

МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
Государственное образовательное учреждение высшего профессионального образования
**«НАЦИОНАЛЬНЫЙ ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ТОМСКИЙ ПОЛИТЕХНИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ»**

Н.М. Недоливко, А.В. Ежова

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ТЕРРИГЕННЫХ И КАРБОНАТНЫХ ПОРОД-КОЛЛЕКТОРОВ

ЧАСТЬ 1
ОСНОВЫ ПЕТРОГРАФИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

Допущено Учебно-методическим объединением вузов Российской Федерации по высшему образованию в области прикладной геологии в качестве учебного пособия по вариативной дисциплине «Исследование кернового материала нефтегазовых скважин» для студентов высших учебных заведений, обучающихся по специализации 130101.3 Геология нефти и газа» специальности 130101 «Прикладная геология»

Издательство
Томского политехнического университета
2012

УДК 550.8.023: 550.822.2

ББК 26:31я73

Н42

Е-35

Недоливко Н.М., Ежова А.В.

Н42

Е-35

Петрографические исследования терригенных и карбонатных пород-коллекторов: учебное пособие / Н.М. Недоливко, А.В. Ежова; Томский политехнический университет. – Томск: Изд-во Томского политехнического университета, 2011. – 172 с.

В учебном пособии приведены данные об устройстве поляризационного микроскопа и способах изготовления шлифов; охарактеризованы диагностические признаки, оптические свойства и особенности минералов обломочной части, цемента и аутигенных включений; дана классификация терригенных и карбонатных пород; рассмотрены вопросы морфологии пустотного пространства и факторов, способствующих формированию коллекторских свойств пород; приведены примеры петрографических исследований пород-коллекторов в шлифах с указанием признаков нефтенасыщения.

Пособие предназначено для студентов, обучающихся по специальности 130304 «Геологии нефти и газа» направления «Прикладная геология», а также для студентов, аспирантов и других специалистов, занимающихся научными исследованиями в области нефтяной геологии

УДК 550.8.023:550.822.2

ББК 26:31я73

Рецензенты

Доктор геолого-минералогических наук,
профессор, зав. кафедрой петрографии
Томского государственного университета
А.И. Чернышов

Доктор геолого-минералогических наук,
профессор, зав лабораторией геохимии и пластовых нефтей
ОАО «ТомскНИПИнефть ВНК»
И.В. Гончаров

© ГОУ ВПО НИ ТПУ, 2011

© Недоливко Н.М, Ежова А.В., 2011

© Обложка. Издательство Томского
политехнического университета, 2011

ВВЕДЕНИЕ

Учебное пособие «Петрографические исследования терригенных и карбонатных пород-коллекторов» предназначено для микроскопических исследований терригенных и карбонатных пород-коллекторов при изучении дисциплин «Литология» и «Исследование керна нефтегазовых скважин» студентами направления «Прикладная геология» специальности 130304 «Геология нефти и газа».

Учебное пособие включает в себя следующие разделы:

- петрографический анализ пород – рассматриваются задачи, решаемые петрографическими исследованиями; способы изготовления шлифов, устройство поляризационного микроскопа;
- основы кристаллооптики – рассматриваются особенности прохождения поляризованного света через изотропную и анизотропную среды и минералы различных сингоний, приводится описание вспомогательной пространственной фигуры – оптической индикатрисы для кристаллов высшей, средней и низшей категорий;
- изучение минералов под микроскопом – рассматриваются особенности изучения пород в проходящем неполяризованном и поляризованном и в сходящемся свете;
- диагностические признаки и оптические свойства минеральных компонентов песчаных и карбонатных пород – приводятся диагностические признаки, оптические свойства, особенности строения породообразующих, второстепенных и акцессорных минералов, цементов и аутигенных включений терригенных и основных компонентов карбонатных пород, проиллюстрированные фотографиями шлифов;
- изучение терригенных пород-коллекторов – рассматривается строение терригенных пород: структуры, состав обломков и типы цементов, органические остатки, морфология пустотного пространства, признаки нефтенасыщения; приводятся примеры количественного анализа пород в шлифах;
- изучение карбонатных пород-коллекторов – дается детальная характеристика пустотного пространства и факторов его формирования;
- коллекторские свойства пород – рассматриваются типы пустотного пространства и емкостные свойства, сообщаемость пустот и фильтрационные свойства; приводится классификация коллекторов.

При составлении учебного пособия использованы результаты исследования керна, полученные при выполнении хозяйственных работ по изучению нефтегазовых отложений Западной и Восточной Сибири.

Авторы выражают благодарность сотрудникам лаборатории нефтегазовой литологии кафедры геологии и разведки полезных ископаемых ТПУ Л.В. Батретдиновой, Н.А. Гребеньковой, Т.Г. Перевертайло, Н.А. Пешкову, а также М.А. Городникову, Н.П. Ковалевой, В.И. Васильеву, В.Б. Белозерову, В.Г. Стерлеву, В.А. Чеканцеву, С.П. Зайцеву, Л.В. Смирнову, М.А. Дронову, благодаря которым были получены материалы для литологических исследований.

1. ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ПОРОД

1.1. Задачи, решаемые петрографическими исследованиями

Важнейшим элементом любого геологического исследования является точная диагностика горных пород. Особое значение эта диагностика приобретает при изучении керна нефтегазоносных скважин, так как решает целый ряд вопросов, связанных с номенклатурой пород, их выделением в разрезе и возможностью корреляции; с историей их существования в литогенезе, особенностями формирования их коллекторских и флюидоупорных свойств, типизацией коллекторов и покрышек; с выявлением признаков современного (и бывшего) флюидонасыщения и продуктивности.

В той или иной степени эти вопросы успешно решаются при изучении пород под поляризационным микроскопом (лат. *микрос* – мелкий, маленький и *сколос* – вижу) с применением петрографического анализа пород в прозрачных шлифах.

Петрографический анализ позволяет:

- 1) установить точный (качественный и количественный) состав пород, который макроскопически можно только предположить;
- 2) определить текстурно-структурные соотношения компонентов горных пород и их структурные характеристики: для терригенных – морфологию, окатанность, равномерность распределения обломков, содержание, размерность и количественные соотношения песчаных, алевритовых и глинистых фракций; для кристаллических – размеры кристаллических зерен, степень и равномерность раскристаллизации и т.д.;
- 3) выявить наличие мелких органических остатков, а при специальных исследованиях дать им точную диагностику, тем самым, способствовать определению возраста пород или выполнить более корректный литолого-фациальный анализ;
- 4) выяснить характер вторичных изменений: растворение, замещение, перекристаллизацию, минеральные новообразования, последовательность заполнения минералами пустот и трещин и т.п.;
- 5) охарактеризовать пустотно-поровое пространство, определить размеры, морфологию, происхождение, распределение, степень заполнения пор;
- 6) обнаружить присутствие или отсутствие нефтяного вещества в породах.

1.2. Шлифы и способы их изготовления

Для петрографического анализа образцы керна отбирают по результатам макроскопического описания пород. Выбирают наиболее характерные образцы, отражающие основные закономерности изменения литологии пород по пласту и разрезу, а также образцы, явно отличающиеся своими характеристиками от других пород разреза. Затем из них изготавливают петрографические шлифы (нем. *Schliff*, от *schleifen* – точить, шлифовать) – пластинки горной породы или минерала толщиной 0,02–0,03 мм. Большинство минералов при такой толщине среза прозрачны, что позволяет изучать их с помощью поляризационного микроскопа (оптические свойства минералов, их формы, характер взаимоотношений и др.). Шлиф изготавливается путём пришлифовки среза горной породы или минерала произвольной толщины, наклейки пришлифованной стороны канадским бальзамом (или эпоксидной смолой)

на предметное стекло и последующего шлифования противоположной поверхности до нужной толщины пластинки (рис. 1).

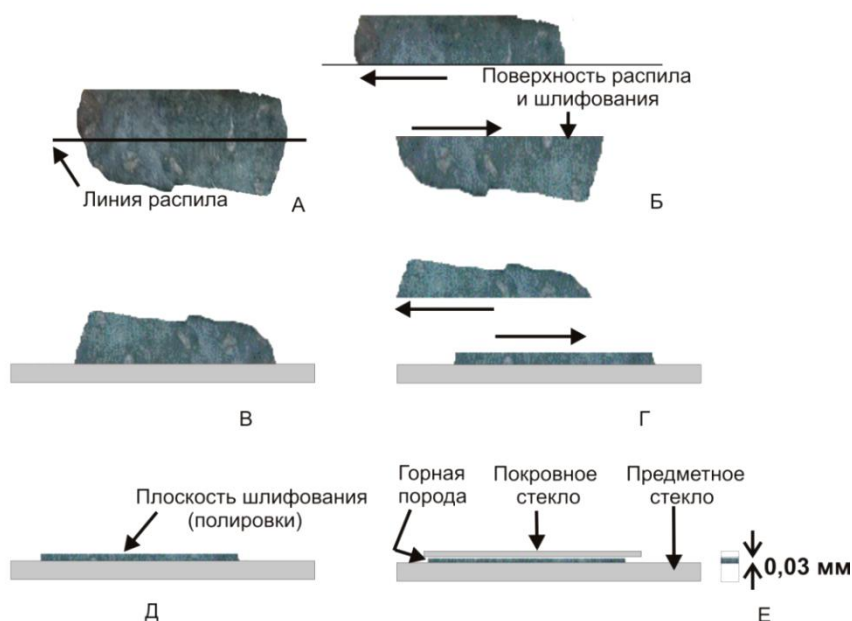


Рис. 1. Последовательность операций по изготовлению шлифа:

А, Б – место выбора шлифа и поверхность распила, В – приклеивание образца к предметному стеклу; Г – параллельный спил породы; Д – пришлифовка спила; Е – наклеивание покровного стекла

Стандартный размер предметного стекла для шлифа – 2,5×5 см или 1×2 дюйма (рис. 2). Чаще всего и особенно в целях распознавания карбонатных минералов с применением прокрашивания шлиф изготавливают без покровного стекла (рис. 2, А).

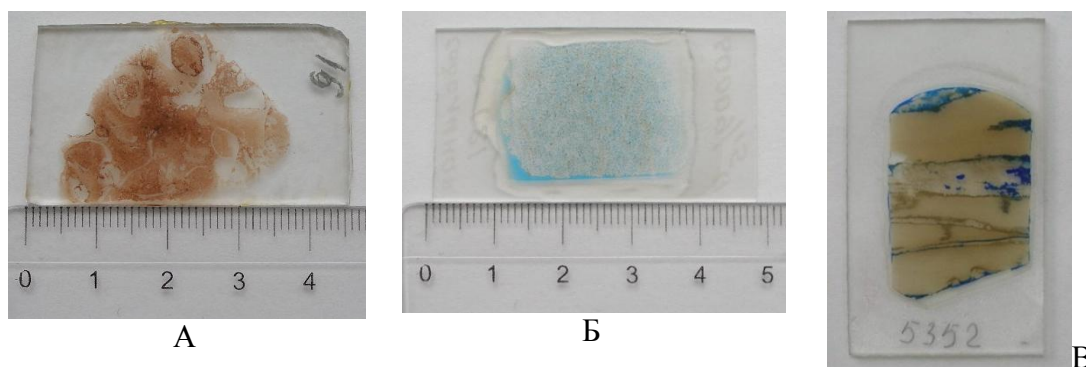


Рис. 2. Петрографические шлифы, изготовленные:

А – обычным способом; Б – с покровным стеклом и применением предварительной пропитки образца окрашенной смолой; В – с применением окрашенной смолы

Иногда верхний срез пластинки заклеивается тонким покровным стеклом (рис. 2, Б). С целью исследования морфологии, размеров, характера распределения пор и степени их сообщаемости из горных пород изготавливают шлифы по специ-

альной технологии, включающей предварительную пропитку в вакууме образцов прокрашенной смолой, а затем изготовление шлифов обычным способом. Прокрашенные шлифы (рис. 2, В) дают более наглядное представление о структуре порового пространства породы, о типах и генезисе пор, о степени их заполнения вторичными минералами и других характеристиках пустотно-порового пространства.

В последнее время прозрачные шлифы монтируют на круглом предметном стекле диаметром 2,5 см (1 дюйм), что соответствует стандартной кассете большинства современных аналитических приборов.

1.3. Поляризационный микроскоп и его устройство

Для петрографического анализа пород в шлифах применяют **поляризационные микроскопы** – оптические приборы, служащие для получения сильно увеличенных изображений весьма малых объектов (или деталей их структуры), не видимых невооруженным глазом, и предназначенные для исследований прозрачных объектов в проходящем (обыкновенном и поляризованном свете), а также непрозрачных объектов в отраженном свете.

Главное свойство поляризационного микроскопа – плоско поляризованный свет. Его получают, пропуская свет, излучаемый осветителем, через поляризатор. Сообщенная ему при этом поляризация меняется при последующем прохождении света через препарат (или отражении от него). Эти изменения изучаются с помощью анализатора и различных оптических компенсаторов.

Поляризационные микроскопы позволяют проводить высокоточную диагностику оптически анизотропных минералов по их морфологическим (по форме зерен, характеру поверхности, цвету), кристаллографическим (форме сечений, наличию или отсутствию спайности, двойникованию и др.) и оптическим (плеохроизму, абсорбции, оптической ориентировке, отражательной способности, двуотражению, внутренним рефлексам, отношению к поляризованному свету и др.) свойствам.

Оптически анизотропными называют минералы, оптические свойства которых в разных направлениях различны и проявляются по-разному в зависимости от ориентации их относительно направления наблюдения и плоскости поляризации света, падающего на них. Ограниченно метод используется и для изучения оптически изотропных минералов.

Для количественного или полуколичественного определения характеристик оптически активных объектов окуляры снабжаются перекрестием, микрометрической шкалой или сеткой; вращающийся предметный столик – угломерным лимбом для измерения угла поворота; объективы специально подбираются так, чтобы в их линзах отсутствовали внутренние напряжения, приводящие к деполяризации света.

В поляризационных микроскопах обычно имеется включаемая и выключаемая вспомогательная линза (линза Бертрана), используемая при наблюдениях в проходящем свете; она позволяет рассматривать интерференционные фигуры, образуемые светом в задней фокальной плоскости объектива после прохождения через исследуемый кристалл.

Современные микроскопы могут работать в комплексе с периферийным оборудованием, позволяющим выводить на экран дисплея изображение и проводить высококачественное цифровое фотографирование исследуемых объектов в проходящем, отраженном и поляризованном свете (рис. 3).

Поляризационный микроскоп включает в себя три основные конструктивные части: механическую (рис. 4), оптическую и электрическую.

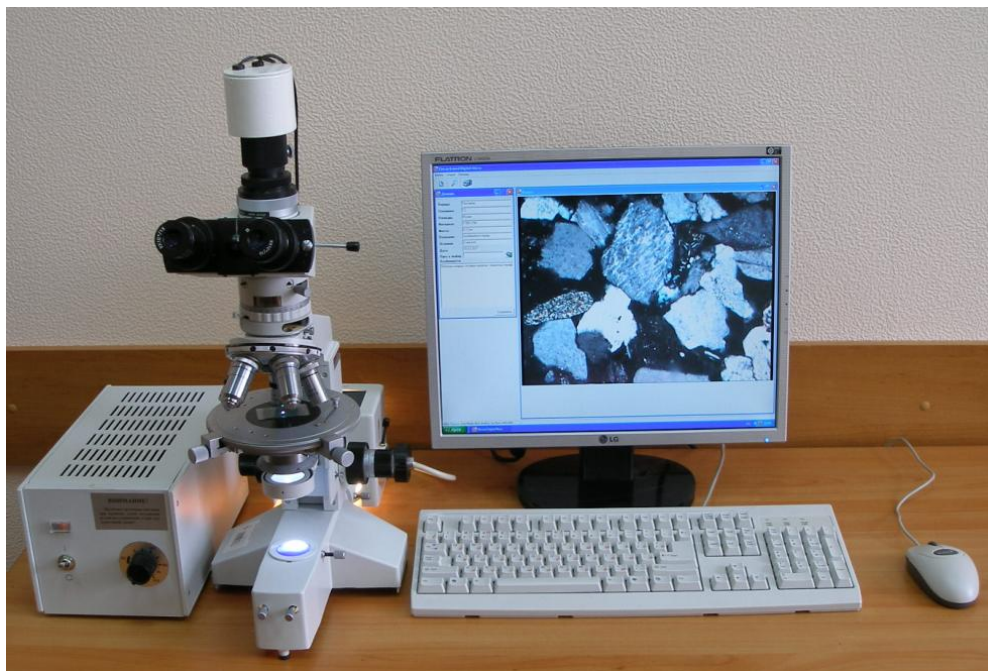


Рис. 3. Микроскоп, оснащенный камерой и соединенный с компьютером

Механическая часть состоит из *штатива (1), основания микроскопа (2), тубусодержателя (3), предметного столика (4)*.

В *основание* микроскопа встраивается осветительная система (5) или крепятся осветительные зеркала и накладные осветители, устанавливается штатив.

Предметный столик предназначен для крепления или фиксации в определенном положении объекта наблюдения. На нем имеются отверстия с резьбой для установки препаратодителя (6) и специальных приборов (Федоровский столик) и отверстия без резьбы для прикрепления клемм (7), которые держат шлиф. Препаратодитель служит для крепления шлифа и его перемещения с помощью специальных винтов в двух взаимоперпендикулярных направлениях (по осям X и Y). В поляризационных микроскопах используют вращающийся (центрируемый и нецентрируемый) столик; для фиксации столика в нужном положении сбоку имеются стопорные винты (8). Столик снабжен лимбом, разделенным на 360° , и двумя нониусами (9), установленными под углом 90° . По ним можно производить отсчеты углов поворотного столика с точностью до $0,6'$. В обычной петрографической работе достаточна точность отсчета до 1° .

Для создания резкости при исследовании объектов столик рукоятками грубой (10) и точной (11) фокусировки перемещается в вертикальном направлении (в микроскопах старой конструкции перемещается тубус).

На *тубусодержателе* закрепляются:

- узел смены объективов, который может иметь следующие варианты исполнения – револьверное устройство с набором объективов (12); резьбовое устройство

для ввинчивания объектива: «салазки» для безрезьбового крепления объективов с помощью специальных направляющих;

- тубус (13), в котором размещены анализатор (14) и линза Бертрана (15);

- тринокулярная насадка (16): для крепления сменных визуальных – окуляры (17), фотографических (18), телевизионных и различных передающих устройств.

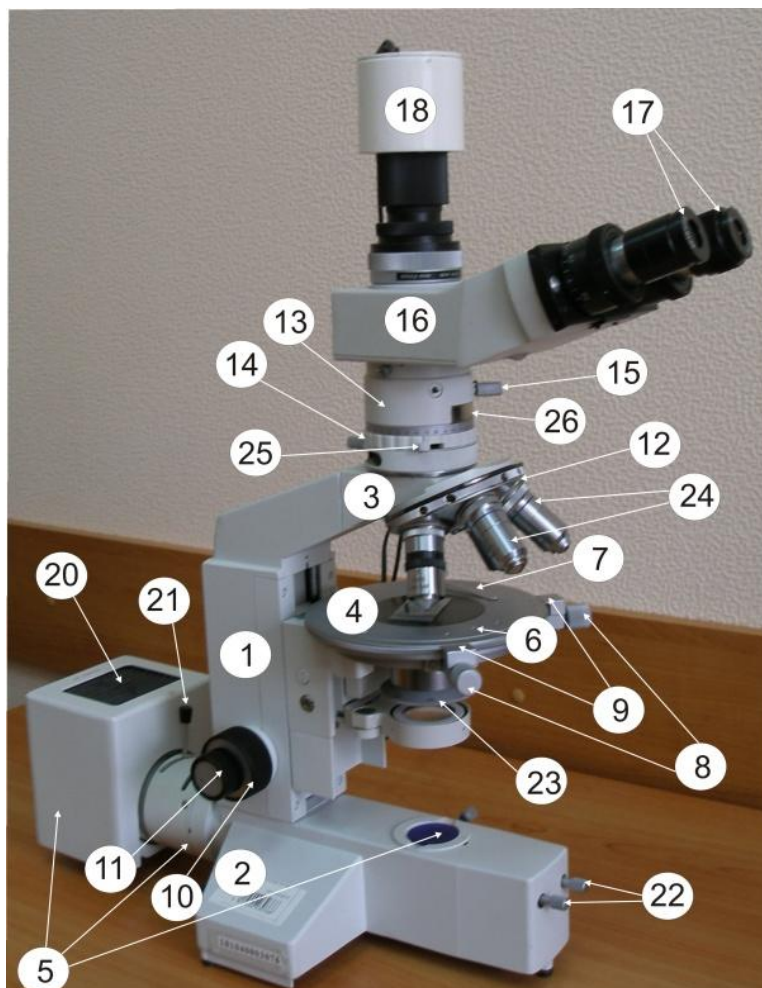


Рис. 4. Основные узлы и детали поляризационного микроскопа

Оптическая часть микроскопа состоит из осветительной, воспроизводящей и визуализирующей систем микроскопа.

Осветительная система (5) представляет собой систему линз, диафрагм и зеркал (последние применяются при необходимости), обеспечивающую равномерное освещение объекта и полное заполнение апертуры объектива. Она включает источник света: лампа (20) с регулируемым рукоятками (21) световым потоком (применяют обычные и галогеновые лампы 12 В, 100 или 50 Вт) и электрический блок питания; поляризационную и оптико-механическую (коллектор, конденсор, полевая и апертурная регулируемые или ирисовые диафрагмы) системы.

Коллектор располагается вблизи источника света (при встроенной осветительной системе – в основании микроскопа) и предназначен для увеличения размера светящегося тела. Он может быть выполнен подвижным и перемещаться вдоль оп-

тической оси. Вблизи коллектора располагается центрируемая винтами (22) полевая диафрагма микроскопа.

Конденсорное устройство располагается непосредственно под предметным столиком и предназначен для увеличения количества света, поступающего в микроскоп. Нижняя, несъемная линза конденсора, превращает пучок света в сходящийся и усиливает освещенность; верхняя – линза Лазо – употребляется при работе с большими увеличениями и главным образом для получения коноскопии. При конденсоре находится осветительная апертурная ирисовая диафрагма, с помощью которой можно суживать отверстие нижнего конденсора и делать пучок света параллельным.

Поляризационная система микроскопа состоит из двух николей: поляризатора и анализатора. Нижний николь – поляризатор (23) – помещен ниже осветительных конденсоров и апертурной ирисовой диафрагмы. Поляризатор можно повернуть в обойме и закрепить специальным винтом. Обычно поляризатор располагают таким образом, чтобы направление пропускаемых им колебаний было параллельно вертикальной нити окуляра (плоскости симметрии микроскопа).

Воспроизводящая часть включает объективы (24) и промежуточную оптическую систему. При петрографических исследованиях применяют объективы малых (до 10×), средних (до 20×, реже более 20×) и больших (более 50×) увеличений, при этом используют высокопреломляющие иммерсионные жидкости. Объективы, помещенные в револьверное устройство, не требуют замены, но они оснащены резьбой и при необходимости легко вывинчиваются из пазов револьверного устройства.

Верхний николь – анализатор (14), располагается в тубусе микроскопа между объективом и окуляром. Он позволяет анализировать изменение оптических характеристик минералов при прохождении через них плоско поляризованного света. Съемные анализаторы располагаются в салазках и вводятся в систему микроскопа по специальной щели на тубусе; встроенные анализаторы вводятся рукояткой (25). Встроенные анализаторы можно поворачивать на определенный угол до 180°; углы поворота анализатора отсчитываются по шкале и нониусу. Направление пропускаемых анализатором колебаний должно быть перпендикулярно направлению колебаний, пропускаемых поляризатором.

Компенсационные устройства (компенсаторы) используют для кристаллографических исследований минералов в белом свете. Их вводят в ход лучей, устанавливая до упора в паз тубуса (26), расположенный выше анализатора под углом 45° к оси микроскопа.

Линза Бертрана (15), используемая при получении коноскопии, расположена также в верхней части тубуса параллельно анализатору. Она снабжена диафрагмой, может быть центрирована и фокусирована специальной кремальерой.

Визуализирующая часть микроскопа включает монокулярную, бинокулярную или тринокулярную визуальную насадку (16) с наблюдательной системной – окулярами (17). Окуляры – оптические системы, предназначенные для построения микроскопического изображения на сетчатке глаза наблюдателя. Они состоят из двух групп линз: глазной – ближайшей к глазу наблюдателя – и полевой – ближайшей к плоскости, в которой объектив строит изображение объекта. Обычно при проведении петрографического анализа используются окуляры с увеличением 3,5×, 10× и 20×, при специальных исследованиях (коноскопия) применяют окуляры с увеличением 40×. Для проведения измерений в окуляр встраивается перекрестие нитей (нити – оси образуют угол 90° и ориентированы вертикально и горизонтально), из-

мерительная шкала (для измерения линейных размеров) или измерительная сетка (для измерения площадей) с определенной ценой деления (рис. 5).

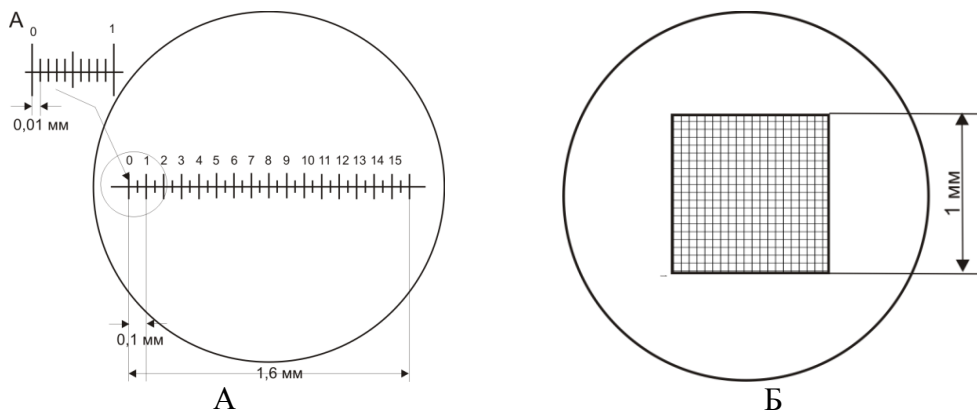


Рис. 5. Сменная шкала (А) и сетка (Б) измерительного окуляра (окуляр-микрометра)

2. ОСНОВЫ КРИСТАЛЛООПТИКИ

Основы кристаллооптики и особенности определения оптических свойств минералов излагаются с позиций, изложенных в работах [8, 14, 24, 30, 58].

2.1. Поляризация света

Свет распространяется в направлении, перпендикулярном к направлению колебания волн. Естественный и искусственный свет, представляющие сочетание непрерывного потока фотонов и волнового электромагнитного колебания, в силу своей сложной природы, не пригодны для определения оптических констант минералов. При изучении оптических свойств используют поляризованный свет, в котором колебания световых волн совершаются только в одной определенной плоскости. Его получают, пропуская свет через поляризатор, называемый также призмой Николя или николем по имени его изобретателя – английского физика У. Николя. Поляризатор представляет собой кристалл исландского шпата, распиленный под определенным углом к граням и затем склеенный канадским бальзамом.

Луч света, проходя через исландский шпат (рис. 6, А), распадается на два луча с колебаниями световых волн во взаимно перпендикулярных плоскостях. В кристалле лучи распространяются с различной скоростью и имеют разные показатели преломления. Один луч – *обыкновенный* (**o**) с показателем преломления n_o – подчиняется обычному закону преломления света, и колебания его световых волн совершаются перпендикулярно к плоскости падения света и оси симметрии кристалла – L_3 . Другой луч – *необыкновенный* (**e**) с показателем n_e – не подчиняется этому закону, колебания его совершаются в плоскости падения и под некоторым углом к главной оси симметрии кристалла.

Разность между показателями преломления обыкновенного и необыкновенного луча называют *двупреломлением* ($\Delta = n_o - n_e$). В направлении, параллельном главной оси симметрии кристалла – L_3 , двупреломления не происходит. Направление внутри анизотропного кристалла, вдоль которого луч света не двупреломляется называется *оптической осью*.

Достигая в поляризаторе (рис. 6, Б) поверхности раздела (канадского бальзама), обыкновенный луч, преломляется и гасится оправой поляризатора; необыкновенный, с показателем преломления n_o – проходит поверхность раздела, попадает на минерал и используется для определения его диагностических и оптических свойств.

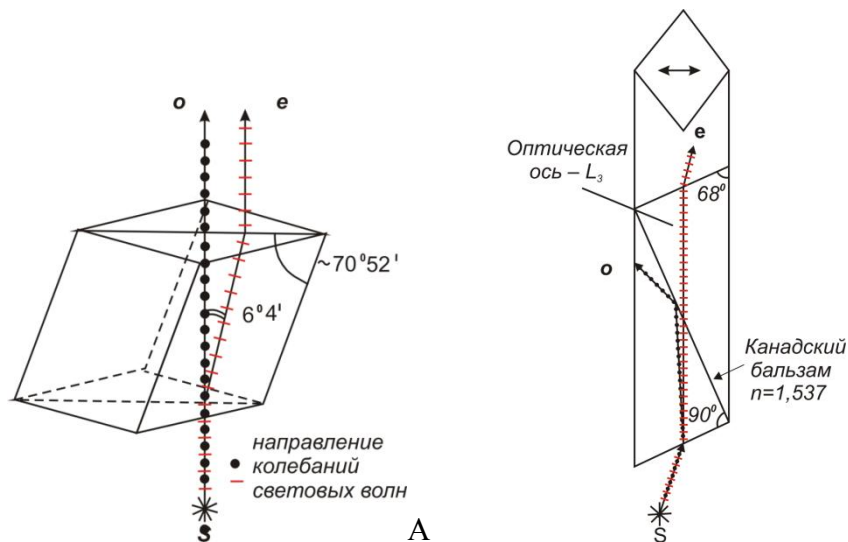


Рис. 6. Схема поляризации света в кристалле исландского шпата (А) и поляризаторе (Б): S – источник света, o – обыкновенный луч, e – необыкновенный луч [14]

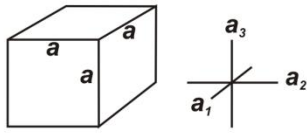
Поведение плоскополяризованного луча, проходящего через минерал, помещенный на столике микроскопа, изменяется в зависимости от оптических свойств минерала: он проходит через изотропный минерал без преломления, через анизотропный согласно внутреннему строению минерала – двупреломляясь под определенным углом с образованием определенной разницы хода и т.д. Получаемая оптическая картина фиксируется анализатором – вторым николем, встроенным в верхнюю часть тубуса. Его устанавливают так, чтобы можно было изменять угол между николями и изучать оптические свойства минералов при параллельных николях (угол равен 0°), когда эффект освещенности не меняется, и при скрещенных николях (угол равен 90°), фиксирующих изменение прохождения света через кристалл.

2.2. Оптическая индикатриса

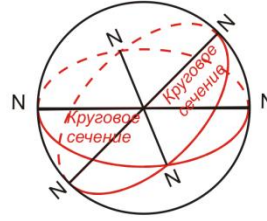
Оптические свойства кристаллов обусловлены их внутренним строением и изображаются с помощью вспомогательной пространственной фигуры – оптической индикатрисы. Она представляет шар или эллипсоид вращения (форма индикатрисы зависит от симметрии кристалла). Радиусы-векторы индикатрисы пропорциональны показателям преломления минерала, а их направления соответствуют направлению колебания световых волн, проходящих через кристалл.

Кристаллы *высшей категории* (кубическая сингония) характеризуются изометричностью (рис. 7, А), в их элементарной решетке все кристаллографические оси между собой равны ($a_1=a_2=a_3$). Световые лучи распространяются в кристаллах во всех направлениях с одинаковой скоростью и имеют одинаковый показатель преломления – n . Поэтому оптическая индикатриса имеет форму шара с радиусом, пропорциональным величине показателя преломления минерала.

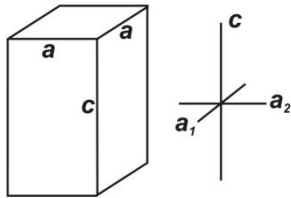
Высшая категория



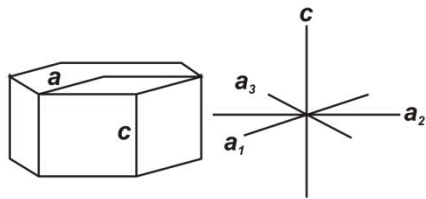
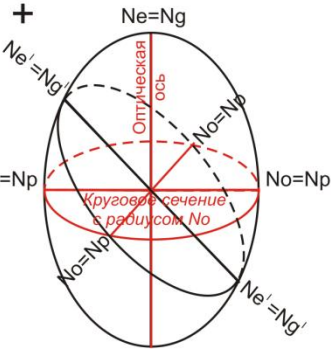
А. Кубическая сингония



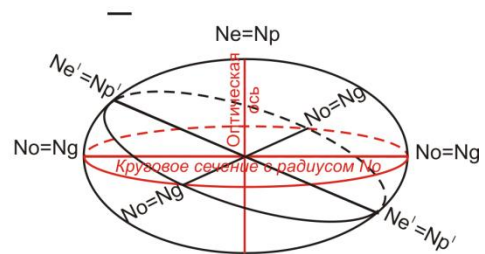
Средняя категория



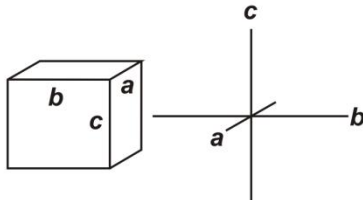
Б. Тетрагональная сингония



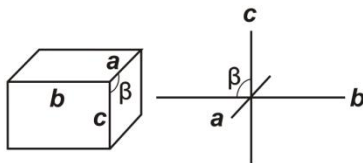
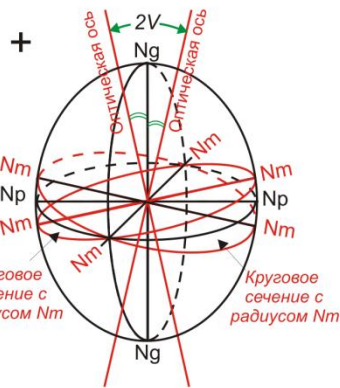
В. Гексагональная и тригональная сингония



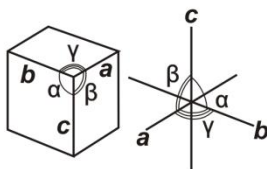
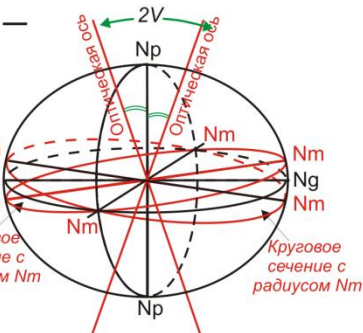
Низшая категория



Г. Ромбическая сингония



Д. Моноклиная сингония



Е. Триклиная сингония

Рис. 7. Элементарные ячейки кристаллов различных сингоний и оптические индикатрисы кристаллов кубической, средней и низшей категорий

Кристаллы являются оптически изотропными, в скрещенных николях не прозрачны (стоят на затемнении) и при повороте столика не просветляются.

Кристаллы *средней категории* (тетрагональная, гексагональная и тригональная сингонии) не изометричны: в их элементарной решетке $a_1 = a_2 \neq c$. Это неравенство обуславливает анизотропность кристалла, и, как следствие, разложение света на обыкновенный (показатель n_o) и необыкновенный (показатель n_e) лучи. Волны обыкновенного луча колеблются в горизонтальной плоскости, волны необыкновенного – вдоль единичного направления, каковым в кристаллах разных симметрий средней категории являются оси симметрии высшего порядка – L_3 , L_4 или L_6 . Кристаллы средней категории являются оптически одноосными, так как имеют одну оптическую ось. Их индикатриса представляет двусосный эллипсоид вращения (рис. 7, Б и В), полученный, путем вращения эллипса вокруг оси **Ne**. Ось вращения совпадает с кристаллографической осью высшего порядка. Ось **No** лежит в плоскости, перпендикулярной к ней (круговое сечение индикатрисы). Сечения зерен, совпадающие с этой плоскостью, изотропны. Все остальные разрезы имеют прямое погасание.

Кристаллы средней сингонии могут быть оптически положительными и оптически отрицательными. В оптически положительных кристаллах ось **Ne** является наибольшей осью (совпадает с **Ng**); в оптически отрицательных – наибольшей осью (**Ng**) является ось **No**. Эллиптическое сечение индикатрисы, проходящее вдоль оптической оси, называется главным сечением. Для оптически положительного кристалла это плоскость **Ne(Ng)–No(Np)**, для оптически отрицательного – **Ne(Ng)–No(Np)**. В главном сечении значения показателей преломления n_e и n_o и двупреломление минерала ($\Delta = n_o - n_e$ или $\Delta = n_e - n_o$) – максимальные. В разрезе, перпендикулярном к оптической оси, показатели преломления кристалла одинаковые, двупреломление равно нулю. Во всех косых сечениях величина двупреломления имеет промежуточные значения.

Кристаллы *низшей категории* (ромбическая, моноклиновая и триклинная сингония) анизотропны и двусосны. Индикатриса их представляет собой трёхосный эллипсоид вращения с тремя неравными осями **Ng**, **Np**, **Nm** и двумя оптическими осями. Ориентировка индикатрисы в кристаллах разных сингоний различна (рис. 7, Г, Д, Е).

В элементарной ячейке кристаллов *ромбической сингонии* отмечается неравенство кристаллографических осей: $a \neq b \neq c$, а углы $\alpha = \beta = \gamma = 90^\circ$. Оси индикатрисы совпадают с кристаллографическими осями и ориентированы вдоль **a**, **b**, **c**; поэтому зерна минералов во всех разрезах имеют прямое погасание.

В кристаллах *моноклиновой сингонии* ось **b** перпендикулярна плоскости, в которой лежат оси **a** и **c**; угол между кристаллографическими осями $\alpha = \gamma = 90^\circ \neq \beta$. Одна из осей индикатрисы – чаще **Nm** – всегда совпадает с кристаллографической осью **b**, а две другие образуют с осями **a** и **c** углы ($\alpha = \gamma = 90^\circ \neq \beta$). Вследствие чего в разрезах, параллельных оси **b**, погасание прямое, во всех остальных – косое. Величина угла между осью **c** и одной из осей индикатрисы (**c:Ng** или **c:Np**) служит константой минерала и приводится в справочниках.

В кристаллах *триклинной сингонии* все направления единичны и все углы между кристаллографическими осями разные ($\alpha \neq \beta \neq \gamma \neq 90^\circ$). Ни одна из осей индикатрисы не совпадает с кристаллографическими осями. Все разрезы имеют косое погасание, а значения углов погасания являются диагностическими константами минералов.

Главными сечениями индикатрисы оптически двуосных кристаллов низшей категории являются три сечения: N_g-N_p , N_g-N_m , N_m-N_p . Сечение N_g-N_p называется плоскостью оптических осей, так как в нем лежат оптические оси кристалла. Перпендикулярно к плоскости оптических осей располагается ось N_m . Острый угол, который образуют оптические оси, называется углом оптических осей или углом $2V$. Биссектрисами углов между оптическими осями являются оси N_g и N_p . В зависимости от того, какая ось является биссектрисой острого угла, выделяют оптически положительные и оптически отрицательные двуосные кристаллы:

- у оптически положительных – биссектрисой острого угла является ось N_g ;
- у оптически отрицательных – биссектрисой острого угла является ось N_p ;
- у оптически нейтральных – угол $2V=90^\circ$.

В сечении кристалла, совпадающем с плоскостью N_g-N_p , разница между величинами показателей преломления максимальная. В этом сечении определяется максимальное двупреломление, угол $2V$ и оптический знак.

3. ИЗУЧЕНИЕ МИНЕРАЛОВ ПОД МИКРОСКОПОМ

Изучение минералов под микроскопом основано на выявлении их *диагностических свойств*. К ним относятся характеристики минералов, обусловленные их химическим составом, кристаллографическими особенностями, оптическими и другими свойствами, позволяющие проводить распознавание минералов и отличать одни минералы от других. Под микроскопом минералы изучаются в проходящем (не поляризованном и поляризованном), сходящемся и отраженном свете. Диагностические и оптические свойства минералов описаны по [8, 12, 14, 21, 24, 30, 58].

3.1. Диагностические признаки минералов, определяемые в проходящем свете при одном никеле



Рис. 8. Схема изучения минералов при одном никеле

В проходящем свете при одном никеле изучают следующие характеристики минералов (рис. 8).

Форма зерен – важный диагностический признак, так как отражает особенности кристаллической решетки минералов. В осадочных породах химического происхождения, этот фактор, наряду с наличием свободного пространства, является определяющим.

В породах обломочного происхождения форма зерен зависит также от механической и химической устойчивости минералов и пород; от условий транспортировки (способа и длительности переноса, динамики среды и т.д.); от процессов, протекающих в диагенезе и катагенезе при уплотнении осадка и превращении его в породу.

В значительной степени форма зависит от наложенных процессов, которым подвергается порода на определенной ступени литогенеза (растворения, перекристаллизации и т.д.). Если зерна представлены обломками пород, то их форма часто определяется текстурой пород, например: удлиненная форма обломков сланцев. Часто форма зерен более отчетливо проявляется в скрещенных николях.

Различают следующие формы зерен (рис. 9):


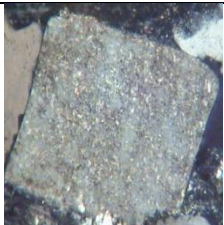


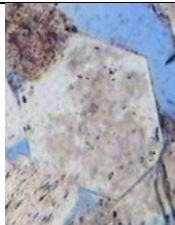
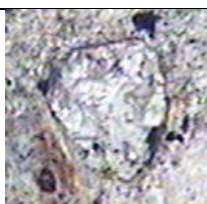
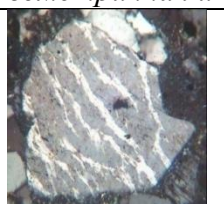

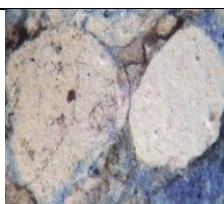

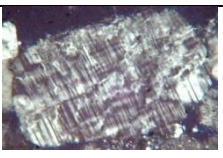

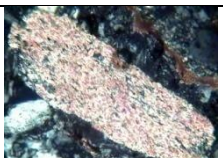




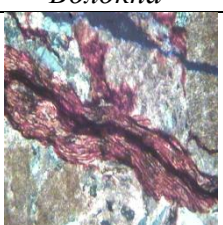


<i>Правильная</i>				
				
Сферический треугольник (турмалин)	Квадратное сечение (полевоы шпат)	Ромбическое сечение (сфен)	Четырехугольное сечение (плагиоклаз)	Шестиугольное сечение (кварц)
<i>Изометричная и субизометричная</i>				<i>Округлая</i>
				
Гранат	Полевоы шпат	Эпидот	Кварц	Глауконит
<i>Удлиненная</i>				<i>Неправильная</i>
				
Полевоы шпат	Полевоы шпат	Глинисто-слюдястая порода	Сфен	Сфен
<i>Чешуйки</i>	<i>Пластинки</i>	<i>Волокна</i>	<i>Сферолиты</i>	<i>Оолиты</i>
				
Мусковит	Биотит	Гидробиотит	Сидерит	Концентры сидерита и каолинита

Рис. 9. Форма зерен в осадочных породах

- *правильные* (в кристаллических породах – *идiomорфные*) сечения с кристаллографическими очертаниями: треугольной (турмалин), четырехугольной:

квадратной (пирит, магнетит), прямоугольной (плагиоклазы), ромбической (доломит, сидерит); шестиугольной (кварц, биотит) и восьмиугольной (обломки кристаллов разных сингоний) формы;

- *изометричные* и *субизометричные* – сечения, которые вписываются в окружность, имеют зерна минералов кубической сингонии (флюорит, галит), поперечные срезы призматических кристаллов (калиевые полевые шпаты) и обломки пород с однородной текстурой;

- *неправильные зерна* – распространены чаще, их имеют обломки различных минералов и пород;

- *удлиненные* – обычно зерна, кристаллы которых имеют форму призм, а также обломки пород со слоистой (алевролиты) и сланцеватой (сланцы) текстурой;

- *чешуйки* – образуют слюды, хлорит;

- *волокна* – гидрослюды;

- *сферолиты* – сферические минеральные образования радиально-лучистого строения, состоящие из игольчатых кристаллов одного минерала – халцедон, сидерит, кальцит, хлорит;

- *оолиты* – концентрически-зональные и реже радиально-лучистого строения округлые минеральные образования, сложенные одним (в разной степени раскристаллизованным) или несколькими минералами – опал-халцедон, хлорит-халцедон.

- *округлые зерна* – окатанные обломки и диагенетические минеральные включения.

Согласно В.С. Князеву и И.Б. Кононовой [12] по отношению длины зерна (a) к его ширине (b) можно выделить следующие формы зерен минералов (рис. 10): изометрическую, $a/b=1$ (А); таблитчатую, a/b от 2 до 4 (Б); призматическую, a/b от 4 до 10 (В); шестоватую, a/b от 10 до 20 (Г); игольчатую, $a/b > 20$ (Д).

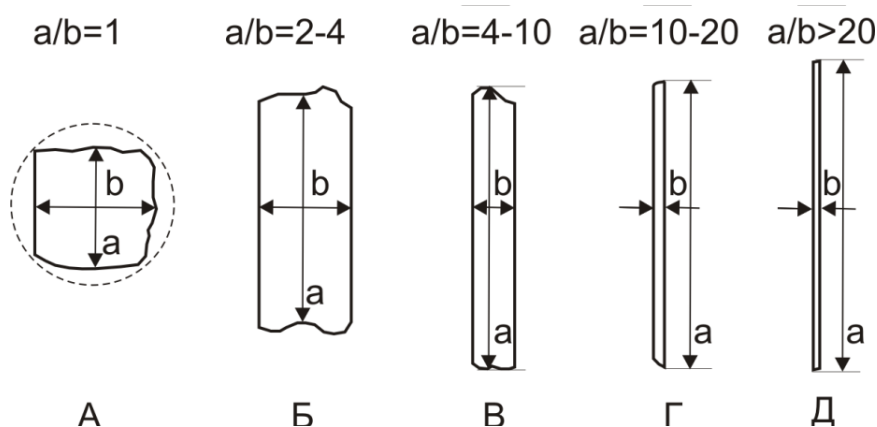


Рис. 10. Форма зерен минералов [12]

По *степени прозрачности* зерна могут быть (рис. 11):

- *прозрачными* – хорошо пропускающими свет (кварц, не измененные полевые шпаты, кальцит, мусковит);

- *полупрозрачными* (просвечивающими) – пропускающими свет частично: в тонких срезах по краям зерен (гематит);

- *непрозрачными* – не пропускают свет (пирит, магнетит).

<i>Прозрачные</i>	<i>Полупрозрачные</i>	<i>Непрозрачные</i>
		
Кварц и полевые шпаты	Титанистые минералы	Пирит

Рис. 11. Степень прозрачности зерен

Окраска и плеохроизм. Многие минералы имеют окраску, которая сохраняется также и в тонких срезах шлифов. Так, зеленую окраску имеют хлорит, глаукоцит, биотит; красную – гематит, шпинель; желтую – лимонит; бурую – сидерит. Окраска может быть равномерной и неравномерной: пятнистой, зональной, полосчатой и т.д.

Часто окрашенные минералы обладают **плеохроизмом**, т.е. способностью изменять в зависимости от направления световых колебаний интенсивность окраски, а иногда и цвет (рис. 12). Это свойство фиксируется при повороте столика микроскопа и наиболее интенсивно проявляется в главном сечении оптической индикатрисы.

Различают плеохроизм трех типов, когда минералы меняют:

- окраску (гиперстен от бледно-розовой до бледно-зеленой);
- интенсивность окраски (роговая обманка меняет окраску от темно-зеленой до бледно-зеленой; хлорит – от бесцветной до зеленой),
- окраску и интенсивность (биотит меняет интенсивность окраски и цвет от бурого до бледно-желтого и до зеленовато-бурого).

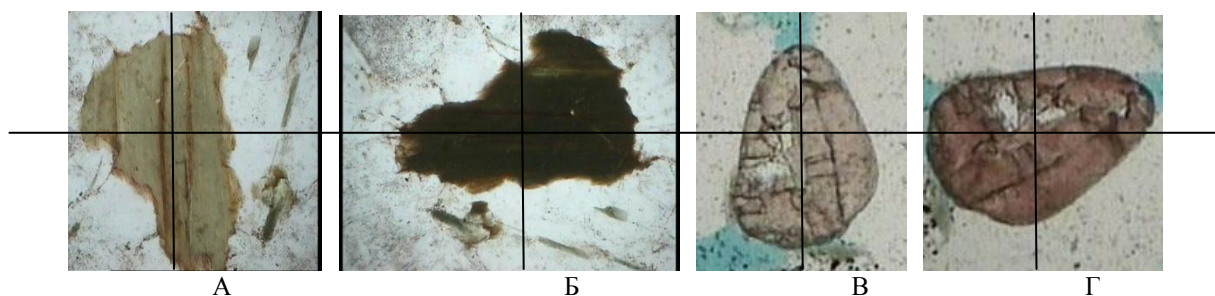


Рис. 12. Плеохроизм у биотита (А, Б) и сфена (В, Г)

Показатель преломления минералов отражается в рельефе зерен, характере их ограничения, в наличии или отсутствии шагреновой поверхности и псевдоабсорбции.

Определение показателя преломления минерала (n_m) осуществляется путем сравнения его показателей преломления с показателями преломления канадского бальзама ($n_{к.б.}=1,533-1,542$, в среднем 1,537) или соседнего минерала. На границе сред с разным показателем преломления из-за дисперсии света образуется светлая

полоска (*полоска Бекке*), отклоняющаяся в сторону среды с большим показателем преломления. Ее наблюдают при увеличении объектива $9\times$ ($10\times$) или $20\times$ и прикрытой нижней диафрагме, расположенной ниже столика микроскопа. При поднятии тубуса микроскопа (опускании столика) полоска Бекке движется в сторону среды с более высоким показателем преломления.

Разница в показателях преломления определяется также с помощью *дисперсионного эффекта Лодочникова*, фиксируемого при увеличении объектива $20\times$ на границе двух бесцветных минералов. На поверхности раздела сред с разными показателями преломления в результате дисперсии и различной степени отражения красных и фиолетовых лучей спектра проявляются световые оттенки: каемка имеет золотисто-розовый цвет со стороны вещества с меньшим показателем и синевато-зеленый – со стороны вещества с большим показателем. Чем больше разница в показателях преломления, тем отчетливее окраска.

Рельеф определяется разницей в показателях преломления канадского бальзама ($n_{к.б.}$) и минерала ($n_{м.}$). Рельеф может быть отрицательным и положительным или не наблюдаться (рис. 13).

Минерал:

- имеет *отрицательный рельеф* – если показатель преломления минерала меньше, чем у канадского бальзама, минерал зрительно смотрится ниже бальзама (флюорит, опал, кислые вулканические стекла);

- *не имеет рельефа* – если показатель преломления минерала близок к показателю канадского бальзама, минерал сливается с канадским бальзамом (олигоклаз, халцедон);

- имеет *положительный рельеф* – если показатель преломления минерала больше, чем у канадского бальзама, минерал зрительно смотрится выше бальзама (циркон, гранат).

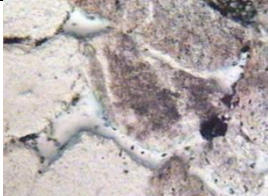
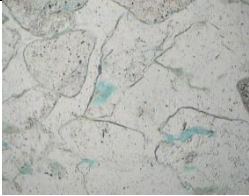




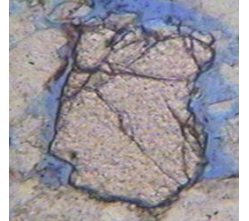

<i>Отрицательный хорошо видный</i>	<i>Отрицательный плохо заметный</i>		<i>Отсутствует</i>
			
Опаловый цемент	Кальцитовый цемент	Фосфатный цемент	Плагиоклазы
<i>Положительный слабо заметный</i>	<i>Положительный отчетливый</i>	<i>Положительный резкий</i>	<i>Положительный очень резкий</i>
			
Кварц	Глаукоцит	Гранаты	Сфен

Рис. 13. Виды рельефа

Разница в показателях преломления (канадского бальзама и минерала, разных минералов) определяет характер проявления *границ (ограничений) зерен*. Границы зерен могут быть (рис. 14):

- *незаметные* – минералы сливаются с бальзамом (халцедон, плагиоклазы) – разницы в показателях преломления практически нет;
- *слабо заметные* – границы тонкие, без черной полосы (кварц, мусковит, каолинит);
- *отчетливые* – границы с тонкой черной полосой (апатит, топаз, барит);
- *резкие* границы с отчетливой черной полосой (карбонаты, эпидот, оливин);
- *очень резкие* – зерна в бальзаме окружены широкими черными каймами (гранат, циркон, сфен) – образуются при очень большой разнице показателей преломления.

<i>Незаметные</i> $n_m \approx n_{к.б.}$	<i>Слабо заметные</i> $n_m \text{ чуть } > n_{к.б.}$	<i>Отчетливые</i> $n_m > n_{к.б.}$	<i>Резкие</i> $n_m \text{ много } > n_{к.б.}$	<i>Очень резкие</i> $n_m \text{ значительно } > n_{к.б.}$
				
Вулканическое стекло	Кварц	Апатит	Эпидот	Циркон

Рис. 14. Границы (ограничения) зерен

При различиях в показателях преломления (канадского бальзама и минерала, разных минералов) проявляется *шагрень* – шероховатая поверхность минералов. Чем больше разница в показателях преломления, тем яснее выражена шагреньевая поверхность.

Шагреньевой поверхностью обладают минералы с ярко выраженным отрицательным или положительным рельефом: ясной шагреньевой поверхностью обладает опал (отрицательный рельеф) и кальцит (положительный рельеф); нет шагрени у плагиоклазов.

По рельефу, шагреньевой поверхности и поведению полоски Бекке можно определить относительную величину показателя преломления и группу минерала (табл. 1).

Псевдоабсорбция характерна для неокрашенных минералов и проявляется в изменении характера ограничений, рельефа и шагреньевой поверхности при повороте столика микроскопа. При большой разнице в показателях преломления вдоль различных кристаллографических направлений эти характеристики то проявляются резко; то исчезают, например, в мусковите и кальците (рис. 15).

Показатель преломления кальцита по n_c (1,486) близок к показателю преломления канадского бальзама, и поэтому рельеф, ограничения, шагреньевая поверхность не проявлены, минерал сливается с канадским бальзамом, одна из систем спайности проявлена отчетливее (темная), чем другая.

Таблица 1

Классификация минералов по показателю преломления (по [14])

Группа	n	Рельеф	Шагреновая поверхность	Дисперсионный эффект Лодочникова	Минералы
I	1,41–1,51	Отрицательный, хорошо виден	Наблюдается при открытой диафрагме	Полоска Бекке имеет розовый цвет, идет на к.б.	Флюорит, опал, лейцит, содалит, вулканические стекла риолитов
II	1,51–1,53	Отрицательный, плохо заметен	Отсутствует или слабая (даже при закрытой диафрагме)	Полоска Бекке имеет розовый цвет (граница бесцветных минералов и к.б.), идет на к.б.	Плагиоклазы № 0–5 (альбит), к.п.ш., гипс, монтмориллонит, вулканические стекла трахитов, дацитов, андезитов
III	1,53–1,54	Отсутствует	Отсутствует	Полоска Бекке незаметна	Плагиоклазы № 5–15 (альбит, олигоклаз), халцедон, нефелин, серпентин, вулканические стекла андезитобазальтов
IV	1,54–1,60	Положительный	Видна только при почти полностью закрытой диафрагме	Полоска Бекке имеет зеленоватую окраску, идет на минерал	Плагиоклазы № 15–100 (олигоклаз–анортит), кварц, хлориты, мусковит, флюорит, тальк, вулканические стекла базальтов
V	1,60–1,65	Положительный	Положительная, видна при 1/2 открытой диафрагме	Полоска Бекке имеет зеленоватый цвет, идет на минерал	Биотит, роговая обманка, тремолит, актинолит, турмалин, топаз, глауконит
VI	1,65–1,75	Положительный, резкий	Положительная резкая, видна при открытой диафрагме	Не улавливается, эффект Лодочникова слабый	Пироксены, щелочные амфиболы, оливин, силлиманит, ортит, гроссуляр
VII	> 1,75	Положительный, очень резкий (зерна окружены темно-серой полосой)	Положительная очень резкая (поверхность минерала серая)	Дисперсионный эффект не улавливается	Эпидот, эгирин, циркон, монацит, сфен, рутил, анатаз, корунд, шеелит, альмандин

Показатель преломления по n_o (1,658) значительно больше бальзама, и при повороте столика на 90° от положения слияния зерна с канадским бальзамом, зерно имеет резкие ограничения, высокий рельеф, шагреневую поверхность (меняет окраску от бесцветной до серой), в нем первая система спайности становится слабо заметной (белые трещины), вторая проявляется более отчетливо.

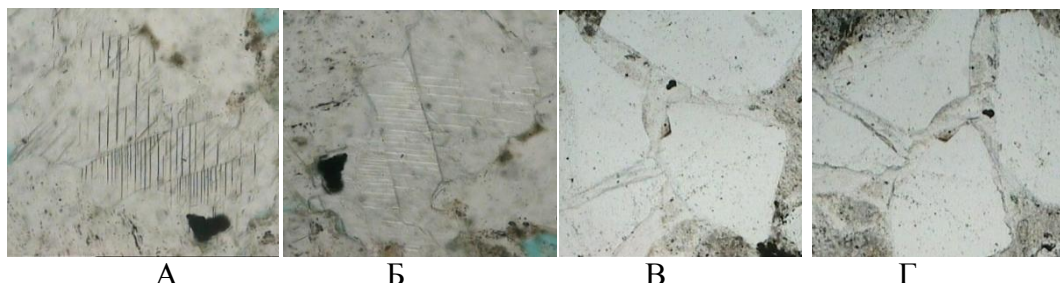


Рис. 15. Псевдоабсорбция у кальцита:

А, Б – изменение толщины трещины спайности; В, Г – изменение рельефа: В – отрицательный, Г – положительный рельеф

Спайность – способность минералов раскалываться вдоль определенных направлений в кристаллической решетке с образованием ровных поверхностей. В шлифах спайность проявляется в виде ровных линий (трещин): единичных, параллельных кристаллографическим направлениям (граням, удлинению зерен); системы параллельных трещин, двух или нескольких систем, пересекающихся под определенным углом.

Диагностическим признаком являются: степень совершенства; отсутствие спайности; угол между плоскостями спайности (системами спайности).

По степени совершенства различают спайность (рис. 16):

<i>Весьма совершенная</i>		<i>Совершенная</i>		<i>Отсутствует</i>	
Биотит	Мусковит	Плагиоклаз	Кварц		
<i>Под углом 90°</i>		<i>Под углом 87</i>		<i>По ромбоздру</i>	
Ангидрит	Калиевый полевой шпат	Плагиоклаз	Кальцит		

Рис. 16. Спайность в одном и двух направлениях

- *весьма совершенную*, выраженную в появлении тонких четких параллельных выдержанных трещин, располагающихся на близком расстоянии друг к другу и секущих все зерно (мусковит, биотит);

- *совершенную* – параллельные сплошные и прерывистые более широкие трещины (пироксены, амфиболы, полевые шпаты), располагающиеся в одном или двух направлениях;

- *несовершенную* – редкие и невыдержанные, в виде отдельных штрихов, не всегда строго параллельных (но общее направление выдерживается) широкие и тонкие трещины (турмалин, апатит).

При весьма несовершенной спайности (или ее отсутствии) трещин нет, либо они неровные, извилистые, беспорядочные (кварц, гранаты).

Угол между направлениями спайности – угол между трещинами, является диагностическим признаком многих минералов, обладающих двумя (полевые шпаты, амфиболы, пироксены и др.), тремя (кальцит, доломит, галит и др.), четырех (флюорит) и шести (сфалерит) системами спайности: например, у амфиболов углы между трещинами спайности составляют 56° и 124° ; у пироксенов 87° и 93° ; у плагиоклазов – около 87° , у калиевых полевых шпатов 90° , у карбонатов – $73\text{--}75^\circ$. Пересечение трещин спайности наблюдается в поперечных срезах кристаллов.

Угол между спайностью определяют как разницу отсчетов между двумя взаимно пересекающимися трещинами, снятую по нониусу на столике микроскопа. Для этого точку пересечения трещин спайности помещают в центр окулярного креста (рис. 17, А). Трещину спайности одного направления совмещают с вертикальной (или горизонтальной) нитью креста (рис. 17, Б) и снимают значение по нониусу. Затем поворачивают столик до совмещения с той же нитью креста трещину другого направления (рис. 17, В) и снимают второй отсчет.

Разница отсчетов дает угол между направлениями спайности. Если измеренное значение угла больше 90° , то его отнимают от 180° .

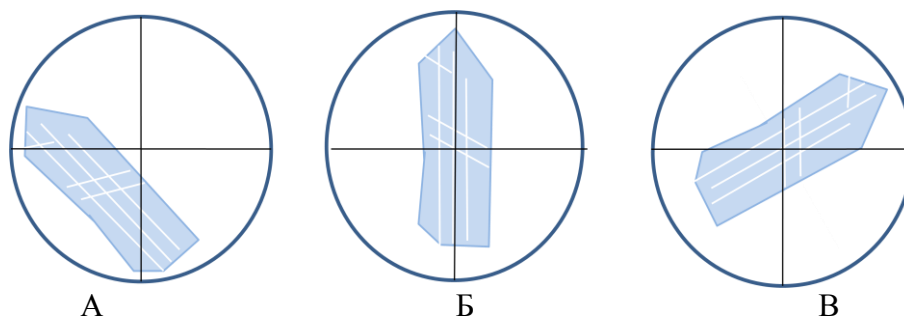


Рис. 17. Определение угла между трещинами спайности

Иногда системы спайных трещин пересекаются с образованием правильных геометрических фигур: например, во флюорите – равносторонних треугольников; в кальците – ромбов.

3.2. Диагностические признаки минералов, определяемые в проходящем поляризованном свете

Изотропные прозрачные минералы, свойства которых исследуются при одном николе, в осадочных породах встречаются неравномерно: в одних породах они

являются порообразующими (галит – в соляных породах, опал – в кремнистых), в других – аутигенными (фосфаты и опал – в цементах песчаников), в третьих – акцессорными (гранаты и флюорит – в песчаниках).

Анизотропные минералы, в отличие от изотропных, в породах осадочного происхождения, присутствуют повсеместно. Изучение их оптических свойств, главным образом, осуществляется при двух николях (при скрещенных николях, с анализатором): исследуют оптические свойства минералов, которые определяются показателем преломления и скоростью прохождения света через минерал, а также продукты разложения минералов (рис. 18).

Как уже говорилось, в анизотропном минерале разница между наибольшим и наименьшим показателями преломления определяет **двупреломление (двойное лучепреломление)** минерала: для одноосных минералов она рассчитывается как $\Delta = N_o - N_e$ (или $\Delta = N_e - N_o$); для двуосных – $\Delta = N_g - N_p$. Диагностическая роль этой оптической константы заключается в том, что каждому минералу соответствует свое значение двойного лучепреломления.

Разница в скорости прохождения лучей определяет **разницу хода**. Разница хода приводит к возникновению **интерференционной окраски**.



Рис. 18. Схема изучения минералов при двух николях

Каждому значению разницы хода соответствует своя, строго определенная интерференционная окраска; чем больше разница хода, тем ярче и выше порядок интерференционной окраски. Чем выше интерференционная окраска, тем больше разница между показателями преломления и больше сила двупреломления: у каолинита ($N_g - N_p = 0,006$) интерференционная окраска серая, у кварца ($N_g - N_p = 0,009$) – белая; у мусковита ($N_g - N_p = 0,036 - 0,042$) – от синей до красной и желтой; у кальцита ($N_o - N_e = 0,172$) – перламутровая.

Разно ориентированные срезы одного и того же минерала обладают разной интерференционной окраской. Величину двупреломления определяют по интерференционной окраске и ее положению на номограмме Мишель-Леви (рис. 19).

Значения разности хода на диаграмме отложены по оси x (нижняя горизонтальная шкала). По цветовому спектру и изменению разности хода, выделено 4 порядка – от первого до четвертого или от низшего до высшего. В каждом порядке цветовой спектр окраска начинается с синего цвета и заканчивается красным, за исключением первого порядка, начинающегося с серого цвета.

По оси y (левая вертикальная шкала) отлагается толщина шлифа; в верхней и правой частях диаграммы указаны значения двупреломления и приведены минералы, которым соответствуют эти значения.

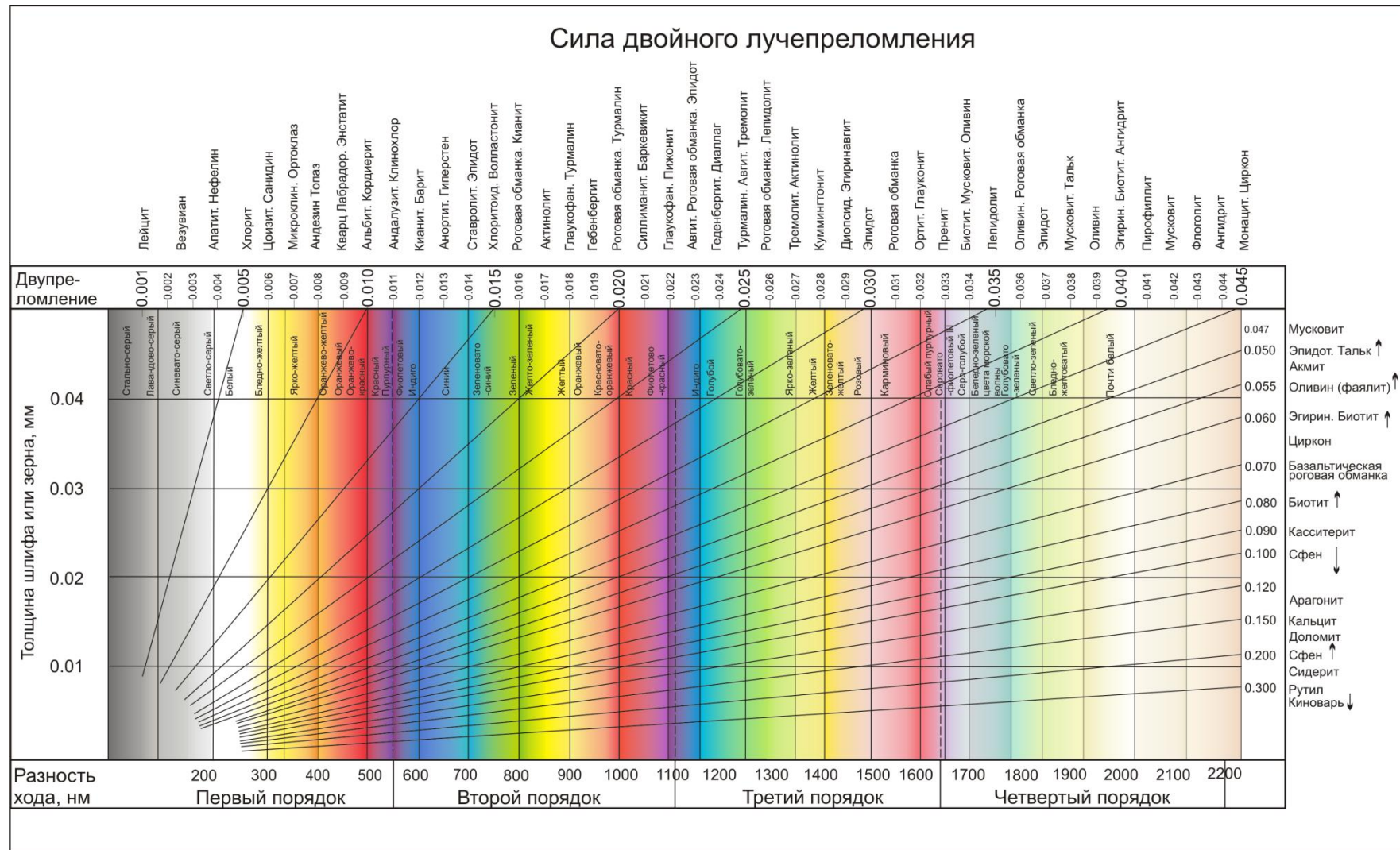


Рис. 19. Номограмма Мишель-Леви

Линии, расходящиеся веером от нижнего левого угла номограммы, соответствуют одинаковым величинам двойного лучепреломления, измеренного при разных значениях толщины шлифа и разности хода.

Для определения величины двупреломления:

- на шкале «Разность хода» отыскивают интерференционную окраску (с учетом порядка от первого до четвертого), соответствующую интерференционной окраске минерала в микроскопе;

- проводят вертикальную линию вверх до пересечения ее с горизонтальной линией толщины шлифа (стандартная толщина шлифа составляет 0,03 мм, и кварц имеет белую интерференционную окраску);

- через полученную при пересечении точку из левого нижнего угла проводят наклонную линию (в соответствии с веерообразным расположением линий одинакового двойного лучепреломления) и на ее конце считывают числовое значение двойного лучепреломления.

Погасание – это затемнение минерала при совпадении оси оптической индикатрисы кристалла с направлением световых колебаний в николях, т.е. располагаются параллельно нитям креста окуляра. Погасания добиваются путем поворота столика микроскопа.

Характер погасания определяется как (рис. 20):

- *однородное (нормальное)* – гаснет все зерно одновременно, наблюдается у большинства минералов;

- *волнистое* – по зерну перемещается темная волна (кварц);

- *облачное* – картина погасания напоминает облако, границы между светлыми и темными участками зерна волнистые и постепенные (кварц);

- *зональное* – гаснут отдельные зоны зерна, другие – светлые; характерно для минералов, представляющих изоморфные смеси (плагиоклазы, пироксены, амфиболы, доломит, гранаты);

- *мозаичное* – одни части зерна стоят на просветлении, другие – на погасании, границы зон просветления и погасания отчетливые (кварц);

- *сферолитовое* – погасание в виде темного креста, вращающегося вслед за вращением столика (халцедон, сидерит, кальцит, хлорит);

- *полиагрегатное* – зерно гаснет не одновременно, тонкие точечные участки просветления сочетаются с такими же тонкими участками погасания (глауконит);

- *симметричное* – отмечается у двойников по альбитовому типу (плагиоклазы), когда одна система двойников гаснет симметрично относительно другой.

Если какое-нибудь кристаллографическое направление в минерале (спайность, грань, удлинение, двойниковый шов) совпадает с направлением световых колебаний (т.е. с нитью окуляра), то погасание минерала – **прямое**.

Если между кристаллографическим направлением и погасанием образуется острый угол – **угол погасания** – то погасание **косое**. Часто угол погасания определяют как угол между удлинением кристалла (**c**) и какой-нибудь осью минерала: угол **c:Ng**, угол **c:Np** и др.

Величина угла погасания характеризуют сингонию минерала и используются для его диагностики. Так, по углу спайности можно диагностировать одинаково окрашенные в зеленую окраску минералы с высокими цветами интерференции: биотит имеет погасание прямое и угол **c:Ng=0°**; диопсид – угол погасания косой и **c:Ng=38°**; роговая обманка – угол погасания также косой, но **c:Ng=(5–27)°**.
















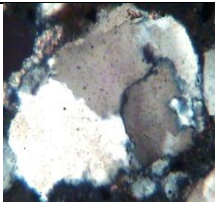



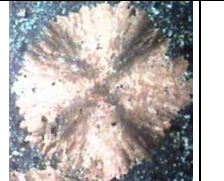
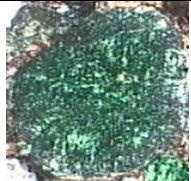
<i>Прямое</i>		<i>Косое</i>		<i>Симметричное косое</i>	
					
А Б Биотит		Полевой шпат		Двойник плагиоклаза	
<i>Волнистое</i>					
					
Кварц (волновое перемещение погасания при повороте столика)					
<i>Облачное</i>			<i>Мозаичное</i>		
					
Кварц			Кварц		
<i>Зональное</i>		<i>Сферолитовое</i>		<i>Полиагрегатное</i>	
					
Полевой шпат [63]	Доломит	Халцедон	Сидерит	Глауконит	

Рис. 20. Характер погасания минералов

Для определения угла погасания:

- выбирают зерно с разрезом, параллельным главному сечению индикатрисы $\mathbf{Ng-Np}$, т.е. имеющее наивысшую интерференционную окраску, ставят его в крест нитей микроскопа, совмещая удлинение (двойниковый шов, спайность) с нитью окуляра;

- снимают первый отсчет по нониусу;

- поворачивают столик до полного погасания минерала;

- снимают второй отсчет по нониусу;

Разность между первым и вторым отсчетом дает угол погасания.

Прямое погасание относительно удлинения имеют кристаллы:

- средней категории (гексагональной, тетрагональной, тригональной сингоний) – всегда;

- ромбической сингонии – на ориентированных разрезах относительно всех кристаллографических осей;

- моноклинной сингонии – только в одной кристаллографической зоне (зона второго пинакоида), на всех других – погасание косое.

Косое погасание относительно удлинения всегда имеют кристаллы триклинной сингонии.

Под *удлинением минерала (или знаком его главной зоны)* понимается его вытянутость в одном направлении. Удлинение кристалла (знак зоны) бывает положительным и отрицательным. Для определения знака зоны следует знать положение осей оптической индикатрисы минерала. В этих целях используют компенсаторы – слюдяную (с разностью хода 150 микрон – серый цвет) или кварцевую (с разностью хода 575 микрон – фиолетовый цвет) пластинку, встроенную в металлическую оправу так, что вдоль длинной оси компенсатора ориентирована ось **Np**, а перпендикулярно ей – ось **Ng**.

Исследования проводят следующим образом:

- выбирают зерно минерала с ясно выраженным удлинением и помещают его в крест нитей в положение максимального просветления;

- в специальную прорезь в тубусе микроскопа вставляют компенсатор и наблюдают изменение интерференционной окраски минерала:

- если интерференционная окраска повышается, то положение осей минерала и пластинки совпадают, а именно ось **Np** компенсатора совпадает с положением оси **Np** исследуемого минерала;

- если интерференционная окраска понижается, то положение осей минерала и пластинки не совпадают, а именно ось **Np** компенсатора не совпадает с положением оси **Ng** исследуемого минерала;

- определяют положение удлинения минерала относительно осей **Ng** и **Np**; если удлинение совпадает с осью **Ng** (или образует с ней острый угол) – удлинение *положительное*; если совпадает с осью **Np** (или образует с ней острый угол) – *отрицательное*.

Двойники – это закономерные сростки двух кристаллов одного и того же минерала, симметрично нарастающих по отношению к двойниковой плоскости (шву). Различают простые и полисинтетические двойники (рис. 21).

<i>Простой двойник</i>	<i>Полисинтетические двойники с симметричным погасанием</i>		<i>Полисинтетические пересекающиеся двойники</i>	
				
Плаггиоклаз	Плаггиоклаз		Микроклин	

Рис. 21. Характер двойников, наблюдаемых в шлифе

Простой двойник состоит из двух индивидов и имеет одну отчетливо выраженную двойниковую плоскость; при повороте столика индивиды гаснут не одновременно: сначала гаснет один индивид (второй стоит на просветлении), затем – второй (первый просветляется).

Полисинтетические двойники состоят из нескольких параллельных индивидов и имеют несколько отчетливо выраженных двойниковых плоскостей, погасание их осуществляется попеременно: сначала гаснет одна система смежных двойников, затем – другая. У микроклина полисинтетические двойники имеют вид решетки (микроклиновая решетка), образованной двумя системами двойников, пересекающихся под углом 90° .

3.3. Диагностические признаки минералов, определяемые в сходящемся свете (коноскопия)

В сходящемся свете или методом коноскопии для минералов определяются:

- осьность (одноосный или двуосный кристалл),
- угол оптических осей (угол $2V$),
- оптический знак.

Определение *осности* осуществляется в сходящемся свете, получаемом при введении в оптическую систему микроскопа двояковыпуклой линзы Лазо, расположенной над поляризатором. Пучок сходящегося света, падающий на минерал в шлифе, имеет форму конуса (отсюда названия метода – коноскопия и коноскопические оптические фигуры). Наблюдения проводят с помощью линзы Бертрана, встроенной в тубус микроскопа выше анализатора.

Для получения коноскопических (интерференционных) фигур:

- включают анализатор, при небольших увеличениях ($3,3\times$ или $9\times$) выбирают разрез минерала, с самой низкой интерференционной окраской: т.е. сечение, перпендикулярное оптической оси для одноосных минералов, и биссектрисе оптических осей – для двуосных;
- помещают зерно в крест нитей окуляра;
- устанавливают, фокусируют (очень осторожно, чтобы не раздавить шлиф) и центрируют объектив с большим увеличением ($40\times$ или $60\times$);
- поднимают осветительную систему и включают линзу Лазо;
- включают и центрируют линзу Бертрана;
- при повороте столика наблюдают коноскопическую фигуру, по которой определяется осьность минерала и ориентировка разреза.

Для одноосного минерала коноскопическая фигура имеет вид темного креста (рис. 22, А), не меняющего положения при повороте столика. Центр креста – точка выхода оптической оси **No**, колебания **Ne** располагаются по радиусам. Чем дальше от центра креста, тем больше значение **Ne** и разность хода. Коноскопическая фигура минералов с низким двупреломлением представляет широкий размытый крест с просветлениями по краям фигуры; у минералов со средним двупреломлением промежутки между крестом имеют серую и белую окраску; у минералов с большой силой двупреломления вокруг креста образуются интерференционные кольца.

У двуосного минерала коноскопическая фигура в сечении, перпендикулярном биссектрисе оптических осей также имеет форму креста, но при вращении столика микроскопа крест расходится в виде двух гипербол – изогир (рис. 22, Б и В), и максимальное расстояние между ними отмечается при повороте на 45° . Точки выхода оптических осей располагаются в вершинах гипербол.

В сечении, перпендикулярном одной из оптических осей кристалла, коноскопическая фигура двуосных минералов будет представлена одной гиперболой (рис. 22, Г), при вращении столика она изгибается и остается в поле зрения.

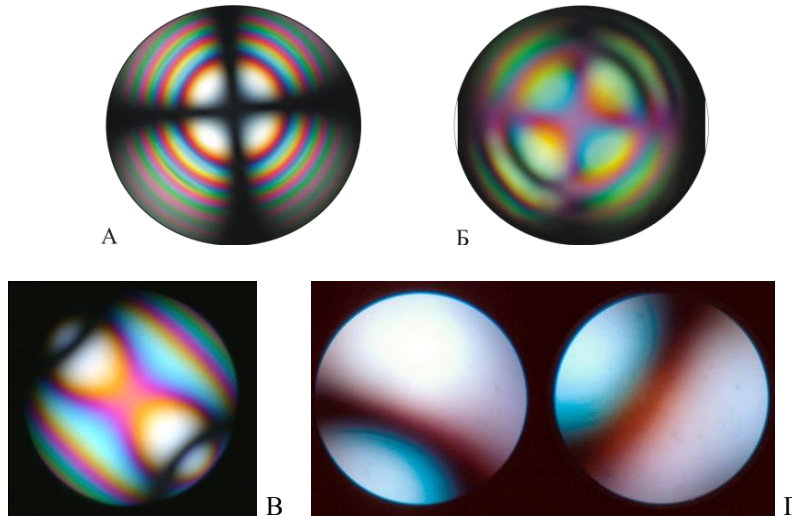


Рис. 22. Коноскопические фигуры минералов со вставленным компенсатором: А – одноосный кварц; двuosные: Б – флогопит; В – мусковит, Г – хлоритоид [64, 65]

Угол оптических осей $2V$ определяется по расхождению изогир. Чем дальше расходятся изогир, тем больше угол $2V$. При максимальном расхождении изогир угол $2V=50^\circ$, при расстоянии между изогирями, равном половине диаметра поля зрения, угол $2V=25^\circ$.

Определение **оптического знака** проводится по коноскопической фигуре с использованием кварцевого компенсатора (для минералов с низким двупреломлением) и кварцевого клина (для минералов с высоким двупреломлением). Следует вспомнить, что кристалл считается оптически положительным, если колебания обыкновенного луча совпадают с осью **N_p**, а необыкновенного – с осью **N_g**. В одноосных оптически положительных кристаллах, удлинённых по оси вращения, **n_e** соответствует **n_g**; в одноосных оптически отрицательных – **n_e** соответствует **n_p**. Определение оптического знака, таким образом, сводится к определению наименования осей минерала.

Для **одноосного минерала** при введении компенсатора наблюдается одновременное повышение или понижение интерференционной окраски в двух противоположных квадрантах (I и III, II и IV).

Если окраска во II и IV квадрантах коноскопического креста понизилась (появились желтые и красные окраски), т.е. ось **N_p** компенсатора совместилась с осью **N_e** минерала, а ось **N_g** пластинки совпала с осью **N_o**, то оптический знак кристалла – **положительный** (рис. 23).

Если окраска во II и IV квадрантах коноскопического креста повысилась (появились синие и зеленые цвета), т.е. ось **N_p** пластинки совпала с осью **N_o** минерала, – минерал оптически **отрицательный**.

При определении знака с помощью кварцевого клина, в коноскопической фигуре наблюдают за передвижением интерференционных колец.

В оптически **положительных минералах** во II и IV квадрантах кольца перемещаются от центра, т.е. интерференционная окраска уменьшается; в I и III квадрантах – к центру, т.е. интерференционная окраска увеличивается.

В оптически **отрицательных минералах** перемещение колец происходит в обратном направлении. Изменение окраски коноскопической фигуры одноосных и двuosных минералов при введении компенсатора приведено в табл. 2.

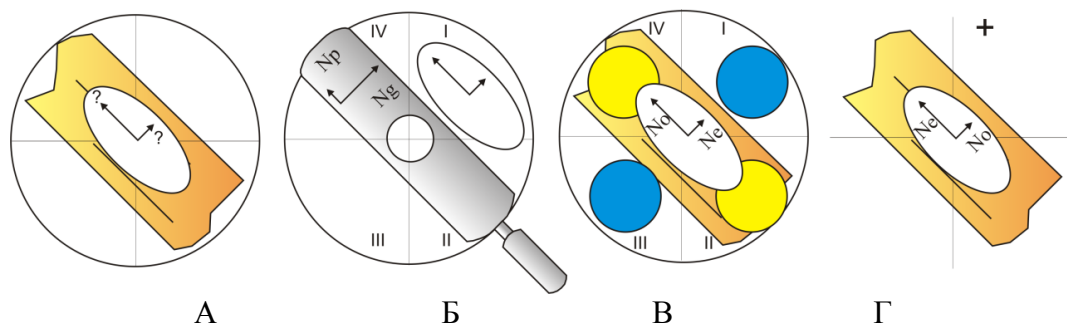


Рис. 23. Схема определения оптического знака минерала:

А – ориентированное зерно минерала; Б – компенсатор, введенный в систему; В – изменение окраски коноскопической фигуры; Г – наименование осей и оптический знак минерала

Таблица 2
Изменение окраски коноскопической фигуры одноосных и двуосных минералов при введении компенсатора и кварцевого клина

Тип компенсатора	Разрезы, перпендикулярные оптической оси			
	Одноосные минералы		Двуосные минералы	
	+	-	+	-
Кварцевая пластинка (по длине N_p)				
Кварцевый клин (по длине N_p)				

Для определения оптического знака двуосного минерала нужно:

- развести изогиры на максимальное расстояние в направлении прорези для компенсатора. Если при введении компенсатора окраска между изогирами (II и IV квадранты) повысится, оптический знак минерала *положительный* (ось N_p лежит в горизонтальной плоскости, ось N_g – направлена в сторону наблюдателя); если понизится, то – *отрицательный* (табл.).

При определении знака у минералов с высоким двупреломлением используют кварцевый клин. Его вводят постепенно в прорезь микроскопа (тонким концом вперед) и наблюдают за передвижением интерференционных колец на коноскопической фигуре. В положительных минералах (и одноосных и двуосных) во II и IV квадрантах кольца перемещаются от центра (интерференционная окраска уменьшается), а в I и III – к центру (интерференционная окраска увеличивается). В отрицательных минералах перемещение колец происходит в обратном направлении.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Основная

1. Алексеев В.П. Литология: учебное пособие. – Екатеринбург: Изд-во УГГА, 2001 – 249 с.
2. Атлас структурных компонентов карбонатных коллекторов. / Н.К. Фортунатова, О.А. Карцева, А.В. Баранова и др. – М.: ВНИГНИ, 2005. – 440 с.
3. Багринцева К.И. Карбонатные породы-коллекторы нефти и газа. – М.: Недра, 1977. – 257 с.
4. Бурлин Ю.К., Конюхов А.И., Карньюшина Е.Е. Литология нефтегазоносных толщ: учебное пособие для вузов. – М.: Недра, 1991. – 286 с.
5. Бетехтин А.Г. Курс минералогии. – М.: Госгеолтехиздат, 1961. – 540 с.
6. Вильямс Х., Тернер Ф. Дж., Гилберт Ч.М. Петрография. Ч. 2. Осадочные породы. – М.: Мир, 1985. – с. 5–154.
7. Гринсмит Дж. Петрология осадочных пород. – М.: Мир, 1981. – 180 с.
8. Дмитриев С.Д. Основы петрографии кристаллических горных пород. Часть I. Методы кристаллооптических исследований: учебное пособие. – Якутск: Изд-во Якутского государственного университета, 1978. – 108 с.
9. Залищак Б.Л., Бурилина Л.В., Кипаренко Р.И. Определение породообразующих минералов в шлифах и иммерсионных препаратах. – М.: Недра, 1981. – 152 с.
10. Калинин М.К. Методика исследования коллекторских свойств кернов. – М.: Госуд. науч.-техн. изд-во нефтяной и горно-топливной литературы, 1963. – 225 с.
11. Киркинская В.Н., Смехов Е.М. Карбонатные породы-коллекторы нефти и газа. – Л.: Недра, 1981. – 255 с.
12. Князев В.С., Кононова И.Б. Руководство к лабораторным занятиям по общей петрографии: учебное пособие для вузов. – М.: Недра, 1991. – 128 с.
13. Кузнецов В.Г. Литология карбонатных пород-коллекторов: учебное пособие. – М.: МИНГ, 1986. – 80 с.
14. Кочурова Р.Н. Основы практической петрографии. – Л.: Изд-во Ленингр. ун-та, 1977. – 176 с.
15. Лапинская Т.А., Прошляков Б.К. Основы петрографии. – М.: Недра, 1981. – 232 с.
16. Логвиненко Н.В. Петрография осадочных пород (с основами методики исследования): учебник для студентов геол. спец. вузов. – М.: Высшая школа, 1984. – 416 с.
17. Логвиненко Н.В., Сергеева Э.И. Методы определения осадочных пород: учебное пособие для вузов. – Л.: Недра, 1986. – 240 с.
18. Лодочников В.Н. Главнейшие породообразующие минералы. Издание 5-е, испр. и доп. // Под ред. В.С. Соболева. – М.: «Недра», 1974. – 248 с.
19. Маслов А.В. Осадочные породы: методы изучения и интерпретации полученных данных. – Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2005. – 289 с.
20. Наумов В.А. Оптическое определение компонентов осадочных пород. – М.: Недра, 1981. – 200 с.
21. Оникиенко С.К. Методика исследования породообразующих минералов в прозрачных шлифах. – М.: Недра, 1971. – 128 с.
22. Осадочные породы (классификация, характеристика, генезис) / Ю.П. Казанский, А.Ф. Белоусов, В.Г. Петров и др. – Новосибирск: Наука, 1987. – 213 с.

23. Петрография осадочных пород / Под ред. Г.Б. Мильнера. – М.: Недра, 1968. – Т. 1 – 500 с. – Т. 2 – 665 с.
24. Петрология I. Основы кристаллооптики и породообразующие минералы. / А.А. Маракушев, А.В. Бобров, Н.Н. Перцев, А.Н. Феногенов. – М.: Научный Мир, 2000. – 316 с.
25. Петтиджон Ф.Дж. Осадочные породы: Пер. с англ. – Недра, 1981. – 751 с.
26. Платонов М.В., Тугарова М.А. Петрография обломочных и карбонатных пород: Учебно-методическое пособие. – СПб., 2004. – 72 с.
27. Прошляков Б.К., Кузнецов В.Г. Литология: Учебник для вузов. – М.: Недра, 1991. – 444 с.
28. Пустовалов Л.В. Петрография осадочных пород. М. – Л.: Гостоптехиздат, 1940. – Т.3. – 63 с.
29. Справочник по литологии. / Под ред. Н.Б. Вассоевича, В.И. Марченко. – М.: Недра, 1983. – 509 с.
30. Трегер В.Е. Оптическое определение породообразующих минералов. М: Недра, 1980. – 208 с.
31. Тугарова М.А. Породы-коллекторы: Свойства, петрографические признаки, классификации: учебно-методич. пособие. – СПб., 2004. – 36 с.
32. Флоренский П.В., Милосердова Л.В., Балицкий В.П. Основы литологии: учебное пособие. – М.: РГУ Нефти и газа им. И.М. Губкина, 2003. – 105 с.
33. Фролов В.Т. Руководство к лабораторным занятиям по петрографии осадочных пород. – М.: Изд-во МГУ, 1964. – 311 с.
34. Фролов В.Т. Литология: Учебное пособие. – М.: Изд-во МГУ. – кн. 1, 1992. – 336 с.; кн. 2, 1993. – 432 с.; кн. 3, 1995. – 352 с.
35. Ханин А.А. Породы-коллекторы нефти и газа и их изучение. – М.: Недра, 1969. – 368 с.
36. Черников О.А. Литологические исследования в нефтепромысловой геологии. – М.: Недра, 1981. – 236 с.
37. Шванов В.Н. Песчаные породы и методы их изучения. – Л.: Недра, 1969. – 248 с.
38. Шванов В.Н. Петрография песчаных пород. – Л.: Недра, 1987. – 269 с.
39. Швецов М.С. Петрография осадочных пород. – М.: Госгеолтехиздат, 1958. – 416 с.
40. Япаскерт О.В., Карпова Е.В., Ростовцева Ю.В. Литология. Краткий курс (избранные лекции): учебное пособие. – М.: Изд-во МГУ, 2004. – 228 с.
41. Япаскерт О.В. Литология: учебник для студентов высших учебных заведений. – М.: Изд-во центр «Академия», 2008. – 336 с.

Дополнительная

42. Атлас текстур и структур осадочных горных пород. Т.1. Обломочные и глинистые породы / Е.В. Дмитриева, Г.И. Ершов, Е.И. Орешкова и др. / Под ред. А.В. Хабакова. – М.: Госгеолтехиздат, 1962. – 578 с.
43. Атлас текстур и структур осадочных горных пород. Т.2. Карбонатные породы / Е.В. Дмитриева, Г.И. Ершов, В.Л. Либрович и др. / Под ред. А.В. Хабакова. – М.: Недра, 1969. – 655 с.
44. Багринцева К.И., Дмитриевский А.Н., Бочко Р.А. Атлас карбонатных коллекторов месторождений нефти и газа Восточно-Европейской и Сибирской платформ. / Под редакцией К.И. Багринцевой. – М., 2003. – 264 с.

45. Бакиров А.А., Мальцева А.К. Литолого-фациальный и формационный анализ при поисках и разведке скоплений нефти и газа: Учебное пособие для вузов. – М.: Недра, 1985. – 159 с.
46. Безбородов Р.С. Краткий курс литологии. – М.: Изд-во РУДН, 1989. – 313 с.
47. Бетхер О.В., Вологодина И.В. Осадочные горные породы. Систематика и классификации: учебное пособие. – Томск: Изд-во ТГУ, 2007. – 171 с.
48. Бурлин Ю.К. Природные резервуары нефти и газа: учебное пособие. – М.: Изд-во МГУ, 1976. – 136 с.
49. Ежова А.В. Литология: учебник. – Томск: Изд-во ТПУ, 2009. – 336 с.
50. Иванова Г.М., Столбова Н.Ф. Практикум по петрографии осадочных пород. – Томск: Изд-во ТПУ, 1992. – 120 с.
51. Музафаров В.Г. Определитель минералов, горных пород и окаменелостей. – М.: Недра, 1979. – 327 с.
52. Недоливно Н.М. Исследование керна нефтегазовых скважин: практикум для выполнения учебно-научных работ студентами направления «Прикладная геология». – Томск: Изд-во ТПУ, 2008. – 156 с.
53. Петтиджон Ф.Дж., Поттер П., Сивер Р. Пески и песчаники: Пер. с англ. – М.: Мир, 1976. – 536 с.
54. Рухин Л.Б. О классификации обломочных частиц и слагаемых ими пород // Вестн. Ленингр. ун-та., 1956. – № 24. – С. 57–80
55. Сахибгареев Р.С. Вторичные изменения коллекторов в процессе формирования и разрушения нефтяных залежей. – Л.: Недра, 1989. – 260 с.
56. Систематика и классификация осадочных пород и их аналогов / В.Н. Шванов, В.Т.Фролов, Э.И. Сергеева и др. – СПб: Недра, 1998. – 352 с.
57. Смехов Е.М. Теоретические и методические основы поисков трещинных коллекторов нефти и газа. – Л.: Недра, 1974. – 200 с.
58. Столбова Н.Ф. Введение в оптическую минералогию: учебное пособие. – Томск: Изд-во Томского политехнического университета, 2007. – 91 с.
59. Теодорович Г.И. Аутигенные минералы осадочных пород. – М.: Изд-во АН СССР, 1958. – 225 с.
60. Шутов В.Д. Классификация песчаных пород // Литология и полезные ископаемые. – 1967. – № 5. – С. 86–103.
61. Юбельт Р., Шрайтер П. Определитель минералов. – М.: Мир, 1978. – 328 с
62. Япаскурт О.В. Стадиальный анализ литогенеза: учебное пособие. – М.: Изд-во МГУ, 1995. – 142 с.

Сайты интернета

63. http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/e/eb/k_feldspar_replacement.jpg
64. <http://www.graphicon.ru/proceedings/2010/conference/RU/Se5/04.pdf>
65. <http://www.geo.sfedu.ru/ucheb/petro>

ОГЛАВЛЕНИЕ

С.

ВВЕДЕНИЕ	3
1. ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ПОРОД	4
1.1. Задачи, решаемые петрографическими исследованиями.....	4
1.2. Шлифы и способы их изготовления.....	4
1.3. Поляризационный микроскоп и его устройство.....	6
2. ОСНОВЫ КРИСТАЛЛООПТИКИ	10
2.1. Поляризация света.....	10
2.2. Оптическая индикатриса.....	11
3. ИЗУЧЕНИЕ МИНЕРАЛОВ ПОД МИКРОСКОПОМ	14
3.1. Диагностические признаки минералов, определяемые в проходящем свете при одном никеле.....	14
3.2. Диагностические признаки минералов, определяемые в проходящем поляризованном свете.....	22
3.3. Диагностические признаки минералов, определяемые в сходящемся свете (коноскопия).....	28
4. ДИАГНОСТИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ И ОПТИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА МИНЕРАЛЬНЫХ КОМПОНЕНТОВ ПЕСЧАНЫХ И КАРБОНАТНЫХ ПОРОД	31
4.1. Диагностические признаки и оптические свойства минералов группы кварца.....	31
4.2. Диагностические признаки и оптические свойства полевых шпатов.....	37
4.3. Характеристика обломков пород, часто встречаемых в песчаниках.....	48
4.4. Диагностические признаки и оптические свойства второстепенных минералов.....	56
4.5. Диагностические признаки и оптические свойства аксессуарных минералов.....	65
4.6. Диагностические признаки и оптические свойства аутигенных минералов.....	79
4.7. Диагностические признаки и оптические свойства глинистых минералов.....	84
4.8. Диагностические признаки и оптические свойства карбонатных минералов.....	89
4.9. Диагностические признаки и оптические свойства минералов соляных пород.....	96
5. ИЗУЧЕНИЕ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД-КОЛЛЕКТОРОВ	102
5.1. Классификация и составные части терригенных пород.....	102
5.2. Схема изучения и описания терригенных пород-коллекторов.....	105
5.2.1. Название и цвет пород.....	105
5.2.2. Текстура пород.....	106
5.2.3. Структура пород.....	106

5.2.4.	Состав обломочной части.....	113
5.2.5.	Цементы в песчаных и алевритовых породах.....	115
5.2.6	Органические остатки.....	120
5.2.7.	Пустотное пространство.....	123
5.2.8.	Признаки нефтеносности.....	126
5.3.	Качественный петрографический анализ и описание терригенных пород-коллекторов в шлифах.....	128
5.4.	Количественные петрографические исследования песчаных пород-коллекторов в шлифах.....	129
5.4.1.	Гранулометрический анализ пород в шлифах и методика его проведения.....	129
5.4.2.	Проведение количественного минералогического анализа.....	132
5.4.3.	Проведение количественного анализа пористости.....	133
5.4.4.	Проведение комплексного количественного анализа породы.....	133
5.4.5.	Пример описания шлифа при проведении комплексного петрографического анализа в шлифах.....	136
6.	ИЗУЧЕНИЕ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД–КОЛЛЕКТОРОВ.....	138
6.1.	Классификация карбонатных пород.....	138
6.2.	Пустотное пространство карбонатных коллекторов.....	146
6.3.	Признаки нефтеносности в карбонатных коллекторах.....	154
6.4.	Описание карбонатных пород-коллекторов в шлифах.....	154
7.	КОЛЛЕКТОРСКИЕ СВОЙСТВА ПОРОД. КЛАССИФИКАЦИИ КОЛЛЕКТОРОВ.....	156
7.1.	Емкостные свойства пород.....	156
7.2.	Фильтрационные свойства пород.....	158
7.3.	Типы коллекторов и их классификация.....	159
7.4.	Изучение пустотно-порового пространства и обоснование типа коллектора.....	166
	СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.....	167

Учебное издание

НЕДОЛИВКО Наталья Михайловна
ЕЖОВА Александра Викторовна

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ТЕРРИГЕННЫХ И КАРБОНАТНЫХ ПОРОД-КОЛЛЕКТОРОВ

Учебное пособие

Издано в авторской редакции

Научный редактор *доктор геол.-минерал. наук,*
профессор А.К. Мазуров
Дизайн обложки *Н.М. Недоливко*


**Отпечатано в Издательстве ТПУ в полном соответствии
с качеством предоставленного оригинал-макета**

Подписано к печати . Формат 60x84/8. Бумага «Снегурочка».
Печать XEROX. Усл. печ. л.. Уч.-изд. л..
Заказ . Тираж 100 экз.



Национальный исследовательский Томский политехнический университет
Система менеджмента качества
Издательства Томского политехнического университета сертифицирована
NATIONAL QUALITY ASSURANCE по стандарту BS EN ISO 9001:2008



ИЗДАТЕЛЬСТВО  **ТПУ** . 634050, г. Томск, пр. Ленина, 30
Тел./факс: 8(3822)56-35-35, www.tpu.ru