного цемента. В тех редких случаях, когда обломок имеет спаритовую (яснокристаллическую) структуру, он относительно хорошо различается только в породе с незначительным количеством вторичного кальцита или без него, а обильный карбонатный цемент чаще всего такое зерно маскирует. Органические остатки, сложенные кальцитом и не заключенные в микритовые обломки, к аллоитогенным зернам не относятся, они являются сингенетическими для данного

¹ См. также раздел, посвященный кремнистым породам.

бассейна и поэтому при подсчете обломков пород не должны учитываться. Все, сказанное по поводу известняков, относится и к доломитам.

В идентификации переотложенных песчаников и алевролитов сложностей нет. При описании таких зерен нужно иметь в виду все то, что касается описания обломочных пород в целом, т.е. структуру, цемент, состав. Несколько сложнее обстоит дело с глинистыми породами. Чаще всего это аргиллиты – скрытокристаллические, пелитоморфные, иногда микрочешуйчатые и микроволокнистые породы. Во многих случаях чешуйки глинистых минералов ориентированы (в скрещенных николях все зерно гаснет и проясняется как монокристалл), реже порода имеет агрегатное строение. Нередко наблюдается примесь мелких терригенных зерен (кварца, полевых шпатов, слюд), в каолинитовых породах бывают червеобразные вроски, представляющие собой агрегаты хорошо раскристаллизованного каолинита. У большинства глинистых минералов (гидрослюды, монтмориллониты) двупреломление довольно высокое (желтые, красноватые, синие цвета интерференции), но из-за мелких размеров эти цвета можно увидеть у единичных чешуек, так что по этому признаку их не отличить от каолинита, хлоритов и др., тем более, что часто встречаются породы, состоящие из нескольких минералов. Обычной в глинистых породах является примесь тонкого растительного детрита, придающая им серую, черную (обугленный детрит) или бурую (гелефицированный¹ детрит) окраску.

Метаморфические образования в абсолютном большинстве случаев представлены породами регионального метаморфизма – различными кристаллическими сланцами, гнейсами, кварцитами. Такие породы, как мраморы, в песчаных зернах не встречаются. При описании обломков метаморфических пород первостепенное значение имеет минеральный состав, но необходимо обращать внимание и на структуру. Следует перечислить и кратко охарактеризовать все минералы, слагающие породу, выделив среди них главные и второстепенные. Название дается по типу породы (сланец, гнейс, роговик) и по двум, реже трем главным минералам. Например, кварц-биотитовый сланец или кордиерит-силлиманитовый гнейс. Термин «сланец» рекомендуется употреблять для пород низких ступеней метаморфизма (фаций зеленых сланцев и эпидот-амфиболитовой).

Разнообразие химического состава исходных пород и различные термодинамические условия метаморфизма приводят к исключительному разнообразию минерального состава метаморфических пород. Среди них есть минералы, широко распространенные и в составе магматических пород (кварц, полевые шпаты, слюды, амфиболы, пироксены), минералы, встречающиеся в магматических породах в качестве вторичных (хлорит, актинолит, серицит, серпентин), а также специфические метаморфические минералы (дистен, андалузит, силлиманит, ставролит, кордиерит, некоторые гранаты, глаукофан и др.). Для точного определения этих специфических минералов необходимо обращаться к справочникам-определителям. Здесь мы приведем только основные диагностические признаки.

¹ Гелефикация – набухание, разложение остатков растений под влиянием анаэробных бактерий и превращение их в коллоидное бесструктурное вещество происходит без доступа кислорода в обводненных условиях. Гелефицированное вещество более прозрачное, чем углефицированное, оно просвечивает коричневым цветом и обычно бесформенно. Структура ткани сохраняется лишь иногда.

Дистен (кианит) обычно встречается в виде призматических кристаллов и сечений прямоугольной формы, бесцветных или слабо-голубоватых с высоким рельефом ($n_g=1,727-1,734$). Цвета интерференции у дистена желто-оранжевые ($n_g-n_p=0,012-0,016$). В разрезах с хорошо выраженной спайностью погасание близкое к прямому, в других разрезах – косое. Удлинение положительное, характерны полисинтетические двойники.

Андалузит образует призматические, квадратные, ромбовидные сечения и неправильные зерна, бесцветные или слабо розоватые. Цвета интерференции от белых до бледно-желтых ($n_g-n_p=0,009-0,011$), рельеф у него хорошо заметный ($n_g=1,638-1,650$), погасание прямое, удлинение отрицательное. Нередко кристаллы андалузита переполнены минералами, слагающими основную ткань породы, что придает им ситовидный облик, часто содержат также включения мельчайших частиц углистого вещества, концентрирующиеся вдоль определенных кристаллографических направлений. В сечениях, перпендикулярных длинной оси кристалла, углистые частицы образуют крестообразные скопления (хиастолиты). От ромбического пироксена андалузит отличается отрицательным удлинением и ситовидной структурой, от апатита – более высоким двупреломлением.

Силлиманит встречается в виде бесцветных длиннопризматических и игольчатых кристаллов с хорошо выраженным рельефом ($n_g=1,673-1,683$). Цвета интерференции до синих второго порядка ($n_g-n_p=0,020-0,022$). Погасание прямое, удлинение положительное. От тремолита отличается прямым погасанием во всех удлиненных разрезах и спайностью в одном направлении.

Ставролит образует удлиненные шестигранные кристаллы и неправильные зерна с ситовидной структурой и высоким рельефом ($n_g=1,746-1,762$). Очень характерны крестообразные сростания. Окраска желтая с отчетливым плеохроизмом. Цвета интерференции до оранжево-желтых первого порядка ($n_g-n_p=0,012-0,014$). Погасание прямое, удлинение положительное. Легко узнается благодаря желтому цвету и крестообразным двойникам.

Кордиерит – очень непростой минерал для диагностики, так как чрезвычайно похож на кварц или плагиоклаз (в тех случаях, когда имеются двойники). От кварца отличается двуосностью и продуктами вторичных изменений, от плагиоклаза – продуктами вторичных изменений (агрегаты тонколистовой слюды, талька, хлорита или изотропного вещества) и несовершенной спайностью.

Хлоритоид – минерал из группы хрупких слюд, обычно встречается в виде бесцветных или слабо-зеленоватых листоватых агрегатов и неправильных зерен, изредка таблитчатых кристаллов. Обычно содержит многочисленные включения других минералов. Спайность совершенная, рельеф высокий ($n_g=1,730-1,740$), погасание косое, удлинение отрицательное, часты полисинтетические двойники. Цвета интерференции от светло-серых до желто-оранжевых ($n_g-n_p=0,006-0,016$). От хлорита отличается высоким рельефом. Замещается хлоритом и мусковитом.

Гранаты являются изотропными минералами (за исключением таковых андрадит-гроссулярового ряда, которые могут быть аномально анизотропными с темно-серыми цветами интерференции и сложными секториальными двойниками). У них высокие показатели преломления (от 1,734 у гроссуляра до 1,887 у андрадита) и довольно разнообразная, но всегда бледная слабая окраска: гроссуляр – бесцветный, андрадит – желтовато-зеленый, спессартин – желтоватый, алмандин – светло-розовый, уваровит – зеленый.

Структуры метаморфических пород довольно разнообразны, но здесь мы так же, как и в отношении магматических пород, остановимся только на тех, которые более всего распространены в песчаных зернах. В первую очередь, это различные кристаллобластовые структуры, возникающие в результате полной перекристаллизации породы. Обычно их объединяют в две группы по относительным размерам зерен: равномернозернистые (гомеобластовые) и неравномернозернистые (гетеробластовые). Для нас наибольшее значение имеют структуры первой группы, которые формируют основную ткань и в случае неравномернозернистых (порфиробластовых и пойкилобластовых) структур. Именно они чаще всего сохраняются в обломках пород. Это грано-, лепидо- и нематобластовые структуры, а также все переходные разновидности. Гранобластовая структура сложена более или менее изометричными зернами с мозаичными, округлыми или зубчатыми очертаниями, она характерна для роговиков и кварцитов (рис. 2. 15, А), а также слагает основную (кварцевую) ткань многих сланцев (рис. 2. 15, Б, В, Г). Таблитчатые или чешуйчатые минералы слагают лепидобластовую структуру, типичную для серицитовых, хлоритовых, слюдяных и других сланцев (рис. 2. 16, А). Нематобластовая представлена игольчатыми или волокнистыми минералами. Она характерна для амфиболовых (рис. 2. 16, Б, В), силлиманитовых, дистеновых сланцев. Для сложных структур, состоящих из двух или более типов, употребляются двойное или даже тройное название. Например, словосочетание лепидогранобластовая структура означает, что у породы имеются элементы двух типов структур – лепидобластовой и гранобластовой, причем элементы последней преобладают.

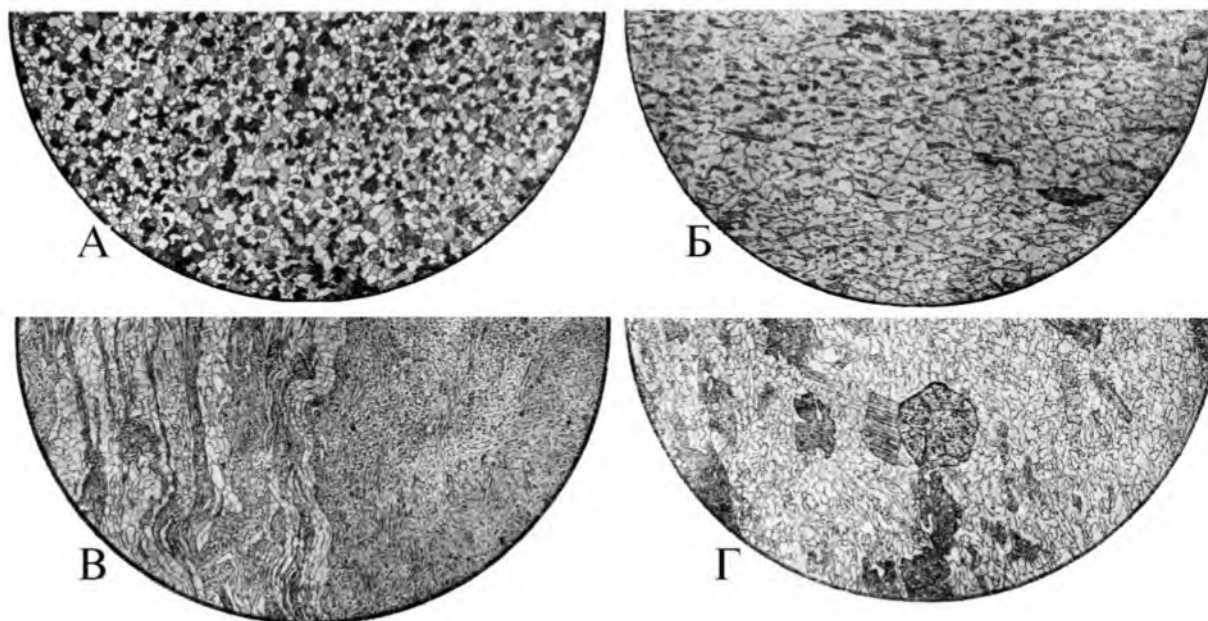


Рис. 2. 15. Типичные структуры метаморфических пород. А – микрокварцит с мозаичной микрогранобластовой структурой. Николи скрещены. Диаметр поля зрения 4,1 мм; Б – слюдяной микрокварцит с микролепидогранобластовой структурой. Порода состоит из изометричных зерен кварца и подчиненного количества биотита и мусковита. Без анализатора. Диаметр поля зрения 2,3 мм; В – кварц-серицитовый сланец с микролепидобластовой структурой. Порода состоит из серицита и кварца с кварцевыми прослоями. Без анализатора. Диаметр поля зрения 2,3 мм; Г – гранат-биотит-кварцевый сланец с микропорфиробластовой общей структурой и с микролепидобластовой структурой основной ткани. Без анализатора. Диаметр поля зрения 4,1 мм. По Ю.И. Половинкиной, 1966

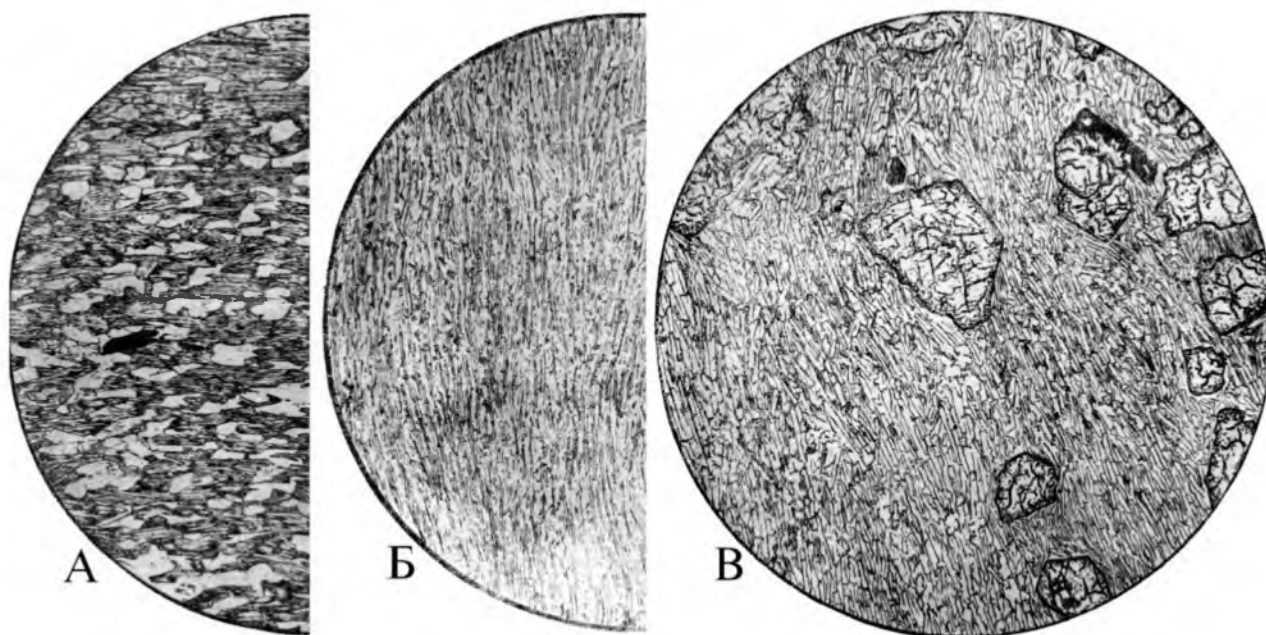


Рис. 2. 16. Структуры кристаллических сланцев. А – кварц-биотитовый сланец с лепидобластовой структурой. Без анализатора. Диаметр поля зрения 2,3 мм; Б – актинолитовый сланец с нематобластовой (фибробластовой) структурой. Без анализатора. Диаметр поля зрения 2,3 мм; В – гранат-куммингтонитовый сланец с нематобластовой структурой основной ткани. Порфиробласты представлены гранатами. Без анализатора. Диаметр поля зрения 7,3 мм. По Ю.И. Половинкиной, 1966

2.7.3. Акцессорные минералы

Набор акцессорных минералов в составе обломочных пород насчитывает многие десятки минеральных видов, но в шлифах они встречаются редко, в лучшем случае – в виде единичных зерен. Чтобы охарактеризовать весь комплекс акцессорных минералов, приходится прибегать к другим методам: обогащению с помощью тяжелых жидкостей, магнитной сепарации и т.д.

Среди наиболее распространенных акцессорных минералов, идентификация которых возможна в прозрачном шлифе, следует назвать циркон, апатит, гранаты, рутил, сфен, турмалин, хромшпинелиды, монацит, ставролит, дистен. Во многих случаях акцессорными являются и такие минералы, как пироксены, амфиболы, эпидоты, характеристика которых уже была дана в разделе о породообразующих минералах. Основные признаки гранатов, ставролита, дистена также уже были приведены в разделе об обломках метаморфических пород.

Циркон встречается в виде бесцветных (реже розоватых) короткопризматических кристаллов, иногда с бипирамидальными окончаниями. Рельеф высокий ($n_g=1,968-2,015$), цвета интерференции яркие, высокие ($n_g-n_p=0,044-0,055$), погасание прямое, удлинение положительное.

Сфен образует прямоугольные (конвертообразные) кристаллы и неправильные зерна буроватого цвета или бесцветные с очень высоким рельефом и интенсивной шагренью ($n_g=1,993-2,081$). Цвета интерференции – белые высших порядков или перламутровые ($n_g-n_p=0,108-0,160$). От карбонатов отличается более высоким рельефом и отсутствием псевдоабсорбции.

Апатит встречается в виде бесцветных призматических кристаллов (в поперечном сечении шестигранных) и неправильных зерен. Рельеф и шагреновая поверхность отчетливые ($n_g=1,633-1,667$). Цвета интерференции темно-серые ($n_g-n_p=0,003-0,005$). Погасание прямое, удлинение отрицательное.

Рутил чаще всего представлен призматическими кристаллами, в том числе короткопризматических и характерных коленчатых и сердцевидных сростков буровато-желтого, красного, красно-бурого цвета. Иногда бывает непрозрачен, но по краям просвечивает. Характерен очень высокий показатель преломления (n_g около 2,9), соответственно, рельеф такой высокий, что зерна почти черные. Это же относится к двупреломлению ($n_g-n_p=0,290$), поэтому никаких интерференционных цветов не видно. Как в скрещенных, так и в параллельных николях рутил имеет совершенно одинаковую окраску.

Шпинели и хромшпинелиды являются изотропными минералами с высоким рельефом ($n_g = 1,75-2,16$). Встречаются в виде октаэдрических кристаллов, имеющих (в отличие от гранатов) треугольные и четырехугольные сечения, осколков и неправильных зерен – бесцветных, розовых, серых, желтых, коричневых, красно-бурых.

Турмалин образует призматические кристаллы с характерными поперечными сечениями в виде сферических треугольников. Окрашен в коричневые, реже синие и зеленые цвета различных оттенков. Отличается резким плеохроизмом ($n_p > n_g$), т.е. густые цвета наблюдаются, когда удлиненное зерно находится в горизонтальном положении. Рельеф и шагреновая поверхность у турмалина высокие ($n_g=1,640-1,675$), цвета интерференции до второго порядка ($n_g-n_p=0,017-0,034$). Погасание прямое, удлинение отрицательное.

Эпидот встречается в виде неправильных, в разной степени окатанных обломков бледного зеленовато-желтого цвета с совершенной спайностью и высоким рельефом ($n_g=1,734-1,797$). Цвета интерференции яркие, пестрые, различные в разных участках одного и того же зерна ($n_g-n_p=0,015-0,049$). Погасание косое, удлинение положительное или отрицательное.

2.8. Органические остатки

Органические остатки в составе обломочных пород обычно представлены двумя группами. Это раковины и остатки скелетов беспозвоночных, а также детрит высших растений. Лишь в единичных случаях встречаются обломки костей и зубы позвоночных. Все они должны быть описаны подробно – с указанием размера, минерального состава (кальцит, доломит, кремнистое вещество, фосфат), характера расположения, количества, степени сохранности (в том числе окатанности) и, по возможности, систематического положения.

Диагностические признаки и характерные особенности раковин и скелетных остатков беспозвоночных организмов приведены ниже, в разделе о карбонатных породах, а что касается фрагментов высших растений, то с ними особых сложностей нет. Обычно это удлиненные черные непрозрачные (углефицированные) или бесформенные просвечивающие бурые и красновато-бурые (гелефицированные) обрывки растительной ткани размером от сотых долей миллиметра до нескольких миллиметров и даже сантиметров, нередко ориентирован-

ные параллельно напластованию. В некоторых случаях сохраняется клеточное строение ткани.

Кости и зубы позвоночных организмов обычно сложены фосфатным веществом: желтоватым, желто-бурым, реже серым, бесцветным, слабо двупреломляющим (темно-серые цвета интерференции), с относительно высоким показателем преломления (около 1,600). Они могут иметь различную форму, агрегатную, радиально-лучистую или волокнистую структуру. В поперечном срезе костной ткани нередко видны остеоны – серии концентрических пластинок, расположенных вокруг каналов (рис. 2. 17). При этом следует помнить, что из фосфорнокислого кальция состоят также раковины беззамковых брахиопод, конодонты и сколекодонты. В отличие от относительно изометричных костей с грубыми волокнами, фрагменты раковин брахиопод представляют собой плоские, удлинённые и изогнутые обломки с тонковолокнистым строением. Разрезы конодонтов и сколекодонтов могут иметь самую различную форму, с округлыми или клиновидными выступами, ограничениями (см. раздел «Осадочные силициды»).

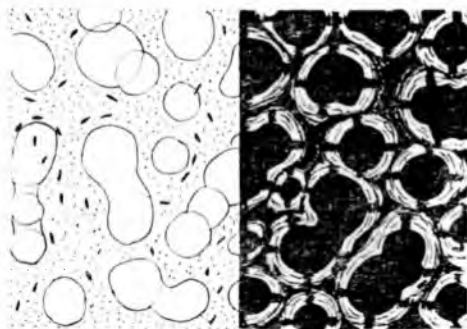


Рис. 2. 17. Структура минерального вещества в продольном сечении чешуи костеперой рыбы. Увеличение 100 х. С анализатором (справа) и без анализатора (слева). По О.П. Обручевой, 1971

2.9. Аутигенные минералы

Аутигенными являются минералы, образовавшиеся на месте их нахождения – в осадке или породе. Они являются основными индикаторами среды, в которой происходило формирование данной породы. При описании аутигенных минералов следует обращать внимание на их количество, выделяя главные (цементирующие) и второстепенные, на условия кристаллизации (связаны с обломочными компонентами, кристаллизуется ли они в порах, замещают ли другие аутигенные минералы), характер распределения, форму выделения и степень кристалличности. Необходимо обратить внимание и на последовательность кристаллизации, которую легче всего проследить, изучая заполнение порового пространства. Так, минералы, слагающие периферическую часть пор и прилегающие к обломочным зернам, являются наиболее ранними. Центральную часть пустот выполняют более поздние образования. Такие наблюдения могут быть полезными и в случае, если поры имеют мономинеральное заполнение. Один и тот же минерал может кристаллизоваться на разных стадиях литогенеза и при этом иметь различный характер выделения.

Порядок кристаллизации можно выяснить и в результате изучения взаимоотношений между разными аутигенными минералами. Например, если мы видим, что цеолит частично замещен кальцитом, значит, кальцит кристаллизовался позже. Однако здесь нужно быть осторожным, чтобы не перепутать реликты более раннего минерала с таким, который появился позже. Если внутри кристалла цеолита, находящегося в окружении кальцита, видны небольшие пятна последнего, это еще не говорит о более поздней кристаллизации кальцита. Эти пятна могут быть реликтовыми. Уверенно можно говорить о том, что кальцит более поздний только в том случае, если кристалл кальцита пересекает границы кристалла цеолита, выходит за пределы последнего. Таким образом, *минерал (в виде монокристалла) пересекающий контуры другого кристалла, образовался позже*. Эту ситуацию можно принимать за общее правило.

Среди наиболее распространенных аутигенных минералов в обломочных породах следует назвать карбонаты (кальцит и доломит), хлориты, глинистые минералы, серицит, кварц, халцедон, опал, полевые шпаты, цеолиты, барит, пирит, окислы железа, гипс, ангидрит, эпидот, пренит, актинолит. Краткая характеристика этих минералов была уже дана в разделах, посвященных цементу и обломочным минералам, повторяться мы здесь не будем, а более детальные сведения о них можно получить в специальных справочниках. Отметим только, что форма выделения у разных аутигенных минералов может быть разной. Причем она зависит как от кристаллизационной силы минерала, так и от интенсивности кристаллизации и от пространства, в котором он кристаллизуется. Так, кальцит, как правило, кристаллизуется в виде неправильных, лапчатых или мозаичных (в порах и трещинах) выделений. В то же время доломит очень часто формирует идиоморфные ромбовидные кристаллы. Хлориты и глинистые минералы встречаются в виде разнообразных чешуйчатых агрегатов, серицит кристаллизуется по обломочным компонентам в виде отдельных рассеянных чешуй и агрегатов. Кварц образует сплошные массы, неправильной формы зерна, наращивает аллотигенные обломки кварца, очень редко встречаются правильные кристаллы. Халцедон и опал чаще всего слагают цемент и замещают органические остатки, полевые шпаты замещают обломочные зерна таких же полевых шпатов. Внутри обломочных зерен известняков и в раковинах организмов нередко встречаются мелкие идиоморфные кристаллики полевых шпатов и кварца. Цеолиты, барит, гипс, ангидрит, актинолит, пирит обычно кристаллизуется в виде более или менее идиоморфных кристаллов, хотя встречаются и агрегаты из неправильных зерен или радиально-лучистые (кроме пирита). Пренит чаще образует чешуйчатые и пластинчатые агрегаты, в том числе радиально лучистые, эпидот почти никогда не бывает в виде правильных кристаллов.

3. КАРБОНАТОЛИТЫ

Карбонатные породы (или карбонатолиты) представляют собой осадочные образования более чем на 50 % состоящие из карбонатных минералов, таких как кальцит – CaCO_3 , арагонит – CaCO_3 , доломит – $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$, сидерит – FeCO_3 , магнезит – MgCO_3 , анкерит – $\text{Ca}(\text{Mg,Fe})(\text{CO}_3)_2$, родохрозит – MnCO_3 и др. Их распространение в осадочной оболочке земной коры далеко не равноценно. Главное место занимают известняки, сложенные кальцитом, редко арагонитом, и доломиты (представленные минералом доломитом). Другие карбонаты в осадочном процессе играют ничтожную роль. Они в основном кристаллизуются в различных постседиментационных условиях, поэтому мы их здесь рассматривать не будем.

Как и любая другая горная порода, известняки и доломиты определяются и описываются при помощи трех основных характеристик – состава, структуры и текстуры. Кроме того, особое внимание должно быть уделено органическим остаткам.

3.1. Вещественный состав

Как уже было отмечено, известняки и доломиты состоят преимущественно из двух минералов – кальцита и доломита, но в самых различных сочетаниях. Арагонит встречается редко. Тем не менее, их диагностика в шлифах представляет известные трудности. Оптические свойства у кальцита и доломита очень близки. У того и другого очень высокое двупреломление (перламутровые цвета интерференции) и резкая псевдоабсорбция в параллельных николях. Оба минерала одноосные и оптически отрицательные, с одинаковой ориентировкой оптической индикатрисы. Спайность у того и другого весьма совершенная, ромбическая, под углом близким к 75° .

Различаются кальцит и доломит, прежде всего, по кристаллизационной силе. У кальцита она существенно меньше, поэтому форма зерен у него обычно неправильная, сложная, лапчатая и, кроме того, они (зерна), как правило, разного размера. В то же время зернистая структура доломитов более равномерная, форма зерен более правильная, с прямолинейными контурами, часто ромбоэдрическая. В кристаллах нередко наблюдаются ядра и зоны из более темного вещества, а также загрязнение краев зерен. Кристаллики размером менее 0,01-0,02 мм часто закруглены. Особенно отчетливо кристаллы доломита выделяются своей ромбоэдрической формой в доломитизированных известняках (рис. 3.1).

Другой особенностью кальцита является наличие полисинтетических двойников у относительно крупных кристаллов (0,1 мм и крупнее). Для доломита такие двойники не характерны. Они, если и встречаются, то лишь в единичных случаях и с небольшим числом двойниковых полос. Кроме того, полисинтетические двойники у доломита, в отличие от кальцита, располагаются по короткой диагонали ромбоэдра.

Для арагонита очень характерны длиннопризматические и игольчатые кристаллы. Агрегаты представлены шестоватыми и радиально-лучистыми сростками. Все же нельзя все игольчатые и волокнистые карбонаты без проверки отно-

силь к арагониту¹, поскольку такие формы встречаются и у кальцита. Арагонит, в отличие от кальцита и доломита, кристаллизуется в ромбической сингонии, т.е. он двуосный, но угол $2V$ очень небольшой – в косом разрезе его трудно отличить от одноосного минерала. Другим признаком, более надежным, является прямое относительно спайности погасание (у кальцита погасание симметричное)². Кроме того, часто наблюдаются двойники, параллельные оси c , иногда псевдогексагональные тройники, шестерники и сложные полисинтетические двойники. Остальные оптические свойства арагонита мало отличаются от таковых кальцита и доломита.

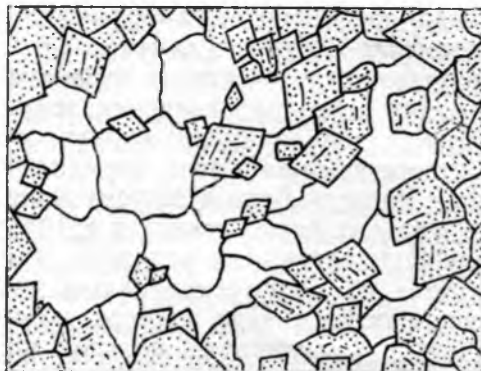


Рис. 3.1. Доломитизированный известняк. Увеличение 40х, без анализатора. Светлые зерна – кальцит, крапчатые – доломит

В комплексе с другими признаками для диагностики карбонатных минералов полезно использовать различия в показателях преломления и в двупреломлении. У кальцита и доломита n_p меньше, чем у канадского бальзама, а у арагонита, как и у других карбонатных минералов – нет. Цвета интерференции у арагонита ниже, чем у кальцита – нежные, разноцветные, но еще не перламутровые.

Если необходимо очень точно определить взаимоотношения доломита и кальцита в породе, пользуются методом окрашивания, основанном на разной химической активности различных карбонатов. Для этого снимают со шлифа покровное стекло³ или изготавливают шлиф сразу без покровного стекла и воздействуют на породу тем или другим химическим реактивом⁴. Чаще всего применяется раствор метилвиолета (или обычные фиолетовые чернила для авторучек), подкисленный (на часовом стекле) несколькими каплями соляной кислоты до появления зеленоватого оттенка. Каплю этого красителя наносят на породу и через 1 минуту смывают струей воды. Кальцит при этом окрашивается в фиолетовый цвет, а доломит остается бесцветным. Только следует иметь в виду, что в случае микрозернистой породы доломит тоже может окраситься.

¹ Следует иметь в виду, что арагонит – минерал неустойчивый. В древних известняках он обычно не сохраняется, а некоторые раковины, которые первоначально были сложены этим минералом, выщелочены или замещены крупнокристаллическим кальцитом.

² Правда, спайность у арагонита не всегда хорошо выражена, как впрочем, и в мелких кристаллах кальцита и доломита.

³ Разрезают покровное стекло пополам, осторожно подогревают одну его половину до размягчения бальзама и с помощью иглы снимают. Потом с пластинки породы удаляют остатки бальзама с помощью спирта или ацетона.

⁴ Подробнее см. в учебниках Н.В. Логвиненко (1974), В.Т. Фролова (1964) и др.

Одновременное присутствие кальцита и доломита должно быть отражено в названии породы. Чтобы в этом отношении не было разнобоя, необходимо пользоваться теми или иными классификациями, например, можно рекомендовать схему В.Г. Кузнецова (табл. 3.1). Правда, она ориентирована на химические анализы, тем не менее оценить соотношение кальцита и доломита вполне можно и по шлифу.

Таблица 3.1

Классификация известняково-доломитовых пород по химико-минералогическому составу (по В.Г. Кузнецову, 1998)

Порода	Содержание, %		CaO/MgO
	CaCO ₃	CaMg(CO ₃) ₂	
Известняк	90-100	10-0	24,6 и более
Известняк доломитистый	75-90	25-10	9,1-24,6
Известняк доломитовый	50-75	50-25	4,0-9,1
Доломит известковый	25-50	75-50	2,3-4,0
Доломит известковистый	10-25	90-75	1,7-2,3
Доломит	0-10	100-90	1,4-1,7

В карбонатных породах почти всегда присутствуют и некарбонатные примеси – глинистый материал и/или обломочные частицы, что также по возможности должно быть отражено в описании и в названии породы. В случае примеси обломочных частиц (алевритовых, песчаных), к основному названию (известняк или доломит) добавляется соответствующее прилагательное: алевритистый (песчанистый), если содержание обломков от 10 до 25 %, и алевритовый (песчаный) – если от 25 до 50 %. С глинистым материалом сложнее. Его содержание в петрографическом шлифе определить практически невозможно, так как карбонатные минералы эту составляющую почти полностью маскируют. Глинисто-карбонатные породы приходится изучать другими методами.

3.2. Структура

Никакая другая группа осадочных пород не может сравниться с карбонатами по генетическому разнообразию, что естественным образом отражается в богатстве структурных¹ типов, и, соответственно, ведет к созданию многочисленных классификаций. Детально с ними можно познакомиться в учебниках, например В.Т. Фролова (1993) и др.

Главными структурными элементами карбонатных пород являются (так же, как и обломочных пород) *зерна, матрикс, цемент* и в меньшей степени *поры*. В данном случае *зерна* представляют собой органические остатки (как целые, так и обломки), разного рода комочки, ооиды, обломки более древних карбонатов. Все они слагают каркас известняка и иногда доломита. *Матриksom* называют литифицированный карбонатный ил – микрозернистое глинисто-карбонатное или карбонатное вещество, заполняющее промежутки между зернами и пустоты в каркасе или образующее базальную массу, в которой рассеяны зерна. *Це-*

¹ Следует помнить, что в зарубежной литературе структура и текстура обычно обозначается одним общим термином: в английской – *fabric*, в немецкой – *gefüge*. На русский язык эти слова переводятся как *строение, сложение*.

мент представляет собой то кристаллическое вещество, которое скрепляет, склеивает зерна, делает каркас прочным.

За рубежом очень широкое распространение получили структурные классификации, разработанные американцами Р. Фолком и Р. Данхемом в конце 50-х, начале 60-х годов прошлого столетия. В последние годы ими все чаще пользуются и в России. Поэтому есть прямой смысл с этими относительно простыми схемами познакомиться и по возможности их освоить.

Классификация Р. Фолка построена по двум главным критериям: 1) по соотношению матрикса (микрозернистого кальцита), цемента (яснокристаллического кальцита) и зерен; 2) по составу и соотношению зерновых компонентов (аллохем). В соответствии с этой классификацией все карбонаты (главным образом, известняки) делятся на микриты и спариты, которые, в свою очередь, различаются по типу зерен. На приведенном рисунке (рис. 3.2) в качестве примера показана типизация известняков, содержащих биокласты. Но совершенно такая же схема будет, если биокласты заменить другими зернами – интракластами, ооидами или пеллоидами (см. словарь терминов в конце раздела). Лишь название породы в этом случае будет другим – вместо биомикрита и биоспарита будет интрамикрит и интраспарит и т.д.

Чтобы сопоставить описываемую конкретную породу с данной схемой и дать ей (породе) название, нужно определить следующие характеристики:

- 1) соотношение матрикса и цемента (используются такие выражения, как существенно больше, существенно меньше, примерно равны);
- 2) процентное содержание аллохем¹ (0-1, 1-10, 10-50 или больше 50 %);
- 3) степень сортировки (хорошая или плохая) и окатанность зерен (окатанные или неокатанные);
- 4) тип зерен (биокласты, интракласты, ооиды или пеллоиды).

Свыше 2/3 микрозернистого матрикса					Свыше 2/3 яснокристаллического кальцитового цемента		
Аллохемы					Сортировка плохая	Сортировка хорошая	Окатанные зерна
0-1 %	0-10 %	10-50 %	Свыше 50 %				
Микриты и дисмикриты	Микриты с редкими органическими остатками	Биомикриты		Плохо отмывые биоспариты	Биоспариты		

Рис. 3.2. Фрагмент классификационной схемы известняков (по R. Folk, 1959)

Чтобы назвать породу в соответствии с классификацией Р. Данхема (табл. 3.2), необходимо, в первую очередь, понять, сохранились ли первичные, седиментогенные структуры или все они перекристаллизованы. Если седиментогенные компоненты (зерна, скелетные остатки, матрикс, цемент) сохранились, тогда нужно выяснить были или не были зерна и другие форменные элементы разрозненными во время осадконакопления. *Первично разрозненные* зерна разделены матриксом, цементом или закономерно соприкасаются, они разного ти-

¹ Для оценки рекомендуется использовать эталоны, приведенные ниже, на рис. 3.5.

па, часто различного систематического состава (если речь идет об органических остатках), нередко со следами окатанности. Фактически это своего рода аналоги обломочных пород. *Первично связанные* органические остатки находятся в положении роста. Массивные формы скелетов при этом могут образовать трехмерный каркас, промежутки которого заполнены карбонатным материалом иной структуры, остатки пластинчатых и таблитчатых организмов покрывают и инкрустируют первичные компоненты осадка. К сожалению, по шлифу чаще всего невозможно определить являются ли компоненты осадка первично связанными. Поэтому мы здесь рассматриваем только те породы, седиментогенные компоненты которых были разрозненными во время осадконакопления. Их подразделение ведется по размерам и количеству зернистых компонентов, по соотношению форменных элементов, матрикса и цемента. Соотношение классификации Р. Данхема со схемой Р. Фолка показано на рисунке 3.3.

Таблица 3.2

Классификация известняков и доломитов по структуре
(R.J. Dunham, 1962; A.F. Embry & J.E. Klovan, 1971; в интерпретации В.Г. Кузнецова, 1992)

Первичные осадочные структуры						
Могут быть установлены					Неизвестны	
Первичные компоненты						
Не были связаны между собой в ходе осадконакопления				Были связаны		
Форменные элементы (зерна) имеют алевротовую и песчаную размерность (< 2 мм)		Содержится илистый материал пелитовой и мелкоалевритовой размерности		Илистого материала мало		Более 10 % форменных элементов имеют размер > 2 мм
Зерна не соприкасаются и заключены в илистом матриксе						
Зерна соприкасаются и поддерживают друг друга		Илистый материал образует поровый и базальный цемент		Илистого материала мало, зерна соприкасаются		Автохтонный известняк, первичные компоненты которого связывались организмами в процессе осаднения; остатки организмов находятся в положении роста
Зерен <10%		Зерен >10%		Баундстоун		
Мадстоун	Вакстоун	Пакстоун	Грейстоун	Флаутстоун	Рудстоун	

Описанные схемы, тем не менее, характеризуют породу далеко не в полной мере. При выполнении тематических работ, связанных с карбонатными образованиями (в том числе в нефтяной геологии), нужна более детальная характеристика. В этом смысле полезной является генетическая классификация, представленная в табл. 3.3. Она разработана отечественными геологами и рекомендована к всеобщему использованию.


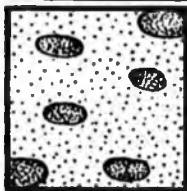
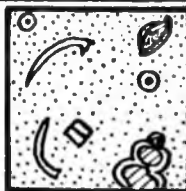
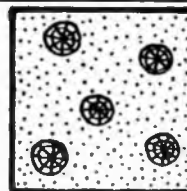
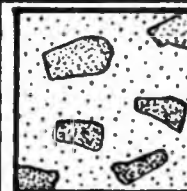


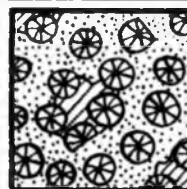

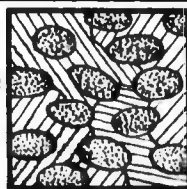
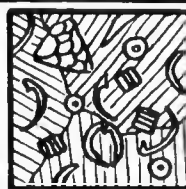
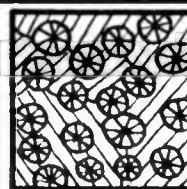
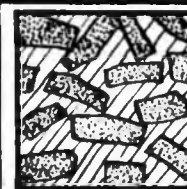
по Р. Данхему	по Р. Фолку				Цемент
Мадстоун зерен <10%	Микрит, известковый ил, кальцилутит, мел  Дисмикрит Структурные компоненты (типы зерен)				Базальный микритовый спарит с незнач. пролисею спарита
Вакстоун зерен >10%	Пеллеты  Пелмикрит	Биокласты  Биомикрит	Оолиты  Оомикрит	Интракласты  Интрамикрит	
Пакстоун зерен более 20-30% (Рудстоун) >10% зерен >2мм	 Пеллмикспар	 Биомикспар	 Оомикспарит	 Интрамиксп.	Поровый Спарит
Грейнстоун зерен более 20-30% Рудстоун - >10% зерен крупнее 2мм	 Пеллспарит	 Биоспарит	 Ооспарит	 Интраспарит	
Баундстоун (подраздел. на байдстоун, байндстоун, фрейм- стоун)	Рифовая порода, биолитит (в отечеств. литерат. биогермный известняк, каркасный известняк)				

Рис. 3.3. Типизация известняков по Р. Фолку (1959) и Р. Данхему (1962)

В качестве типовых в этой классификации предлагаются по существу те же структурные компоненты, что у Р. Фолка и Р. Данхема, поэтому распознать их нетрудно, несмотря на несколько отличающуюся терминологию.

1. *Крустификационно-инкрустационный карбонат (кальцит-арагонит)* представлен агрегатами самых различных кристаллов – от мельчайших изоморфных до волокнистых. Образует неотчетливо- и облаковидно-сгустковые структуры, часто развивается по растительным остаткам, сохраняя следы замещения нитей, веточек, трубочек. Формирует известковые туфы, травертины, натечные формы.

Структурно-генетическая классификация карбонатных пород
(Систематика ..., 1998)

Структурно-генетические группы	Структурные компоненты							
	Крустификационно-инкрустационный карбонат	Криптокристаллически-сгустковый микрит	Аккреционные «нескелетные» зерна	Биоморфный «скелетный» материал	Зерновой карбонатный материал	Иловато-микрозернистая масса	Карбонатный цемент	Кристаллическая масса
Туфовые известняки (известковый туф, травертин, натечные формы)	=====	-----	-----					
Водорослевые известняки, доломиты	-----	=====	=====	-----	-----			
Биоморфные известняки (каркасные, органо-генно-желвачковые, ракушняковые, ветвисто-органогенные и др.)		-----	-----	=====	-----	-----		
Граноморфные известняки, реже доломиты: лито-, био-, оо-, интраграноморфные (от иловых до зернистых)		-----	-----	-----	=====	=====	=====	
Микрозернистые известняки				-----	-----	=====	-----	
Грано-кристалломорфные известняки				=====	=====		=====	-----
Кристалломорфные известняки, доломиты. Различаются по размерам и форме кристаллов, строению агрегатов							-----	=====

2. *Криптокристаллически-сгустковый микрит*. Может быть массивным и слоистым. Выступает так же, как связующая масса в скелетно-обломочных и рифовых известняках. Является продуктом бактериально-водорослевой деятельности, формирующим различные водорослевые и сгустковые известняки и доломиты. Наиболее характерными представителями являются строматолиты.

3. *Аккреционные «нескелетные» зерна* (преимущественно кальцит) – пеллеты, ооиды, онколиты, пизолиты, желваки с крипто- и микрокристаллической структурой и с выраженным в разной степени концентрическим и радиально-лучистым строением. Встречаются также агрегаты зерен – грейпстоуны¹ (рис. 3.4) – сросшиеся сферические зерна, лампы – агрегаты зерен в виде комков со сглаженными краями, ботриодальные зерна – грейпстоуны или лампы с наружным оолитоподобным покрытием.

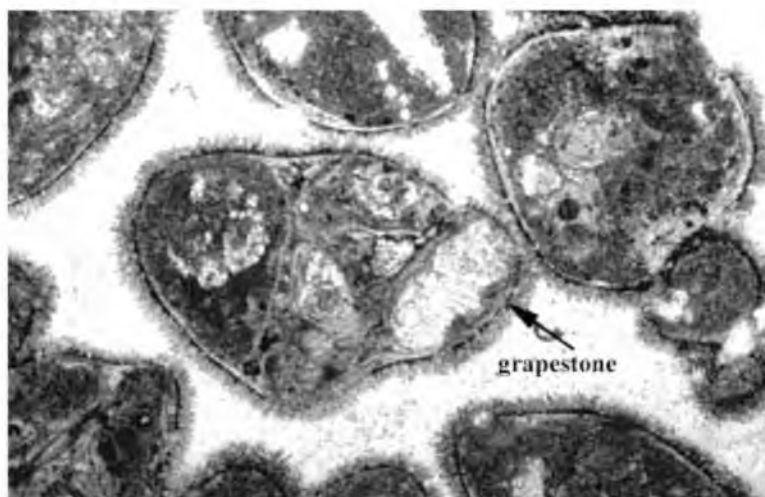


Рис. 3.4. Грейпстоуны (виноградные камни)

4. *Биоморфный «скелетный» материал* – целые скелетные образования, включая желваки корковых водорослей и мшанок, трубки червей и т.п.

5. *Зерновой карбонатный материал* – кальцитовый или доломитовый, включает в себя био- и литокласты, нескелетные зерна, раковины, водорослево-мшанковые желвачки, мелкие колонии.

6. *Иловато-микрозернистая масса (микрит)* представлена преимущественно кальцитом, часто арагонитом и магнезиальным кальцитом, реже доломитом. Аналог тонко-алевритовых и пелитовых частиц. Обычно к микриту относят карбонатные частицы размером менее 4 мкм (0,004 мм).

7. *Карбонатный цемент* заполняет пустое пространство в осадках и породах, представлен всеми минеральными фазами в ряду кальцит-доломит. В приповерхностных обстановках образуется микритовый цемент. При опускании на более или менее значительные глубины возникают яснокристаллические мозаичные и призматические карбонаты. Кристаллическая масса формируется путем разрастания кристаллов, перекристаллизации, замещения. Отдельные кристаллы могут быть ксеноморфными, гипидиоморфными, идиморфными; структуры – равномерно и неравномерно-зернистыми.

Перечисленные структурные компоненты (типовые компоненты) входят как составные части в ту или иную группу карбонатных пород. По преобладанию соответствующих компонентов выделяются группы генетических типов.

1. *Туфовые известняки* – крустификационно-инкрустационные кристаллические карбонаты, в составе которых заметную роль играют криптокристалли-

¹ От английского слова *grape* – виноград, гроздь винограда..

ческий сгустковый микрит преимущественно бактериального происхождения и «нескелетные» зерна – оолиты и пизолиты. Туфовые карбонаты отличаются чистотой состава, но могут содержать включения органического вещества.

2. *Водорослевые известняки и доломиты* представляют собой скрытокристаллическую и сгустково-скрытокристаллическую массу и аккреционные нескелетные зерна (пелоиды, онкоиды, пизолиты). Характерно присутствие остатков водорослей, остракод, моллюсков, брахиопод и других раковин обычно плохой сохранности. Водорослево-сгустковый карбонат выступает также связующей массой некоторых ракушнякав, скелетно-обломочных и рифовых каркасных известняков.

3. *Биоморфные известняки* слагают рифовый каркас или образуют «заросли», погруженные в матрикс (зернистый, иловатый или водорослево-сгустковый) и частично сцементированные кристаллическим карбонатом. К этой же группе относятся ракушнякав, возникшие на месте поселения организмов. Биоморфные компоненты при этом должны составлять не менее 30 % породы. Вмещающий и окружающий их материал чаще всего разнообразный.

4. *Граноморфные известняки (реже доломиты)* образованы преимущественно зерновым материалом: лито-, био- и интракластами, нескелетными зернами. Осадки могут иметь четкую слоистость, параллельную и косую, градационную сортировку, признаки заполнения промоин, знаки ряби и др. Граноморфные карбонаты слагают турбидиты и отложения зерновых потоков. По структурным особенностям выделяются оо-, лито-, био- и интраграноморфные породы.

Оограноморфные известняки (оолитовые известняки), как правило, слагаются различными ооидами, литограноморфные являются гранулометрическими аналогами терригенных пород. Это известняковые и доломитовые песчаники, гравелиты, конгломераты, брекчии. Биограноморфные разновидности состоят из раздробленных, иногда цельных (например, фораминиферовые) скелетных остатков, в разной степени сортированных и окатанных, сцементированных яснокристаллическим карбонатом или погруженных в иловую массу. Интраграноморфные карбонаты представляют собой разновидности интракластовых осадочных образований. Таковы пластинчатые брекчии или плоскогалечные конгломераты из полулитифицированного материала или «мягких» галек. Интраграноморфные карбонаты часто характеризуются плотной пригонкой компонентов друг к другу.

5. *Микрозернистые известняки* имеют микритовую, дисмикритовую, биомикритовую структуры. Они формируются в результате осаждения взвесей. Это глубоководные наноилы и мел, карбонатные осадки бассейнов с эвапоритовой седиментацией. С микритовой массой часто ассоциируют взвешенные в ней скелеты мелких планктонных организмов (фораминиферы, радиолярии, кальцисферы). Но иногда, как в некоторых мелах, встречаются и остатки бентосной фауны. Наблюдается примесь кремневых органических остатков, что приводит к окремнению.

6. *Грано-кристалломорфные известняки*. В качестве важного структурного компонента выступает цемент, составляющий более 50 % от объема породы. Главным образом это известняки с многочисленными полостями, инкрустированными или заполненными яснокристаллическим карбонатом.

7. *Кристалломорфные известняки, доломиты* – переходные по составу карбонаты. Сложены кристаллическими массами, формирующимися в процессах кристаллизации, перекристаллизации, замещения одной минеральной модификации другой. В результате мы имеем большое разнообразие кристаллических структур (табл. 3.4). К рассматриваемой группе относятся почти все доломиты.

Таблица 3.4

Принципиальная схема подразделения кристаллических известняков и доломитов

Равнозернистые (равнокристаллические)	Разнозернистые	Реликтовые
Пелитоморфные < 0,005 мм Микрокристаллические 0,005-0,05 мм Тонкокристаллические 0,05-0,1 мм Мелкокристаллические 0,1-0,25 мм Среднекристаллические 0,25-0,5 мм Крупнокристаллические 0,5-1,0 мм Грубокристаллические 1,0-2,0 мм Гигантокристаллические > 2 мм	Разнозернистые, в том числе порфировидные, пятнистые	Породы с преобладанием кристаллических (обычно разнозернистых) структур, на фоне которых сохраняются реликты или тени биоморфных, зернистых или обломочных структур

3.3. Описание компонентов карбонатной породы

После того как определено название породы, установлены ее основные структурные элементы и структурно-генетический тип, следует перейти к детальному описанию порообразующих компонентов (зерен, матрикса, цемента, пор, аутигенных минералов), а также основных микротекстур. При этом необходимо ответить на следующие вопросы.

1. *Количественное соотношение основных компонентов (зерен, матрикса, цемента, пор) в %.* Оценка можно производить визуально с помощью эталонов, изображенных на рисунке 3.5.

2. *Характер органических остатков:*

- разнообразие состава организмов (небольшое или значительное);
- типы и классы организмов (определение производится с помощью приведенного ниже определителя органических остатков) – табл. 3.5 на стр. 67-69.

3. *Сохранность скелетных остатков:*

- окатанные (округленные) или угловатые;
- границы (резкие или расплывчатые);
- замещены ли обломки раковин микрозернистым или кристаллическим кальцитом;
- чем заполнена внутренняя полость (микрозернистым или кристаллическим кальцитом);
- сохранились ли иголки арагонита.

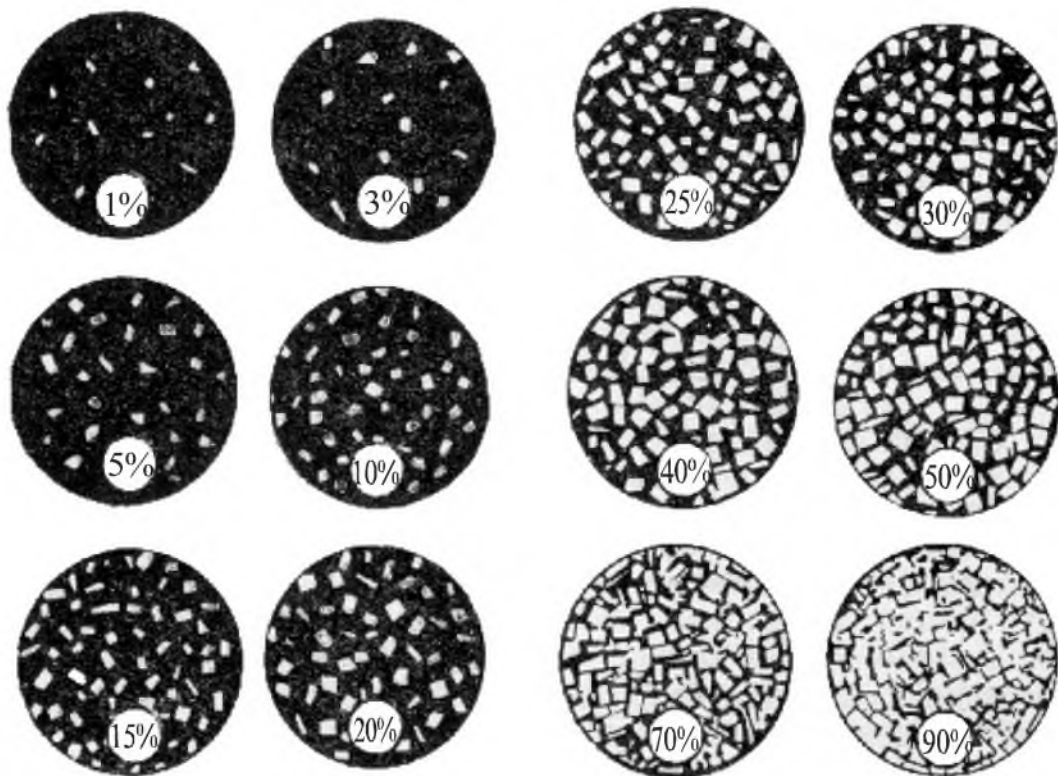


Рис. 3.5. Эталоны для сравнительного определения процентного содержания зерен или минералов (белые формы), по С.А. Вахромееву

4. Компоненты неорганического происхождения.

Ооиды:

- только одни оолиты или они смешаны с другими частицами;
- размеры оолитов и связь с размерами ядер;
- форма оболочек оолитов (насколько она правильная);
- имеются ли признаки нитей водорослей;
- какие частицы слагают ядра ооидов (раковины, комки, пеллеты, силикатные зерна и др.);
- сгруппированность, упаковка оолитов (плотно или неплотно).

Пеллеты (копролиты) и неопределимые комки (округлые зерна с микритовой структурой):

- размеры и насколько они (размеры) выдержаны;
- встречаются ли изолированные участки породы с крупными комками;
- много ли мелких, хорошо сортированных и округлых комков;
- встречаются ли пеллеты внутри раковин и их форма;
- собираются ли пеллеты в грозди;
- включает ли в себя микрозернистая масса пеллоида алевроитовые зерна;
- нет ли признаков постепенного перехода органических остатков в микрозернистые комки.

Обломочные зерна:

- состав зерен (карбонатный или силикатный), и насколько он отличается от основной массы;
- внешний облик и размер;
- удлиненные или изометричные;
- есть ли оболочки вокруг зерен;
- расположение относительно слоистости (обломочные зерна могут концентрироваться в слойках, удлиненные зерна могут быть ориентированными).

Гроздевидные частицы (грейпстоуны):

- размеры по сравнению с пеллоидами и другими зернами;
- имеется ли оболочка у гроздьев;
- наблюдается ли в межзерновом (внутри гроздьев) материале какая-нибудь органическая структура;
- раскристаллизованы ли края комков;
- есть ли включения водорослевых трубочек;
- какие виды частиц собраны в грозди.

5. Структура и текстура:

- сортировка частиц по размерам и форме (более или менее одинаковые или разные);
- ориентировка частиц (субпараллельная или беспорядочная);
- наблюдается ли инфильтрация микритового вещества между зернами;
- слоистость (есть или нет и какая).

6. Уплотнение:

- контакты между зернами (точечные или конформные);
- есть ли признаки серий стилолитов или есть крупные индивидуальные стилолиты.

7. Цемент:

- тип цемента (пленочный, корковый, поровый, базальный);
- степень кристалличности (микрозернистый, яснокристаллический, пойкилитовый);
- есть ли признаки нарастания (регенерации) кальцита на фрагментах иглокожих и на других зернах;
- различия в цементе внутри полых зерен и снаружи.

8. Доломитизация:

- размер кристаллов доломита (в том числе одинаковый или разный),
- четкие ли грани у ромбов;
- к каким элементам породы ромбы приурочены (зернам, цементу, матриксу, прожилкам, повсюду);
- встречаются ли крупные пятна или прожилки доломита;
- имеются ли выделения железа на ромбах;
- имеются ли ядра у ромбов.

9. Заполнение пустот:

- встречается ли микрозернистая карбонатная масса внутри раковин и в других пустотах, нет ли в ней примеси алевроитовых зерен.

10. *Микрозернистая основная масса:*

- насколько она чистая;
- она микрозернистая (0,004-0,005 мм) или тонкозернистая (0,01-0,02 мм);
- однородная или неотчетливо комковатая, сгустковая;
- слоистая или массивная.

11. *Поры* (основные характеристики и методику описания см. ниже):

- общая пористость (%);
- эффективная пористость (сообщающиеся поры) в %;
- первичная пористость:
 - межзерновая – количество (%) и краткая характеристика;
 - внутризерновая (полости в раковинах) – количество и краткая характеристика.
- вторичная пористость:
 - межкристаллическая (например, в доломитах);
 - усыхания;
 - растворения (обычно растворяются компоненты одного типа);
 - жеоды растворения (крупные пустоты);
 - трещины.

12. *Аутигенные минералы не карбонатные:*

- минеральные виды (полевые шпаты, кварц, цеолиты, хлорит, гипс, ангидрит, глауконит, пирит и др.);
- степень кристалличности и размеры кристаллических зерен;
- количество и распределение (равномерно, пятнами или приурочены к отдельным компонентам).

Таблица 3.5

Схема для ориентировочного определения известковых органических остатков под микроскопом

Крупные (в основном больше 1 мм, но бывает и меньше) округлые, прямоугольные и пятиугольные, сетчатые формы. Очень характерно, что каждый элемент скелета, несмотря на сетчатость, сложен монокристаллом кальцита, что приводит к его одновременному погасанию	Иглокожие (рис. 3.6)
Мелкие (0,1-1 мм, редко до 10-15 мм и даже до 10 см) целые раковины и обломки. В разрезе одно-, двух- или чаще многокамерные, во многих случаях спирально-свернутые. Иногда камеры расположены одна над другой, могут быть беспорядочно разбросанные. Стенки раковин сложены одним или несколькими слоями скрыто- или микрозернистого, иногда волокнистого кальцита. Встречаются агглютинированные раковины, состоящие из постороннего подручного материала (мелкие обломки кварца, полевых шпатов, слюда, глауконит, комочки известняка, спикулы губок и др.), сцементированного кальцитовой или кремнистой массой	Фораминиферы (рис. 3.7)
Мелкоячеистые сетки и веточки, состоящие из волокнистого, реже пелитоморфного или тонкокристаллического кальцита. Волокна ориентированы вокруг ячеек и параллельно наружной поверхности. Ячейки	Мшанки (рис. 3.8)

<p>(поры) округлые или овальные, часто имеют размеры 0,1-0,3 мм, но встречаются и крупнее. Нередко они располагаются относительно далеко одна от другой. Ячейки могут быть заполнены кристаллическим кальцитом или микритом</p>	
<p>Структура скелета крупноячеистая. В нем различаются горизонтальные элементы – ламины (слойки) или изогнутые пузырьки, и вертикальные – столбики различной длины, пересекающиеся с ламинами. В других случаях скелет напоминает пористую губчатую ткань</p>	<p>Строматопоридеи (рис. 3.9)</p>
<p>Крупные (несколько миллиметров и более) ячейки, образующие сетку. Состоят из волокнистого или зернистого кальцита. Причем волокна часто располагаются перпендикулярно стенкам и поверхностям перегородок</p>	<p>Кораллы (рис. 3.10)</p>
<p>Удлиненные обломки раковин (изогнутые, волнистые), сложенные волокнистым, нередко узловатым кальцитом, более грубым, чем у мшанок. При этом волокна часто располагаются под углом к стенкам раковин, которые иногда несут на поверхности дополнительные скульптурные украшения (ребра, иглы). Реже встречаются брахиоподы со сложной, двухслойной раковиной, с дополнительным призматическим слоем, как у пелеципод. Но, в отличие от последних, призматический слой внутренний. Иглы брахиопод нередко встречаются отдельно от раковин. В шлифе они выглядят как кружки и овалы с толстой стенкой из концентрического волокнистого кальцита</p>	<p>Брахиоподы (рис. 3.14)</p>
<p>Хорошо сохранившиеся раковины имеют три слоя – наружный из органического вещества, средний из призматического кальцита, ориентированного поперек раковины, внутренний из пластинчатого арагонита. Если срез проходит вдоль раковины, т.е. пересекает призматический слой под углом, тогда с анализатором наблюдается картина ячеистого строения. Но наружный слой (органическое вещество) в древних отложениях обычно не сохраняется, и раковина выглядит двухслойной. Стенки у некоторых мезозойских двустворок имеют волокнистое строение, но в отличие от брахиопод, они (стенки) толстые</p>	<p>Двустворчатые моллюски (пелециподы) (рис. 3.12)</p>
<p>Раковины распознаются по спиральной, закрученной форме. Стенки раковин такие же, как у пелеципод (в ископаемом состоянии двухслойные), однако навивание раковины нередко приводит к дублированию призматического и пластинчатого слоев, создавая впечатление многослойности. Следует иметь в виду, что раковины гастропод легко перекристаллизуются, давая при этом либо неправильные многослойные структуры стенок, либо, что чаще, вообще теряют слоистую структуру</p>	<p>Гастроподы (брюхоногие моллюски) (рис. 3.13)</p>
<p>Раковины размеров от 2-3 мм до 1 м, многокамерные, свернутые в плоскую спираль. Стенки раковин трехслойные: наружный – органический, два других – арагонитовые. Из-за этого раковины, как правило, перекристаллизованные и состоят из кристаллического кальцита (в отличие от моллюсков). В шлифах иногда сохраняются и причудливые наросты фрагментов перегородок на поверхности раковины</p>	<p>Аммоноидеи (рис. 3.15)</p>
<p>Обломки панцирей трилобитов имеют разнообразную форму с резкими незакономерными утолщениями. Могут быть одно- или многослойными. С анализатором в поперечном сечении имеют погасание, перпендикулярное к поверхности. В поперечном сечении обломков панциря бывают видны тонкие каналы, которые в срезе выглядят как округлые пятнышки. В целом обломкам характерно волнистое погасание</p>	<p>Трилобиты (рис. 3.16)</p>

<p>Маленькие (доли миллиметра) тонкие серповидные полоски или целые раковины (две полоски), имеющие яйцевидную или миндалевидную форму. Стенки сложены скрытоволокнутистым или зернистым кальцитом, так как они легко перекристаллизовываются. Внутренние полости раковины тоже часто заполнены кристаллическим кальцитом, но отличным по структуре от стенок</p>	<p>Остракоды (рис. 3.11)</p>
<p>Онколиты – округлые стяжения с концентрической или радиально-лучистой структурой. Отличаются от оолитов неровной волнистой или бугристой слоистостью, неодинаковой толщиной слоев, чередованием светлых и темных слоев, обогащенных глинистым и органическим веществом, иногда неправильно-сферической формой. Ядром часто являются различные обломки.</p> <p>Катаграфиты – неслоистые карбонатные образования различной величины и структуры, неправильной, часто причудливой формы, в виде комочков, сгустков, стяжений. От механогенных комочков отличаются тонкой темной оболочкой (которая видна не всегда) и однообразной формой.</p> <p>К сине-зеленым водорослям относят также тонкие извивающиеся трубочки одинаковой толщины и кустистые формы, веточки которых не имеют полости, а целиком сложены микрзернистым кальцитом</p>	<p>Сине-зеленые водоросли (рис. 3.19)</p>
<p>Тонкосетчатая ткань. Ячейки очень мелкие (0,01 мм и меньше), характеризуются четырехугольной формой и располагаются правильными и неправильными рядами. Сложены микрзернистым кальцитом в отличие от сетчатых обломков иглокожих, которые представляют собой монокристалл</p>	<p>Красные (багряные) водоросли (рис. 3.17)</p>
<p>Слоевница мешковидные, шаровидные и трубчатые без боковых ответвлений или с ответвлениями из отдельных узлов. Стенки трубок пронизаны многочисленными канальцами. В отличие от других водорослей, известковый скелет чаще всего сложен крупнокристаллическим кальцитом, но каналы и поры заполнены микрзернистым карбонатом (выглядят скорее как перегородки), что позволяет разглядеть эти образования</p>	<p>Зеленые водоросли (рис. 3.18)</p>
<p>Размеры различные: длина от 0,9 мм до 10-12 см, диаметр от 0,2 до 10 мм. Трубки прямые или изогнутые, могут быть спиральные. Стенки трубок многослойные. При этом слои отличаются цветом и структурой (пелитоморфной, микрзернистой, пластинчатой, волокнутистой). Волокна дугообразно изогнуты, чем отличаются от трубок некоторых гастропод, обладающих поперечно-призматическим наружным слоем. У мезозойских и третичных червей трубки срослись выступающими грубыми волокнами, образующими пузырчатую ткань</p>	<p>Трубки червей (рис. 3.20)</p>

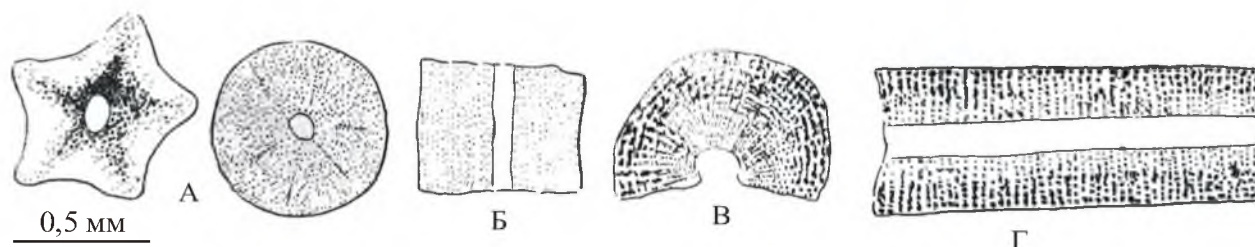


Рис. 3.6. Членики иглокожих: А и Б – стебли морских лилий (А – поперечное, Б – продольное сечение); В и Г – иглы морских ежей (В – поперечное, Г – продольное сечения). Никели параллельны. По В.Т. Фролову (1964)

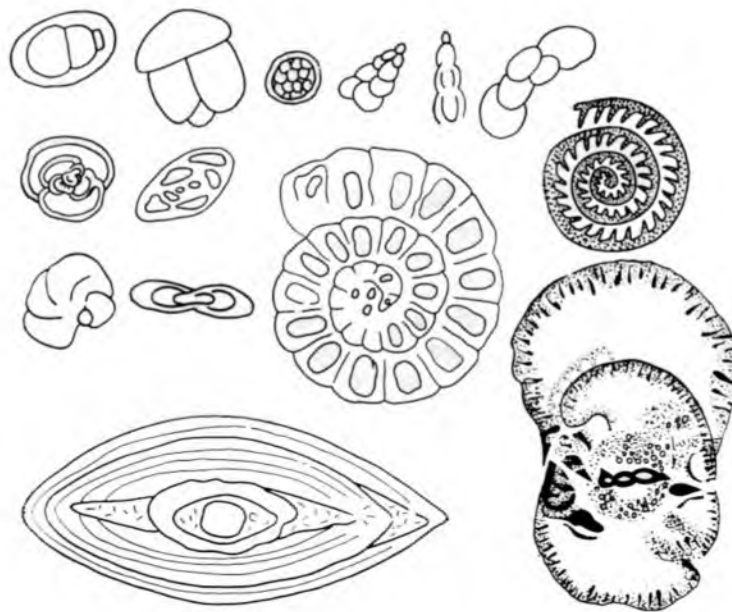


Рис. 3.7. Различные сечения раковин фораминифер. Без анализатора. Увеличение 20-50х. По В.П. Маслову (1973)



Рис. 3.8. Скелетные остатки мшанок. Поперечное и продольное сечение. Николи параллельны. По В.Т. Фролову (1964)

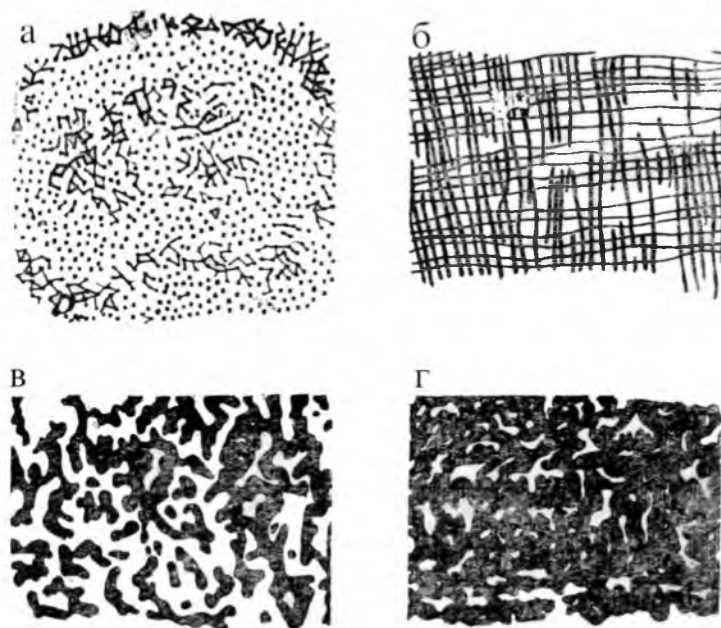


Рис. 3.9. Скелетные остатки строматопоридей: а,в – поперечное и б,г – продольное сечение. Увеличение 10х. По О.Б. Бондаренко, И.А. Михайловой (1965)

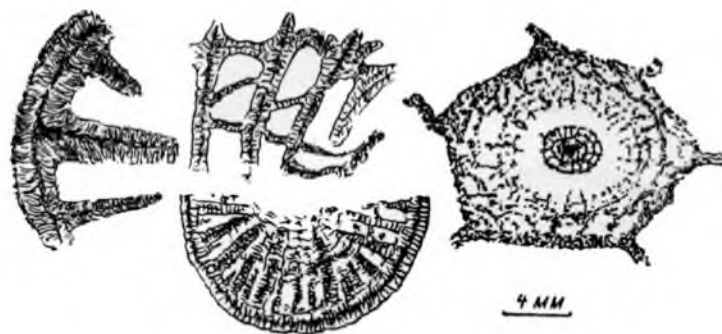


Рис. 3.10. Скелетные остатки кораллов. Николи параллельны. По В.Т. Фролову (1964)

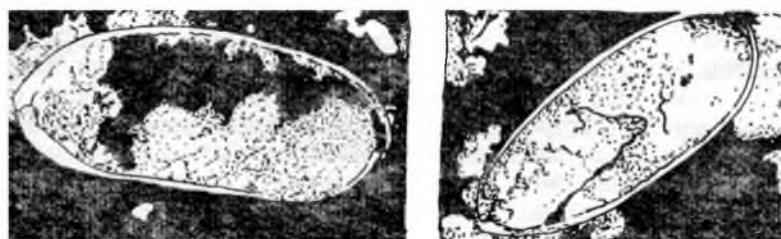


Рис. 3.11. Остатки раковин остракод. С анализатором, увеличение 60х. По Е.М. Мишиной (1960)

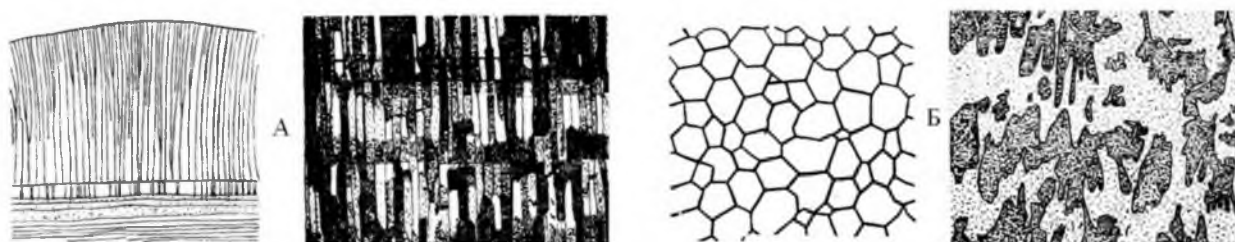


Рис. 3.12. Стенки раковин двустворчатых моллюсков. Поперечные сечения: А – слева без анализатора, увеличение 25х, справа с анализатором, увеличение 5х; Б – тангенциальные сечения различных типов призматического слоя раковины (увеличение 20-25, без анализатора). По В.П. Маслову (1973)

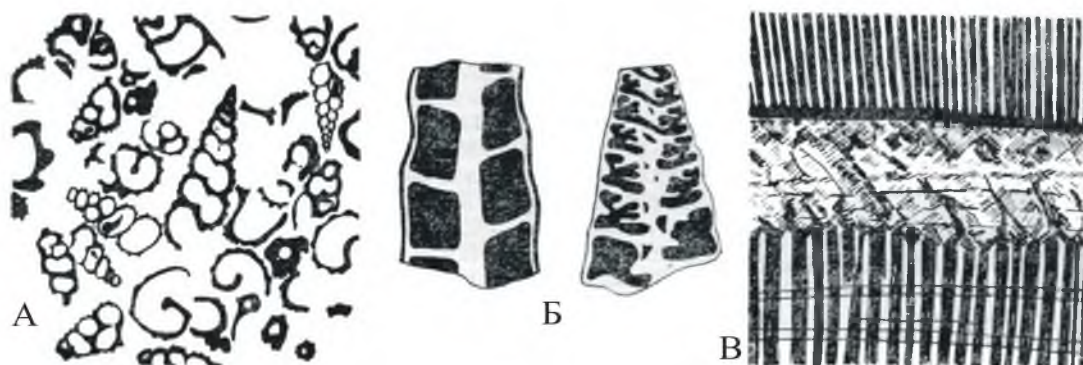


Рис. 3.13. Остатки раковин гастропод. А – характерные формы сечений обломков и целых мелких раковин. Увеличение 30х, без анализатора; Б – продольные сечения раковин; В – поперечное сечение стенки раковины. Увеличение 30х, с анализатором. По В.П. Маслову (1973)

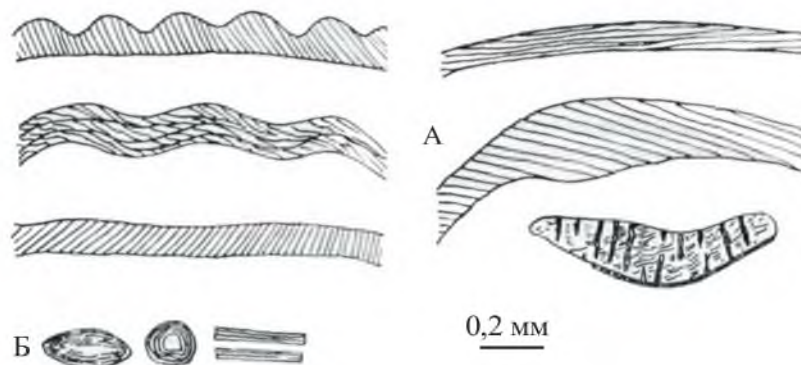


Рис. 3.14. Сечения створок (А) и игл (Б) брахиопод. Без анализатора. По В.П. Маслову (1973) и В.Т. Фролову (1964)

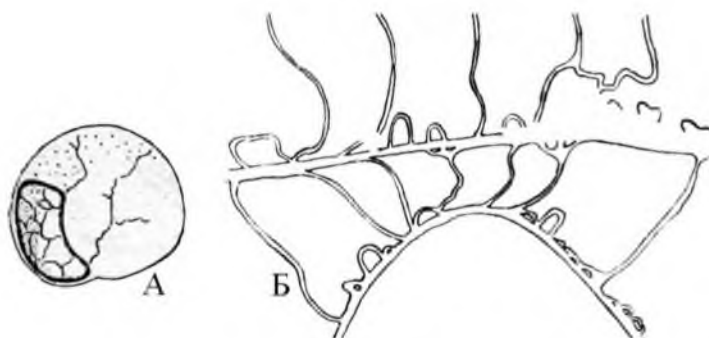


Рис. 3.15. Остатки раковин аммонитов. А – увеличение 25х; Б – сечение через перегородки раковины (увеличение 12х). По И.В. Хворовой (1958)

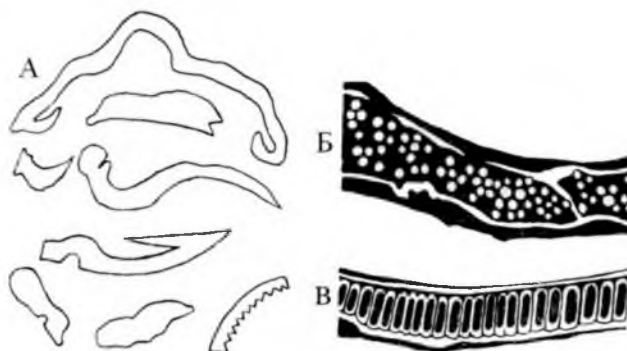


Рис. 3.16. Остатки панцирей трилобитов: А – форма обломков (увеличение 13х); Б – тангенциальный и В – поперечный срезы панциря с поперечными и продольными сечениями канальцев (увеличение 25х, с анализатором). По И.В. Хворовой (1958)

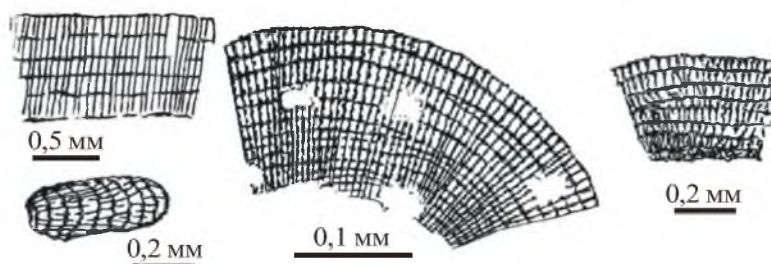


Рис. 3.17. Багряные водоросли. Николи параллельны. По В.Т. Фролову (1964)

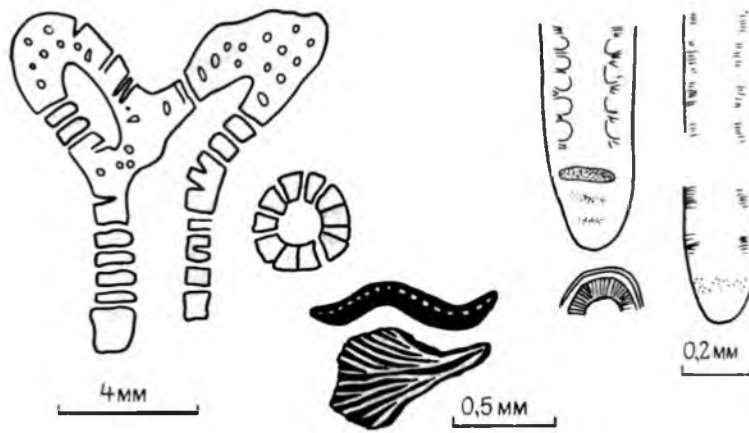


Рис. 3.18. Остатки зеленых водорослей в продольном и поперечном сечениях. По В.П. Маслову (1973)

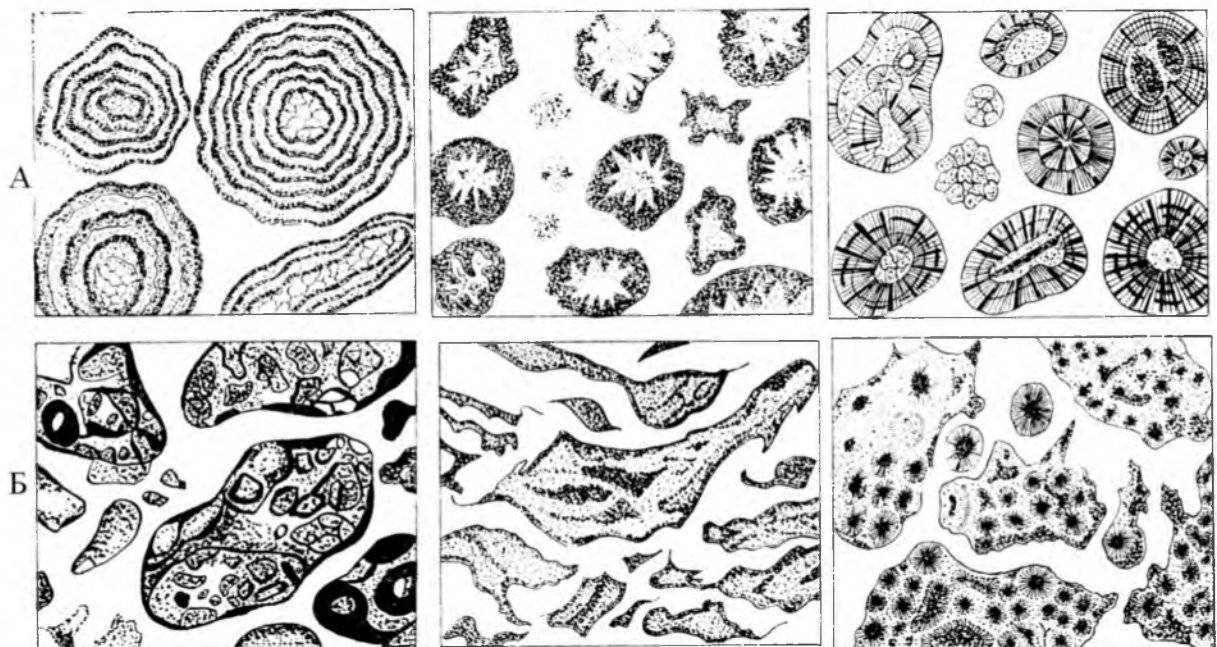


Рис. 3.19. Сине-зеленые водоросли: А – онколиты, Б – катаграфии. По Т.А. Дольник и др. (1963)



Рис. 3.20. Сечения защитных трубок червей. Увеличение 10-15х, без анализатора. По В.П. Маслову (1973)

3.4. Пористость, основные характеристики и схема описания

В отличие от обломочных пород, в известняках существенное значение имеют не только межзерновые, но и внутризерновые поры – полости в раковинах моллюсков, аммонитов, фораминифер, в скелетах кораллов и мшанок (рис. 3.21). Все они (меж- и внутризерновые) являются *первичными порами*, образовавшимися во время отложения осадка. В целом у карбонатов этот тип пористости сразу после отложения достигает 40-70 %, т.е. больше чем у обломочных пород. Но в процессе диа- и катагенеза количество и размеры пор уменьшаются. В карбонатных коллекторах общая пористость составляет всего 5-15 %, при этом лишь небольшая часть ее может быть отнесена к первичной.

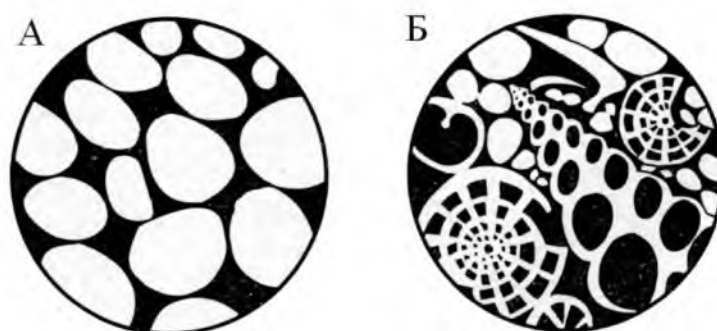


Рис. 3.21. Поры (черное) в песчанике и органогенном известняке: А – только межзерновые (песчаник), Б – меж- и внутризерновые (известняк)

Вторичная пористость связана с перекристаллизацией горной породы. У карбонатов она формируется за счет различных процессов и распространена гораздо шире, чем у кластолитов. Среди вторичных пор различают межкристаллические, поры усыхания, растворения и связанные с трещиноватостью (рис. 3.22).

Межкристаллические поры представляют собой пространство между отдельными кристаллами в кристаллической породе¹. Наиболее характерна она для кристаллических доломитов, которые иногда являются очень важными коллекторами нефти и газа. Такие поры имеют щелевидную форму и пересекаются между собой под косыми углами.

Поры усыхания особенно характерны для литифицированных пеллетовых илов и гомогенных илов лагунных и литоральных обстановок. Раннедиагенетическая гидратация, цементация и выделение газов приводит к расслаиванию осадка с образованием складочек и горизонтально вытянутых крупных пор между слоями².

Поры растворения возникают в результате перехода в раствор каких-либо компонентов карбонатной породы, например оолитов, или пеллет, или каких ни будь скелетных остатков. Такой пористости присуща резкая изменчивость характеристик. Одной из разновидностей пор растворения являются жеоды. Они более крупные и секут первичные осадочные текстуры. Стенки жеод часто инкрустированы кристаллами кальцита.

¹ Межкристаллическая пористость встречается и в некоторых эвапоритах и в высокометаморфизованных породах.

² Сходные текстуры известны под названием «лоферитовые», а также текстуры «птичьего глаза».

Трещиноватость тоже является своеобразным типом пористости. Она характерна для сильно литифицированных пород, и не только карбонатного состава. Может образоваться как тектонически, так и в результате перераспределения нагрузки в результате литификации и в процессе растворения каких-то элементов разреза.

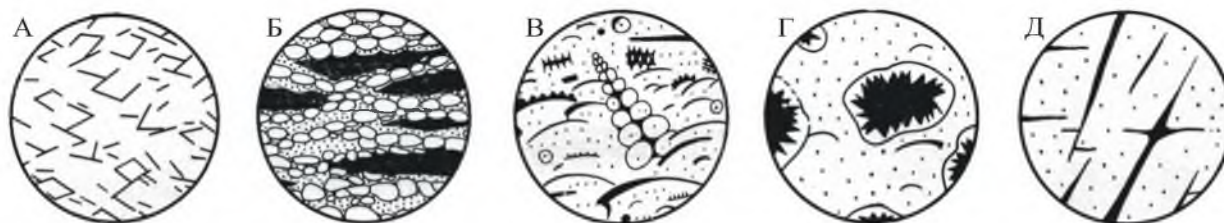


Рис. 3.22. Главные типы вторичной пористости: межкристаллическая (А), усыхания и расслоения (Б), растворения (В), жеодовая (Г), трещинная (Д)

Величина пористости определяется в процентах (коэффициент пористости) и выражает отношение объема пор к объему породы в целом.

Различают *общую (абсолютную) и эффективную пористость*. Общая пористость определяется объемом всех пор, содержащихся в породе, эффективная – только сообщающихся пор, следовательно, общая пористость всегда больше. С эффективной пористостью тесно связана проницаемость – способность пропускать через породу жидкость или газ при наличии перепада давления. Изучение пористости крайне важно в нефтяной геологии, а также в тех отраслях геологической науки, которые связаны с подземными водами. Оно необходимо для проектирования подземных хранилищ нефти и газа. С пористостью обломочных отложений тесно связаны и процессы постседиментационных преобразований горных пород, в том числе пористость приводит к неоднородному распределению давления. Флюиды, находящиеся в порах, образуют среду, в которой происходят химические реакции и сами вступают в реакцию с компонентами каркаса и т.д. Существенное значение имеют размеры пор. При величине поперечных сечений меньше 0,0002 мм порода практически будет непроницаемой. Примером таких пород служат глины.

При описании петрографического шлифа непосредственно невозможно измерить объем пор, поэтому следует поступать так же, как и при изучении гранулометрического состава (структуры) обломочной породы, т.е. подсчитать процентное соотношение пор и плотной породы вдоль проведенных по предметному стеклу прямых линий. В ходе этой работы необходимо отдельно сосчитать сообщающиеся поры, а также определить первичный или вторичный характер этих образований, оценить и описать их размеры и форму.

3.5. Краткий словарь терминов

Аллохемы – любые дискретные компоненты карбонатных пород, образовавшиеся внутри бассейна седиментации и претерпевшие перенос (интракласты, пеллеты, оолиты, биокласты и др.).

Байндстоун (бейндстоун) – автохтонный известняк, в котором пластинчатые и таблитчатые организмы покрывали, инкрустировали и тем самым связывали первичные компоненты осадка; остатки организмов могут составлять не более 15 % объема породы.

Баундстоун – автохтонный известняк, первичные компоненты которого во время осадконакопления находились в связанном состоянии.

Бафлстоун – автохтонный известняк, в котором первичные компоненты осадка улавливались и осаждались между стеблевидными организмами; последние уменьшали скорость движения воды, что способствовало осаждению.

Биокласты – обломки раковин и других скелетных частей организмов.

Вакстоун – микро- и/или тонкозернистый известняк с достаточно обильными (до 40 %) форменными элементами песчаной размерности и гравийной менее 10 %.

Грейнстоун – известняк (калькаренит), состоящий из форменных элементов, размером менее 2 мм с яснокристаллическим (спаритовым) поровым и базальным цементом.

Дисмикрит – микрит, содержащий неправильной формы включения кристаллов или агрегатов кристаллов кальцита.

Интракласты – отторгнутые и переработанные фрагменты осадков и осадочных пород, накопившихся несколько раньше в том же бассейне седиментации.

Комки и сгустки – образования, напоминающие псевдооолиты (как по размеру, так и по форме), но отличаются расплывчатыми контурами, довольно четкими у комков и более диффузными у сгустков. К сфероагрегатам их относят условно. По генезису комки и сгустки, вероятно, различны. Это может быть дезинтеграция ила при сокращении объема, зачатки конкреций, метасоматоз и избирательная перекристаллизация, бактериальная деятельность.

Мадстоун – микро- и/или тонкозернистый известняк с незначительным (менее 10 %) содержанием форменных элементов песчаной, реже гравийной размерности.

Микрит – микрокристаллическая (с кристаллами менее 0,003 мм) полупрозрачная карбонатная масса, выполняющая роль матрикса в карбонатных породах. Принято считать результатом химического осаждения тонкого карбонатного ила. Микритом также называют породу, образованную микрозернистой массой и содержащую менее 1 % аллохем.

Онколиты уверенно отличаются от оолитов и пизолитов только в случае крупных размеров (6-100 мм) и менее правильной формы.

Ооиды – обобщающий термин для всех шаровидных образований (оолитов, пизолитов, онколитов).

Оолиты – шаровые или слабоэллипсоидальные образования мельче 2 мм. Характерно концентрическое строение с разным количеством микритовых слоев (от 1-2 до 20-25) толщиной порядка 0,01-0,03 мм. Нередко концентрическая текстура стирается, по ней развивается вторичный игольчатый кальцит и оолит переходит в *сферолит* с радиально-лучистым строением. Зародышевые зерна в оолитах могут быть представлены как силикатными песчинками, так и обломками раковин и комочками известкового ила.

Пакстоун – известняк (калькаренит), состоящий из форменных элементов, размером менее 2 мм (иногда с гравием менее 10 %) с тонко- и микрозернистым поровым и базальным цементом.

Пеллеты (копролиты) – округлые или цилиндрические (0,05-1 мм), иногда шнурковые (в виде цепочки) комочки ила.

Пеллоиды – округлые образования, похожие на пеллеты, но изменчивой формы и размеров. Могут образоваться также в результате микритизации органогенных зерен бактериями.

Пизолиты – то же, что оолиты, но более крупные – 2-5 мм и более.

Псевдооолиты – сфероагрегаты, близкие к оолитам по размеру (0,5-2 мм, иногда крупнее) и форме, но без концентрического строения. Представляют собой сгустки хемогенного кальцита (зачаточные конкреции), копролиты без четкой формы, комочки разбитого волнением ила.

Рудстоун – известняк, состоящий из форменных элементов, в том числе гравийной (рудитовой) размерности с яснокристаллическим (спаритовым) поровым цементом.

Спарит – яснокристаллический кальцит с размерами кристаллов крупнее 0,01 мм (или 0,003 мм). Выполняет межзерновое пространство и пустоты в известняках, формируется во время накопления осадка или несколько позднее.

Флаутстоун – известняк, состоящий из форменных элементов, в том числе гравийной (рудитовой) размерности с микро- и тонкозернистым поровым и базальным цементом.

Фреймстоун – автохтонный известняк, в котором массивные формы скелетов организмов образуют во время осадконакопления прочный трехмерный остов, опорный каркас, промежутки которого могут заполняться карбонатным материалом иной структуры.

4. ОСАДОЧНЫЕ СИЛИЦИТЫ

Кремнистые (или кремниевые) породы осадочного происхождения, несмотря на простой химический состав (SiO_2), характеризуются довольно большим разнообразием. Прежде всего, они различаются по основному породообразующему минералу. По этому признаку выделяются опаловые, халцедоновые и кварцевые породы. Далее их делят по структуре на органолитовые, смешанные, криптокристаллические и витрокластические (табл. 4.1).

Таблица 4.1

Классификация кремнистых пород осадочного происхождения (по Систематика ..., 1998)

Минеральный состав	Структура			
	Органолитовая (остатков организмов более 50 %)	Смешанная (остатков организмов 25-50 %)	Криптокристаллическая, иногда с участками органолитовой, глобулярная	Витрокластическая, кристалло-витрокластическая
Опаловый	Диатомиты		Гейзериты (кремниевые туфы)	
Опаловый с халцедоном	Радиоляриевые земли	Трепелы	Опоки (гэзы)	
Опало-халцедоновый	Спонголиты			
Опало-халцедоновый с кварцем, кварц-халцедоновый	Радиоляриты	Спонгиевые или радиоляриевые лидиты, фтаниты, кремниевые сланцы, фтанитоиды	Лидиты, фтаниты, кремниевые сланцы, фтанитоиды	Кремни Кремниевые туффиты (туфосилициты)
Халцедоновый, кварц-халцедоновый				
Кварцевый		Радиоляриевые яшмы	Яшмы, новакулиты	

Кремнистые породы имеют различную твердость и, как правило, крипто- и микрокристаллическую структуру, тем не менее большую их часть можно изучать оптическим методом, в прозрачных шлифах. При этом необходимо указать, насколько порода однородна, охарактеризовать ее минеральный состав, структуру, текстуру, органические остатки, примеси и включения, аутигенные минералы и дать название породе.

Опал обычно не встречается в кремнях древнее мезозоя. Это коллоидная форма кремнезема, содержащая небольшое количество воды (обычно 3-10 %). Слагает как основную массу породы, так и органические остатки. От кварца отличается изотропностью и высоким отрицательным рельефом с хорошо видимой шагренью ($n = 1,406-1,480$). Обычно бесцветный, но бывает и желтоватый, буроватый, зеленоватый, нередко характеризуется отчетливым глобулярным строением (сложен мельчайшими шариками). В некоторых случаях наблюдаются участки со слабым двупреломлением, вследствие внутренних напряжений. У

глобулей могут просматриваться слабо двупреломляющие оторочки, сложенные кристобалитом.

Халцедон представляет собой микрокристаллическую разновидность кремнезема. Кристаллов не образует, встречается в волокнистых агрегатах, часто радиально-лучистых, но бывают и параллельные сростки. Бесцветный, иногда желтоватый, буроватый и даже голубоватый. Шагренева поверхность и рельеф отсутствуют. Удлинение положительное. Погасание обычно прямое, но может быть и косым (имеется несколько разновидностей халцедона). Двупреломление близко к кварцу.

Кварц в кремнистых породах представлен в виде мельчайших зерен, слагающих агрегаты с гранобластовой структурой. Форма зерен относительно изометричная, контуры лапчатые или правильные, размеры изменчивые – от 5-8 мкм (у новакулитов и многих яшм) и меньше – до криптокристаллических. Степень раскристаллизации далеко не всегда равномерна. Встречаются участки, где размеры зерен кварца достигают 10-30 мкм (0,01-0,03 мм).

Структура осадочных кремней описывается в соответствии с таблицей 4.1. Для этого необходимо приблизительно определить размер кристаллических или аморфных зерен, слагающих основную массу (матрикс) и оценить количество органических компонентов (радиолярий, спикул губок, диатомей), что удобнее всего сделать с помощью эталона (см. рис. 3.5). Следует также обратить внимание на то, насколько равномерно раскристаллизован матрикс. Фтаниты, лидиты, кремнистые сланцы, яшмы могут иметь различную структуру. Она может быть скрытокристаллической, когда основная масса в целом действует на поляризованный свет (слабо просветляется в скрещенных николях), но отдельные кристаллики не видны. Чаще же для них характерна микрозернистая (0,001-0,01 мм), реже тонкозернистая (0,01-0,05 мм) структура. Однако хорошо различимые зерна не всегда являются монокристаллами. При внимательном рассмотрении они нередко оказываются волокнистыми агрегатами с резко выраженным волнистым и даже крестообразным погасанием, т.е. халцедоном. Тем не менее следует описывать и характеризовать эти «зерна» так же, как кварцевые, поскольку при дальнейшей перекристаллизации они замещаются монокристаллами кварца в тех же границах.

Микротекстура для характеристики кремней в шлифах имеет значение, поскольку размеры составных частей очень небольшие. Наиболее распространенными являются различные слоистые текстуры (горизонтально-, реже волнисто- и линзовидно-слоистые и даже косослоистые и микроскладчатые), встречаются массивные и пятнистые. Удлиненные органические остатки (спикулы губок, иглы радиолярий) нередко ориентированы параллельно или субпараллельно. В случае слоистых текстур нужно обязательно указать, чем они обусловлены, слоями какого состава или типа, нужно дать характеристику границ слоев (резкие или постепенные, ровные или неровные), описать прослойки пород другого состава (например, глинистых или обломочных пород).

Органические остатки в кремнях встречаются очень часто. Главными среди них, как уже было сказано, являются скелеты радиолярий, спикулы кремневых губок и панцири диатомовых водорослей. Иногда встречаются также единичные остатки других организмов – конодонты, сколекодонты, зубы акул и даже известковые организмы – фораминиферы, моллюски и др. В относительно мо-

лодых породах (до верхнего мела включительно) преобладают опаловые скелеты, а в более древних встречаются только халцедон и кварц. Нередко в кремнистых породах присутствует тонкий растительный детрит. При описании органических остатков следует обращать внимание на их количество, размеры, форму, сохранность, внутреннюю структуру, минеральный состав. По возможности надо пытаться зарисовать характерные формы.

Раковины *радиолярий* чаще всего имеют размеры от 0,1 до 1 мм, формы разнообразны: шаровидные, эллиптические, каплевидные, дисковидные, крестообразные, башенковидные и т.д., обычны многочисленные иглы. При жизни скелет у радиолярий опаловый, но в процессе литификации этот минерал постепенно замещается халцедоном, а потом и кварцем, в некоторых случаях кальцитом, родохрозитом. Внутренние полости могут быть выполнены халцедоном, кварцем, пиритом, гидроокислами железа, глауконитом, хлоритом. Иглы при этом часто исчезают, остаются только обломанные основания или вообще ничего. Но бывают случаи, и не так уж редко, когда иглы сохраняются в разрозненном виде. Они выглядят как тонкие короткие иголки или палочки. В отдельных случаях можно увидеть сетчатое строение раковин. У некоторых родов часто сохраняется рисунок концентрических окружностей, иногда пунктирный. В сильно перекристаллизованных породах остатки радиолярий выглядят как более или менее правильные шаровидные образования, выполненные кварцем или халцедоном, сильнее раскристаллизованными, чем матрикс.

Спикулы кремневых губок (рис. 4.1) – тонкие опаловые, халцедоновые или кварцевые иглы, нередко замещенные кальцитом. Могут быть одно-, трех-, четырехлучевыми или неправильно ветвистыми. Сами иглы гладкие или шиповатые, прямые или изогнутые, длиной от 0,2-0,3 мм до 1,5-2,5 мм. У каждой иголки внутри осевой канал, который бывает заполнен кальцитом, хлоритом, глауконитом и др. Для уверенного определения спикул губок канал должен быть виден обязательно. Иглы, как правило, массивные, толщина стенки равна или больше диаметра канала.

Диатомовые водоросли появились в юре и существуют до настоящего времени. Они имеют сложное строение (рис. 4.2) и, как правило, меньше радиолярий (0,005-0,3 мм). Чаще всего сложены опалом. Одиночные скорлупки-коробочки состоят из двух частей. Они бывают цилиндрическими, дисковидными, треугольными, четырехугольными и другими. Характерна богатая и правильная скульптура и сетчатое строение, чрезвычайно тонкие стенки. Крупные диатомеи плохой сохранности можно спутать с мелкими радиоляриями, как и наоборот.

Конодонты и сколекодонты в шлифах встречаются очень редко. Это бесцветные, желтоватые, коричневые, разнообразные по внешнему виду формы (рис. 4.3), состоящие из фосфатного минерала (фосфорита, апатита) с примесью органического вещества.

Рассеянное органическое вещество в проходящем свете имеет бурую, красно-бурую, желто-оранжевую и черную окраску, сходную с окраской гидроокислов железа. В отраженном свете это вещество черное или окрашено в бежевые и коричневые тона, в отличие от серых, серовато-белых (иногда с желто-бурыми внутренними рефлексами) гидроокислов железа.

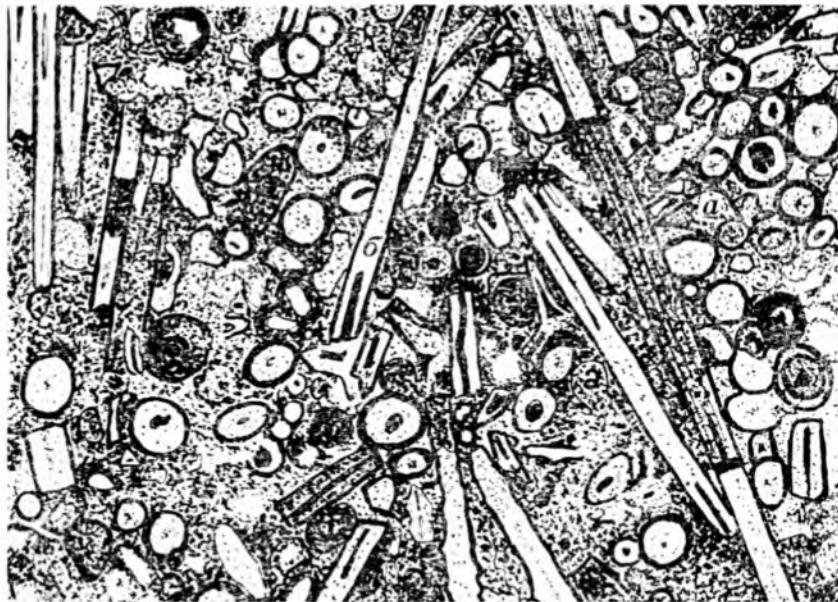


Рис. 4.1. Спонголит халцедон-опаловый с глауконитом. Увеличение 60х, без анализатора

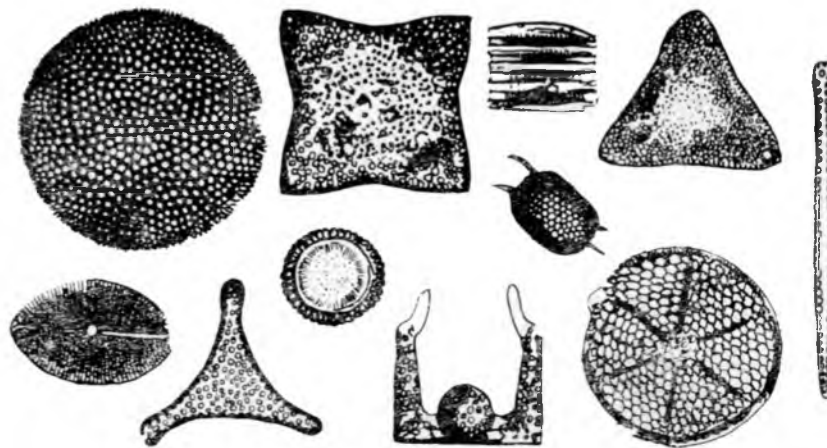


Рис. 4.2. Панцири морских диатомовых водорослей палеогенового возраста. Увеличение 800х, без анализатора

По размерам и морфологии рассеянные микровключения органического вещества подразделяются на три типа. Первый тип представлен очень мелкими дисперсными частицами (менее 0,005 мм), не всегда различимыми под микроскопом. Они придают породе своеобразную буроватую окраску. Присутствие таких частиц характерно для некоторых кремней, а также для глинистых и карбонатных пород. Частицы второго типа (детритные) имеют размер крупнее 0,005 мм, до десятых долей миллиметра. Они обладают собственной формой и отчетливо различимы среди минеральной составляющей породы. Такие частицы более распространены среди обломочных пород, но встречаются и в кремнях. Рассеянное органическое вещество третьего типа имеет позднедиагенетическое и катагенетическое происхождение. Оно бесструктурное, изотропное, наблюдается в виде пленок вокруг зерен, выполнения пор и микротрещин, стилолитов. Присутствие этой (третьей) разновидности свидетельствует о наличии битумов, о миграции

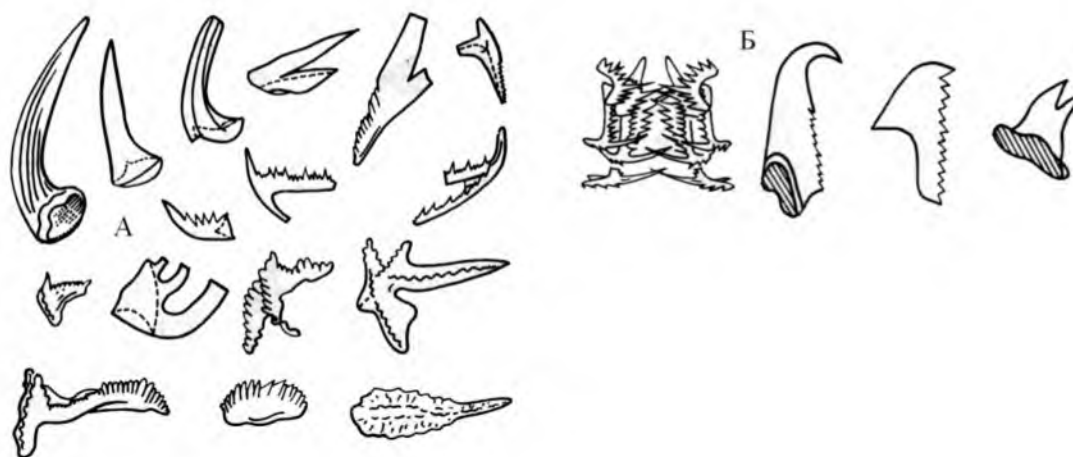


Рис. 4.3. Морфологические типы конодонтов (А) и сколекодонтов (Б). По В.П. Маслову (1973). Увеличение 60х

жидких углеводородов. Более детально о рассеянном органическом веществе в составе различных пород можно прочитать в книге Е.С. Ларской (1983).

Примеси и включения. Кремнистые породы далеко не всегда бывают чистыми, однородными. Распространена примесь глинистых частиц и различных обломочных зерен, в том числе вулканогенных. Все эти компоненты необходимо охарактеризовать, оценить их количество.

Присутствие глинистых минералов мы можем обнаружить, если они представлены чешуйками гидрослюды, которые хорошо выделяются своей более высокой (желтой, зеленой, красноватой) интерференционной окраской. С такими минералами, как каолинит, монтмориллонит, сложнее, в кремнистой массе их практически невозможно различить. Тут нужны более тонкие методы.

Обломочные частицы (правда, почти всегда мелкие) в кремнистых породах не являются редкостью, поскольку они почти всегда находятся в водной толще в любом бассейне, особенно крупном, заносятся течениями, ветром, попадают в результате вулканических извержений. Чаще это угловатые зерна кварца, полевых шпатов, частицы вулканического пепла. Последние, если они сложены стеклом кислого состава, могут иметь разнообразную и сложную форму – в виде рогулек, изогнутых волокон, вытянутых треугольников с вогнутыми сторонами, осколков.

Аутигенные минералы. Несмотря на внешне однообразный состав кремней, набор аутигенных минералов в них может быть довольно большим. Прежде всего, это, естественно, кварц и халцедон. Характерным является глауконит, который чаще связан с относительно мелководными кремнями, распространенными на платформах, где он образуется в начальную стадию диагенеза и встречается в виде многочисленных комочков с агрегатным строением, замещает органические остатки, некоторые обломочные минералы (например, полевые шпаты), обволакивает обломочные зерна. Глауконит известен и в составе более глубоководных кремней. Предполагается, что там он образуется за счет продуктов гидротермальной деятельности. В кремнистых породах нередко присутствуют и такие аутигенные минералы, как полевые шпаты, хлориты, эпидот, цоизит, фосфаты, сульфиды (пирит), гидроокислы и окислы железа, встречаются карбонаты. Их характеристика дана в разделах «Кластолиты» и «Карбонатолиты».

5. ПЕЛИТОЛИТЫ (ГЛИНИСТЫЕ ПОРОДЫ)

Согласно справочнику (Систематика ..., 1998), глинистыми называются породы, у которых суммарное содержание частиц мельче 0,005 мм (в том числе слюдистых минералов других слоистых силикатов) составляет 50 % и более. Во многих случаях эти породы характеризуются сложным минералогическим составом – наряду с глинистыми минералами они могут содержать обломочные зерна кварца, полевых шпатов, слюд, а также гидроокислы железа, карбонаты, сульфаты, органические остатки. Обычной в глинистых породах является примесь тонкого растительного детрита, придающая им серую, черную (обугленный детрит) или бурую (гелефицированный детрит) окраску. Однако название породы дается по преобладающему глинистому минералу. Размеры частиц этих минералов очень мелкие, поэтому с помощью оптического микроскопа их почти невозможно определить. Тем не менее в случае присутствия только одного глинистого минерала (или его абсолютного преобладания) это иногда удается. Диагностическими признаками при этом служат показатели преломления и характер интерференционных окрасок, хотя эти константы устанавливаются не для отдельных частиц, а для агрегатов, сложенных ориентированными чешуйками. Значение имеет и форма частиц, если она различима.

Количество глинистых минералов довольно большое, но только некоторые из них имеют широкое распространение. В первую очередь, это каолиниты, монтмориллониты, гидрослюды, хлориты¹. В мономинеральных породах их можно попытаться определить. Легче всего среди названных минералов диагностируется *каолинит* благодаря чешуйчатому, веерообразному, розетковидному, червеобразным формам выделения. В скрещенных николях минерал серый, в тонкозернистых породах кажется почти изотропным. *Монтмориллонит* обычно встречается в виде мельчайших червеобразных, чешуйчатых, сферолитовых, иногда псевдогексагональных, волокнистых и скрытокристаллических агрегатов. Показатель преломления, в отличие от других глинистых минералов, ниже канадского бальзама, ниже кварца, но двупреломление относительно высокое: видны белые, желтые, красноватые цвета. Для *гидрослюд* характерны удлиненные, реже изометричные чешуйки и желтые, красные, иногда синие цвета интерференции. *Хлориты (клинохлор)* в шлифах часто окрашены в зеленоватые тона (в параллельных николях). Встречаются в виде агрегатов из гексагональных, реже призматических пластинок, чешуек с низким двупреломлением (серые, темно-серые, редко белые цвета).

Наиболее характерными для глинистых пород являются пелитовые структуры, среди которых следует различать дисперсно-пелитовые с размером частиц менее 0,005 мм и агрегатно-пелитовые, где частицы объединены в относительно крупные (0,005-0,1 мм и больше) агрегаты, нередко напоминающие монокристаллы. Распространены также обломочно- и биоморфно-пелитовые структуры. Первые характеризуются присутствием (от 5 до 50 %) обломочных частиц, вторые – скелетных остатков организмов (чаще одноклеточных) и фрагментов растительной ткани. У пелитолитов встречаются также так называемые псевдоморф-

¹ Названия даны во множественном числе, потому что фактически это не отдельные минеральные виды, а группы минералов с близкими свойствами.

ные структуры с сохранением реликтов первичной породы (магматической, осадочной, метаморфической). Легче всего распознаются тени гранитных, разных микролитовых, витрокластических структур.

При описании глинистой породы следует охарактеризовать: 1 – структуру со всеми деталями; 2 – по возможности, минеральный состав глинистой части; 3 – минеральный состав, размеры, относительное количество и особенности распределения обломочных зерен; 4 – количество, размеры, распределение, систематический состав и сохранность органических остатков; 5 – аутигенные минералы; 6 – микротекстуру; 7 – название породы (поместить в начало описания).

6. АЛЛИТЫ (БОКСИТЫ) и ФОСФАТОЛИТЫ (ФОСФРОЛИТЫ, ФОСФОРИТЫ)

Бокситы изучаются главным образом термическими, рентгеноструктурными и химическими методами. В прозрачных шлифах из-за ничтожных размеров кристаллических зерен, кроме структуры, обычно мало что видно. Мешают также гидроокислы железа, которые часто делают шлиф непрозрачным.

Основными алюминиевыми минералами бокситов являются гиббсит, бемит, диаспор. В шлифе они бесцветные, с высоким рельефом. Цвета интерференции у диаспора яркие (как у мусковита или ангидрита), у бемита – серые и белые, у гиббсита – белые и желтые. Но все эти минералы исключительно мелкие (даже коллоидальные), невыразительные и часто находятся в тесном сростании как между собой, так и с каолином, окислами железа и т.д. По этой причине для петрографической классификации бокситов чаще всего используют структуру, а не минеральный состав.

По структурному признаку бокситы объединяются в две группы: незернистые и яснозернистые (фанеромерные). *Незернистые* бокситы имеют скрытокристаллическую или пелитоморфную структуру, но часто испещрены микротрещинками, которые разбивают породу на мелкие (менее 0,05 мм) полигональные участки, своего рода «зерна». При более или менее округлой форме этих «зерен» структура становится микрокомковатой и глобулярной. *Яснозернистые* породы характеризуются теми же признаками, только «зерна» более крупные (крупнее 0,05 мм, иногда до 5 см и более). Среди них распространенными являются так называемые сферо-агрегатные структуры (оолитовые – 0,05-2 мм, пизолитовые – 2-5 мм, бобовые – 5-10 мм, желваковые – более 10 мм). У названных шариков бывают видны концентрические слойки, но чаще только в наружной части. Нередко по ним развиваются сферолиты – радиально-лучистые образования. Другим широко распространенным типом яснозернистых структур являются обломочные – с разнообразной формой «зерен».

Фосфориты чаще всего сложены плохо раскристаллизованными, оптически невыразительными минералами. Обычно они образуют тончайшие смеси, что сильно затрудняет изучение с помощью оптического микроскопа. Поэтому так же, как в случае с бокситами, основу петрографической классификации фосфоритов составляют структурные элементы.

Для практического применения можно рекомендовать упрощенную схему В.Т. Фролова (1992), согласно которой все фосфориты делятся на 2 группы: биоморфные и абиоморфные, причем в той и другой группе устанавливаются микро- и яснозернистые разновидности. *Биоморфные микрозернистые* фосфориты сложены главным образом микроскопическими раковинами одноклеточных организмов (радиоляриями, водорослями, фораминиферами, спикулами губок и др.), а также пеллетами (копролитами). *Абиоморфные микрозернистые* разновидности имеют однородную микрозернистую, микросфероагрегатную (сферолитовую, комковатую, глобулярную) или микрообломочную структуру. *Биоморфные яснозернистые* породы представлены различными ракушняками (брахиоподовыми, пеллециподовыми и др.), костяными брекчиями, строматолитами, агрегатами онколитов, в то время как *абиоморфные яснозернистые* – преимущественно сфероагрегатные (оолитовые, сферолитовые, пизолитовые, бобовые и др.) и обломочные (брекчиевые, песчаные).

Само фосфатное вещество представляет собой желтоватую или буроватую, иногда бесцветную, почти изотропную массу, состав которой уверенно можно определить только специальными методами, или тонкокристаллический агрегат – колломорфный, волокнистый и радиально-лучистый с низким двупреломлением отдельных кристалликов (не выше серого цвета) и заметным положительным рельефом.

Дополнительная литература

- Алексеев В.П.* Литология: Учебное пособие. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2004. 253 с.
- Гринсмит Дж.* Петрология осадочных пород. М.: Мир, 1981. 251 с.
- Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж.* Породообразующие минералы. М.: Мир. Т.1, 1965. 371 с. Т.2, 1965. 406 с. Т.3, 1966. 317 с. Т.4, 1966. 482 с. Т.5, 1966. 408 с.
- Заварицкий В.А.* Петрография. Микроскопический метод в петрографии. Л.: Изд-во ЛГИ, 1969. 148 с.
- Залищак Б.Л., Бурилина Л.В., Кипаренко Р.И.* Определение породообразующих минералов в шлифах и иммерсионных препаратах. М.: Недра, 1981. 152 с.
- Ларсен Е., Берман Г.* Определение прозрачных минералов под микроскопом. М.: Недра, 1965. 463 с.
- Ларская Е.С.* Диагностика и методы изучения нефтематеринских толщ. М.: Недра, 1983.
- Логвиненко Н.В.* Петрография осадочных пород. М.: Высшая школа, 1974. 400 с.
- Лодочников В.Н.* Главнейшие породообразующие минералы. М.: Госгеолтехиздат, 1955. 248 с.
- Наумов В.А.* Оптическое определение компонентов осадочных пород. М.: Недра, 1989. 347 с.
- Систематика и классификации осадочных пород и их аналогов.* СПб: Недра, 1998. 352 с.
- Трёгер В.Е.* Оптическое определение породообразующих минералов. М.: Недра, 1968. 198 с.
- Фролов В.Т.* Руководство к лабораторным занятиям по петрографии осадочных пород. М.: МГУ, 1964. 310 с.
- Фролов В.Т.* Литология: Учебное пособие. М.: МГУ, Кн.1, 1992. 336 с. Кн.2, 1993. 432 с. Кн.3, 1995. 352 с.
- Шванов В.Н.* Песчаные породы и методы их изучения (распространение, структуры, текстуры). Л.: Недра, 1969. 248 с.
- Шванов В.Н.* Петрография песчаных пород. Л.: Недра, 1987. 269 с.

Гунар Андреевич Мизенс

Изучение осадочных пород в прозрачных шлифах

Учебно-методическое пособие
по дисциплине «Литология»
для студентов специальности 130304 – «Геология нефти и газа» (ГН)

Редактор М.В. Карякина

Подписано в печать
Бумага писчая. Формат 60x84 1/16. Печать на ризографе
Печ. л. 5,4 Уч. изд. л. 7,0 Тираж 150 экз. Заказ №

Издательство УГГУ
620144, г. Екатеринбург, ул. Куйбышева, 30
Уральский государственный горный университет