

сти, несут молибденовую минерализацию, которая представлена тонкими кварц-молибденитовыми и «сухими» молибденитовыми прожилками, которые развиты преимущественно среди вмещающих метапесчаников. В более позднюю стадию – стадию образования массивных объемных и линейных прожилковых березитов по тоналит-порфирам, при этом выделяются рудные минералы второго парагенезиса. При формировании II парагенезиса рудообразование происходит в две подстадии: 1-сульфоарсенидная подстадия; при которой формируется ассоциация из последовательно кристаллизующихся пирита 1-арсенопирита – халькопирита 1 – пирротина и самородного золота; 2- сульфидная подстадия сопровождалась появлением пирита 2, сфалерита, галенита, халькопирита 2, сульфосольной минерализации, самородного золота и марказита. Минералы III парагенезиса выделяются в самую низкотемпературную стадию-стадию гипергенеза выделяется гидрогематит, образующийся в результате выветривания сульфидов железа.

Золотое оруденение зафиксировано в рассланцованных, березитизированных, окварцованных интрузивных и в углеродистых метатерригенных породах.

Средняя пробытность самородного золота составляет 887 промилле, в качестве примесей в самородном металле обнаружены (масс. %): серебро Ag-11.27, Cu около 0.01, Fe – 0.1.

Полный аналог рудопроявлений Алатту и Янисйоки является промышленное месторождение Осиконмяки в Финляндии, запасы которого оцениваются в 6,6 т. Ресурсы рудопроявления Янисйоки по категории P₂ оцениваются в 11,2 т., а ресурсы рудопроявления Алатту по категории P₂ – более 5т.

С учетом специфики изученных проявлений предлагаются следующие общие и локальные поисковые признаки:

- наличие интрузивных тел различного состава (от основного до кислого) в областях развития малых интрузий и даек суйстамского комплекса;
- наличие метасоматических изменений (березитизации), зон окварцевания и кварцевых прожилков с золото-арсенопитировым, золото-кварцевым и золото-полисульфидным оруденением;
- наличие метатерригенных вмещающих пород с углеродистым веществом и сульфидной минерализацией;
- наличие ореолов рассеяния золота в четвертичных отложениях и наличие контрастных геохимических аномалий Au, Ag, As, Sb, Bi, Pb.

ПРОГРЕССИВНАЯ ДЕФОРМАЦИЯ В ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ПОРОДАХ КОЛЬСКОГО РЕГИОНА

Елисеев Р.А.

АФ МГТУ, Anamuty, balagan@geoksc.apatity.ru

Введение. Многие метаморфические породы одновременно с метаморфизмом испытали и деформации, которые можно наблюдать в самых разнообразных структурах. Одними из наиболее интересных структур являются сдвиговые зоны (*shear zones* в англоязычной литературе). Под сдвигом здесь подразумевается механизм деформации сдвига или скальвания (*shear*), а не тип разлома (сдвиг как тип разлома отвечает английским терминам *strike-slip fault*, *lateral fault* и т.п.). В сдвиговых зонах часто наблюдаются структурные формы, отражающие прогрессивную деформацию, примеры которой редки в работах по Кольскому региону. Прогрессивной деформацией (*progressive deformation*) называются изменения (искажение и вращение) любого тела, происходящие в результате увеличивающегося, нарастающего со временем (прогрессирующего) смещения составляющих его частиц (*Ramsay, Huber, 1983*). Другими словами, это процесс накопления деформации со временем (*Passchier, Trouw, 1998*). Прогрессивную деформацию можно описать только тогда, когда можно выделить сменяющие друг друга стадии одного и того же процесса деформации. В предлагаемой работе приводятся два примера прогрессивной деформации: один из Печенгской структуры, а другой – из Федорово-Панского основного расслоенного массива.

Печенгская структура является частью Печенга-Имандра-Варзугского палеорифта, который развивался с 2,5 до 1,8 млрд лет. Условия ее метаморфизма не превышали низкотемпературной амфиболитовой фации (*Петров и др., 1986*). На контакте пород Северной и Южной зон этой структуры были выявлены золотоносные сдвиговые зоны (*Балаганский, Беляев, 2005*). Автором данного сообщения проводится петрографическое изучение золотоносных пород из этих сдвиговых зон. Часть из них представлена метабазами четвертой толщи Печенгской структуры.

Метабазальты имеют сланцеватую текстуру и фиброгранобластовую структуру с элементами катакластической. Породообразующие минералы представлены плагиоклазом (в менее измененных породах андезин № 34, в измененных, по-видимому, более кислый), актинолитом и хлоритом (содержание, по визуальным оценкам, до 40, 35 и 25%, соответственно), а также кальцитом и клиноцоизитом (оба до 10%). Кварц является второстепенным минералом. Среди аксессуарных минералов был обнаружен титанит. Метабазальты содержат метаморфическую ассоциацию *плагиоклаз + актинолит + хлорит + клиноцоизит + кальцит + кварц*. Для

метабазальтов Печенги, метаморфизованных в условиях зеленосланцевой фации, приводятся следующие ассоциации: Хл + Акт₃₅₋₃₈ + Эп + Карб + Аб₁₀₋₁₂ + Кв, Хл + Акт₃₉₋₄₁ + Эп + Аб₅₋₇ + Кв, Хл + Акт₂₆ ± Карб + Аб + Кв (Петров и др., 1986). Таким образом, изученные метабазальты подверглись изменению в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма.

Метабазальты на участке Пороярви содержат карбонат-сульфидные жилки и являются золотоносными (Балаганский, Беляев, 2005). Жилки и метабазальты рассланцованы и милонитизированы, о чем свидетельствуют ленточный кварц, раздробленные зерна карбонатов и смещение их двойников, хлорит-амфиболовые милониты и др. Жилки сложены преимущественно сульфидами (до 20%), кальцитом (до 60%), кварцем (от 10 до 40%), хлоритом и актинолитом, реже наблюдается клиноцоизит. Сульфиды представлены пиритом (около 80%), пирротинном (до 20%), халькопиритом (не более 1%) и единичными микрозернами галенита (Хеладзе, 2005).

Рядом с отдельными зернами сульфидов и их скоплениями иногда наблюдаются каймы или своеобразные "хвосты", состоящие преимущественно из кварца (до 70%) и хлорита (до 25%), изредка с включениями актинолита (до 5%). Каймы и "хвосты" представляют собой сростки зерен фибровидного кварца и хлорита, параллельных друг другу (рис. 3а, в). Метаморфический их парагенезис – актинолит + хлорит + кварц, – принципиально сходен с таковыми метабазальтов и жилкок. Следовательно, каймы и "хвосты" образовались при таких максимальных *P-T* условиях метаморфизма. Это предполагает, что в то же время образовалась и золоторудная минерализация.

Фибровидные образования могут быть в целом как прямыми (рис. 1а), так и изогнутыми при сохранении параллельности зерен друг другу (рис. 1в). Часто фибры в двух смежных "хвостах" одного и того же включения расположены перпендикулярно друг другу (рис. 1а, в). Фибры в "хвостах" близлежащих зерен сульфидов имеют сходную ориентировку и располагаются параллельно сланцеватости и милонитовой полосчатости.

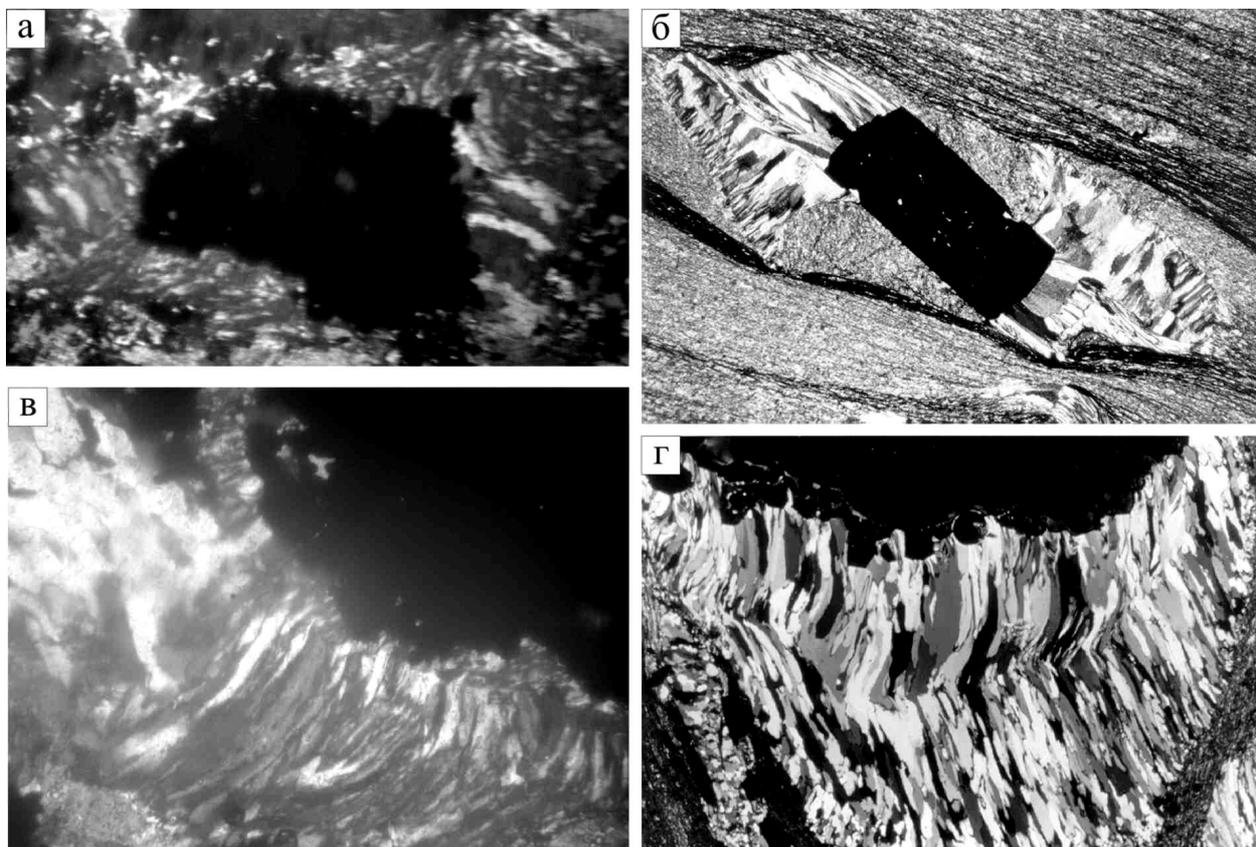


Рис. 1. Фибровидные агрегаты кварца, хлорита и актинолита в карбонат-сульфидных жилках в метабазальтах (а, в) и литературные примеры аналогичных агрегатов (б, г) (Passchier, Trouw, 1998).

Примеры подобных фибровидных агрегатов описаны в литературе (Passchier, Trouw, 1998; Ramsay, Huber, 1983). Образование этих агрегатов объясняется следующим образом. Сульфиды являются относительно твердым материалом, и в анизотропном поле напряжений на одних сторонах кристаллов или скоплений сульфидов возникают участки пониженного давления, а на других – повышенного. Наиболее подвижные компоненты (таких как кварц, хлорит и другие минералы) растворяются и перемещаются из участков с повышенным давлением в участки пониженного давления. При этом происходит рост кристаллов субперпендику-

лярно грани зерна и перпендикулярно направлению действия нагрузки (параллельно направлению удлинения породы). Если наблюдается плавный поворот в направлении роста фибр, то это значит, что в процессе роста фибр кристалл (включение) равномерно вращался. Если поворот фибр резкий, то точка максимального перегиба фибр отвечает вращению кристалла с более высокой скоростью (рис. 1г). Если же фибры в смежных "хвостах" одного и того же кристалла развернуты относительно друг друга на 90 градусов, то это означает, что кристалл повернулся на аналогичный угол (рис. 1б).

Соответственно описанный нами пример является примером прогрессивной деформации в условиях анизотропного поля напряжения и простого сдвига.

Федорово-Панский массив принадлежит к древней группе основных расслоенных массивов, возраст которых составляет 2.49–2.51 млрд лет (*Баянова, 2004*). Он является платиноносным (*Митрофанов и др., 2005*) и в его пределах ведутся поисково-разведочные работы с бурением. В 2006 г. в керне скв. № 41, сложенном сильно измененным и раздробленным габброидом, был обнаружен фрагмент породы, местами полосчатой и тонкополосчатой (доли миллиметра) (рис. 2). На первый взгляд фрагмент напоминает ксенолит, но при детальном изучении было установлено, что это не так.

Фрагмент состоит из пород трех различных по структуре типов: тонкополосчатой, полосчатой и неполосчатой; полости, заполненные кварцем, можно выделить как четвертый тип. Породы первых трех типов мономинеральные и сложены пренитом (микрозондовые данные Т.В. Рундквист). В шлифах пренит образует лучистые агрегаты. Таким образом, эти породы образовались в условиях пренит-пумпелиитовой субфации зеленосланцевой фации метаморфизма, причем при отсутствии напряжений.

Полосчатость, наблюдаемая в некоторых частях фрагмента, строго параллельна боковым контактам и пустотам с кварцем. В породе третьего типа присутствует небольшой ксенолит полосчатой породы второго типа (рис. 3а, б). В правом верхнем и левом нижнем углах фрагмента (рис. 3а) можно обнаружить зоны дробления, насыщенные пренитом. От левого нижнего угла фрагмента такая зона прослеживается влево и соединяется с верхним правым углом другого аналогичного фрагмента, полосчатость в котором субпараллельна полосчатости в первом фрагменте (рис. 2).

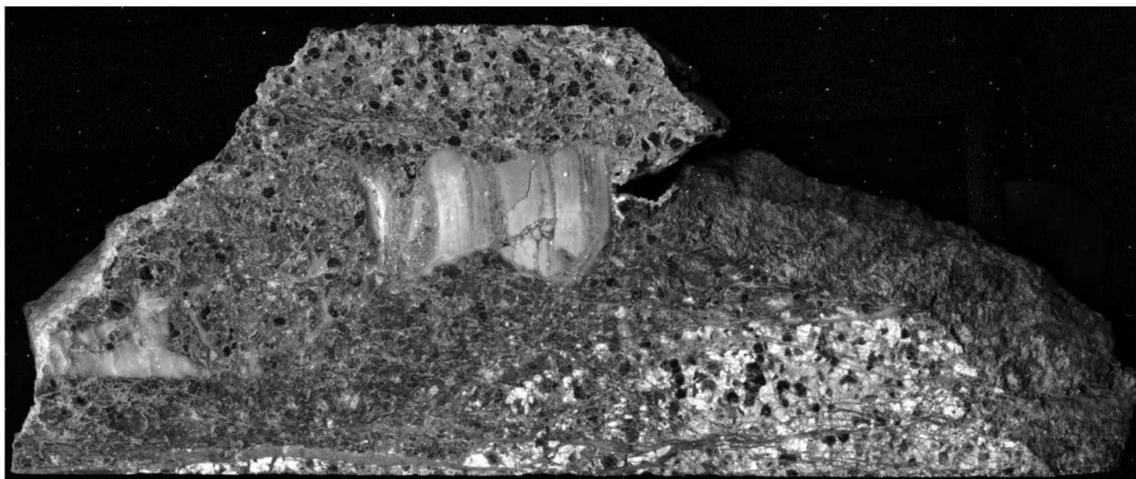


Рис. 2. Распиленный и приполированный керн из скв. № 41 с фрагментами полосчатой пренитовой породы (длина керна 16 см).

Эти типы пород отвечают разным стадиям образования фрагмента. На первой стадии (рис. 3в, А) появилась зигзагообразная трещина. На второй стадии (рис. 3в, Б) сдвиговые движения приводят к раскрытию полости в теле габброида, которая заполняется тонкополосчатой пренитовой породой (№ 1, рис. 3б). Процесс раскрытия-заполнения происходит многократно и поэтому формируется тонкая полосчатость. На третьей стадии (рис. 3в, В) продолжающиеся сдвиговые деформации приводят к раскрытию новых трещин по краям ранее сформированной породы. Они заполняются полосчатой породой (№ 2 на рис. 3б), но здесь число раскрытий-заполнений было меньше, чем в породе № 1, и формируется более грубая полосчатость. На четвертой стадии (рис. 3в, Г) продолжают возникать новые трещины, которые моментально залечиваются неполосчатой породой (№ 3 на рис. 3б), т.е. скорость образования и заполнения пустот была настолько высокой, что полосчатость почти не возникала. На такую высокую скорость деформации указывает ксенолит породы № 2 в породе № 3 (рис. 3а, б). На заключительной стадии (рис. 3в, Д) образуются небольшие полости по краям фрагмента, которые заполняются кварцем, причем часть пустот остается незаполненной. Во время всех стадий каждая новая трещина располагалась практически параллельно старым трещинам.

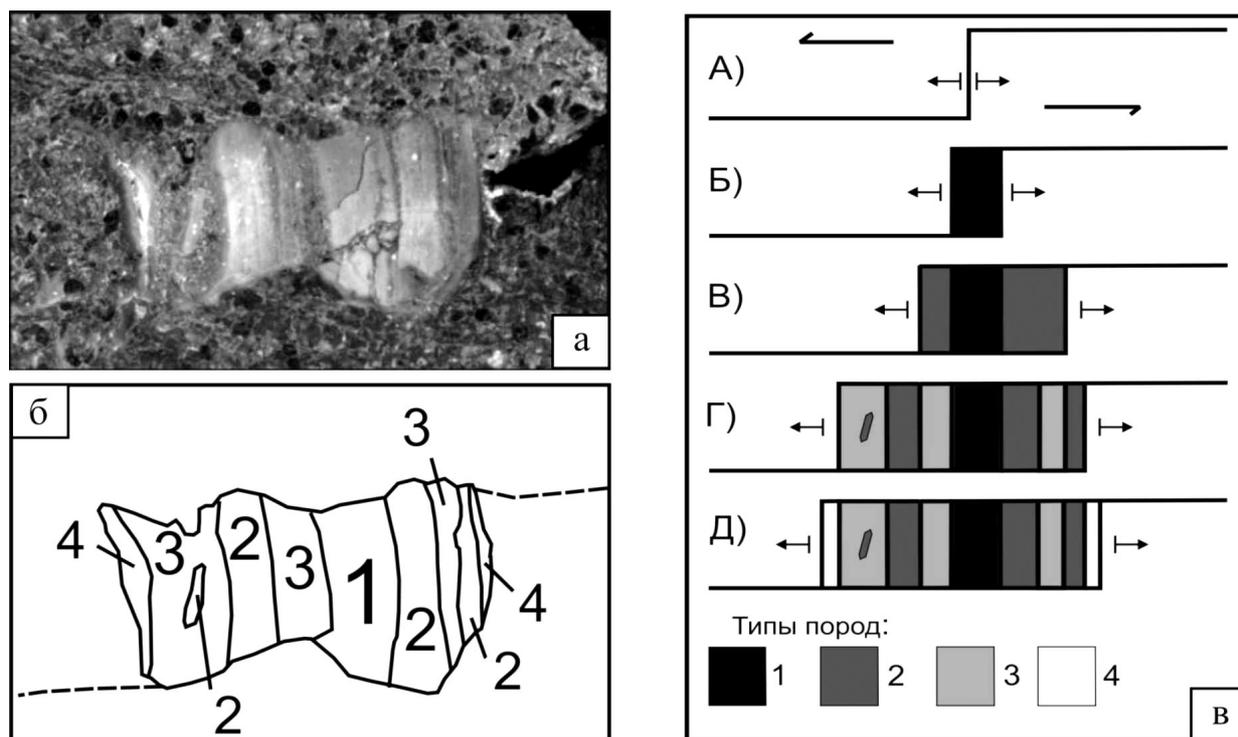


Рис. 3. Фрагмент пренитовой породы шириной 3,5 см (а), выделенные типы пород (б) и стадии образования фрагмента (в).

Таким образом, мы имеем дело с прогрессивной деформацией, в процессе которой идет послойная кристаллизация материала с хаотично расположенными лучистыми агрегатами пренита в быстро раскрывающихся трещинах, т.е. перпендикулярно направлению растяжения. Если бы скорость кристаллизации пренитового материала была бы выше, чем скорость растяжения (раскрытия трещин), то пренит образовывал бы фибры, параллельные направлению растяжения и перпендикулярные стенкам трещин.

Выводы. В первом случае прогрессивной деформации новообразованные минералы росли параллельно направлению растяжения породы, т.е. скорость кристаллизации ($V_{кр}$) превышала скорость деформации ($V_{деф}$). Во втором случае плоскостные текстуры новообразованных пород заполняли быстро раскрывшиеся трещины, т.е. полосчатость располагалась перпендикулярно направлению растяжения ($V_{деф} > V_{кр}$). Таким образом, разные структурные узоры, возникающие при прогрессивной деформации, определяются соотношением скоростей $V_{деф}$ и $V_{кр}$.

Автор благодарен В.В. Балаганскому (ГИ КНЦ РАН) и Т.В. Рундквист (ОАО "Пана", ГИ КНЦ РАН) за большую помощь при проведении исследований.

ЛИТЕРАТУРА

Балаганский В.В., Беляев О.А. Золотоносные сдвиговые зоны в раннем докембрии Кольского полуострова: прогноз и первые результаты // Петрография XXI века. Т. 3. Петрология и рудоносность регионов СНГ и Балтийского щита. Апатиты: КНЦ РАН. 2005. С. 37–38.

Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизм. СПб.: Наука. 2004. 174 с.

Митрофанов Ф.П., Нерадовский Ю.Н., Субботин В.В. и др. Рудовмещающие породы и видовое разнообразие минералов ЭПГ в интрузивных комплексах Кольского региона // Петрография XXI века. Т. 3. Петрология и рудоносность регионов СНГ и Балтийского щита. Апатиты: КНЦ РАН. 2005. С. 192–193.

Петров В.П., Беляев О.А., Волошина З.М. и др. Метаморфизм супракrustальных комплексов раннего докембрия. Л.: Наука. 1986. 272 с.

Хеладзе С.М. Петрография и минералогия золотоносной сдвиговой зоны района озера Пороярви. Выпускная квалификация. работа магистра. Апатитский филиал Мурманск. гос. техн. универ. 2005.

Passchier C.W., Trouw R.A.J. Microtectonics. Berlin, etc.: Springer Verlag. 1998.

Ramsay J.G., Huber M.I. The Techniques of Modern Structural Geology. V. 1. Strain Analysis. London, etc.: Academic Press. 1983. 307.