

КАБУЛЬСКИЙ МЕДНОРУДНЫЙ РАЙОН. АЙНАКСКАЯ СЕДИМЕНТАЦИОННО-МЕТАМОРФОГЕННАЯ РУДНАЯ СИСТЕМА.

Ждан А. В.

*Ошский Технологический университет, Южно-Кыргызская геологическая экспедиция,
г. Ош, Кыргызстан*

Большинство проявлений меди связаны с древними докембрийскими метаморфическими формациями Кабульского срединного массива. Продуктивные толщи с промышленными месторождениями относятся к небольшим по размеру наложенным прогибам вендского этапа седиментогенеза терригенно-карбонатного состава. Для всех пород и руд характерна крайне неспокойная обстановка осадконакопления практически одновременным поступлением в бассейн всех составных частей (обломочных, карбонатных, кремнистых, углеродистых, вулканокластических) которые имеют и глубинное, и поверхностное происхождение. Медные минералы распределяются в породах по слоям, тяготеют к более полевошпатовым слоям. Зональность рудных минералов по латералитам такая: халькопирит + борнит, борнит + халькопирит, халькопирит + пирит (пирротин), пирит + пирротин. Самородная медь встречается в борнит - халькозиновых рудах на много ниже зоны гипергенных процессов. Наиболее вероятен путь поступления и концентрации рудного вещества в осадках - глубинные растворы и эманации в дополнение к обломочно-осадочному. Меднорудная специализация сопутствует всем формациям и структурам на всех этапах развития. Все сказанное позволяет увязать все объекты в единую седиментационно-метаморфогенную рудную систему.

Кабульский меднорудный район выделен в 70-е годы прошлого столетия при тесном сотрудничестве советских и афганских геологов и представляется базой для создания металлургической промышленности. Расположен в Альпийско-Гималайской (или просто Альпийской) складчатой системе. Большинство проявлений меди, прежде всего промышленного значения, связаны с древними метаморфическими формациями, образующими выступ кристаллического фундамента под названием Кабульского срединного массива.

Исходя из анализа седиментационных структур (приводятся данные только автора), в районе ведущих месторождений (Айнак, Дарбанд, Джавхар) можно выделить по крайней мере три структурных серии или комплекса метаморфических осадочных и вулканогенных образований, представляющих собой последовательные во времени седиментационные структуры со своим составом и историей развития: протерозойские, рифейские, вендские. Для каждой из этих структур присущи свои

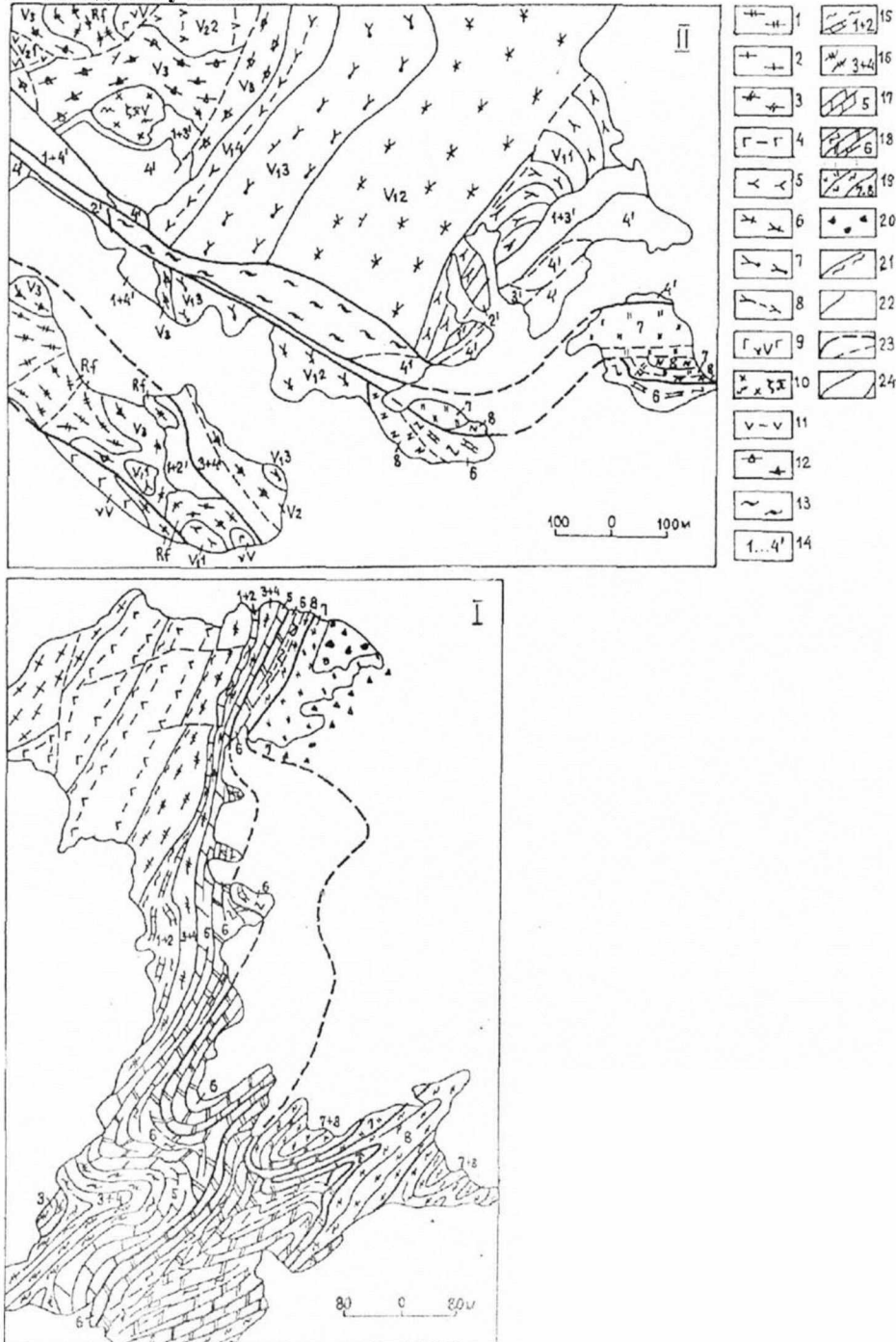
особенности и степень метаморфизма, магматических проявлений, интенсивности процессов рудообразования, соответствующих определенным циклам геологического развития и фациально-тектоническому режиму. Между собой они разделены поверхностями структурного и стратиграфического несогласия, перерывами седиментогенеза и перестройки структурного плана с неоднократной сменой фациальной обстановки в пространстве и времени, резкими колебаниями мощностей.

Нижне-верхнепротерозойский комплекс гнейсов, кристаллических сланцев, амфиболитов разделяется на два фациальных ряда: нижний - гнейсов и кристаллических сланцев и верхний - амфиболитов, гнейсов и роговообманковых сланцев. Образования комплекса обнажаются в разрозненной ситуации по отношению к рифейским и вендским структурам, редко образуя цельность разреза. Нижний ряд состоит из двух частей-толщ, а верхний из трех. Среди пород нижнего ряда преобладают гнейсы и микрогнейсы с гранатом,

мусковитом, амфиболами, сланцы силлиманит-андалузитовые, антофиллит-роговообманковые и двуслюдяные. Индекс-минералами служат гранат, силлиманит, андалузит, мусковит, антофиллит, иногда гиперстен, указывающие на биотит-силлиманитовую (амфиболитовую) фацию.

Заметных скоплений медных минералов не обнаружено, хотя в контактирующих с ними преобразованных габбро-амфиболитах халькопиритовая минерализация является обычной.

Рис. 1. Айнакская метаморфогенная седиментационно-рудная система: фрагменты I – Центрального и II – Западного участков.



Условные обозначения к рис. 1:

Рифейские формационные тела: 1 - кристаллические сланцы сл+ант+силл+анд+гр+рог, микрогнейсы и гнейсы рог+гр+пл и мусковитовые гнейсы; 2 - гнейсы гр+би+амф+му и мусковитовые кристаллические сланцы; 3 - параамфиболиты; 4 - габбро-амфиболиты, в том числе полосчатые. Вендские формации: 1) Толща амфиболитизированных метабазитов (V₁, 1-4) 5 - метабазиты и метаандезиты, метатUFFы; 6-метабазиты, меньше метаандезиты, с преобладанием плагиоклазовых порфиритов и миндалекаменных разностей; 7 - метабазиты с преобладанием роговообманковых порфиритов, слои карбонатно-туфовых брекчий; 8 - метатUFFы и метатUFFиты с прослоями лав; 9 - габбро-амфиболиты; 10 - альбитизированные дацит-порфиры, альбитофиры.

2) Толщаметаандезитов и метадацитов (V_2 1-2) 11 - лавы и туфы метаандезитов и метадацитов. Отдельные лавы с медныморуденением, слои магнетитовых руд. Толща вулканомиктовых брекчий (V_3) 12- вулканомиктовые глыбовые брекчий на псаммитовом акт+кар+пл заполнителе, седиментационные брекчий сланцев этого же состава. Глыбы и пески магнетитовых руд. Вендский комплекс динамометаморфических пород - 13 - зеленые метасланцы хл+аб+ка+стильп+эп состава, милонитизированные метабазиты. Венд-кембрийские продуктивные формации: 1) Карбонатно-седиментационная толща Западного участка ($V-Є$)¹ с разделением на четыре горизонта: с разделением 14 - 1¹ - сланцы би+пл+акт; содержат магнетит, 2¹ - мраморы доломитовые, биотит-содержащие, медные руды, 3¹ - сланцы слюдяные и двуслюдяные, 4¹ - мраморы доломитовые кварц-содержащие с прослоями метапелито-углисто-кремнистых пород и микрокварцита; 2) Карбонатно-сланцевая продуктивная толща ($V-Є$) с разделением на 8 горизонтов: 15-1. - сланцы хл+акт+би+кпш+се+угл+трем+карб и др., мраморы, 2.- мраморы доломитовые кварц-содержащие, прослой метакремней, 16-3. - сланцы двуслюдяные, карбонатно-слюдистые, с кварцевым будинажем, прослой мраморов, местами скопления медных руд, 4.- сланцы углистые с прослоями мраморов, 17 - 5.- мраморы доломитовые, кварц-содержащие, белые однородные, 18 - 6.- с разделением на 5 слоев и нерасчлененные отложения. Мраморы доломитовые кварц-содержащие со слоями метакремней и различных углистых сланцев. Верхние слои - рудовмещающий комплекс пород. 19 - Продуктивные горизонты: 7.- чередование кварцитов кв+кпш, сланцев кв+би (фл)+му+кпш и мраморов с обломками плагиоклазов (до мелких обломочных брекчий), 8.- сланцы и мраморы с линзовидным распределением составных компонентов: фл+карб+кв+угл

Другие обозначения: 20 - скопления древних металлургических шлаков; 21 - межгоризонтные скопления сланцев (среди габбро-амфиболитов); 22 - неоген-четвертичные отложения; 23 - разломы; 24 - стратиграфические границы.

Среди пород верхнего формационного ряда преобладают ортоамфиболиты над ор-тогнейсами и другими сланцами, а также параамфиболитами. Индекс-минеральтеже, но андалузита и силлиманита значительно меньше. Фация метаморфизма - амфиболитовая. В амфиболитах и роговообманковых разностях пород ярко проявляется железо-медная специализация комплекса. Медные минералы концентрируются в гнездах и коротких прожилках совместно с магнетитом и гематитом. Крупных объектов нет, но мелких проявлений очень много (медно-колчеданная рудная формация). Такую же специализацию имеют и габбро-амфиболиты.

Рифейски-метавулканогенные комплексы соответствуют циклу вулканогенного и осадочного литогенеза. На вулканогенном этапе образуются единые вулканогенные структуры с контрастной сменой состава магматизма во времени. На начальной стадии в подводных условиях формируются мощные толщи базальтоидов (600-650 м) преимущественно в виде лавовых потоков, только к концу сменившихся туфовыми накоплениями. Во второй половине преобладает андезитовый магматизм также с преобладанием лав над туфами и добавлением значительных масс вулканомиктовых терригенных пород. Именно такая последовательная смена вулканогенного магматизма, очевидно, обусловила проявление рудообразующих процессов с формированием медно-колчеданных залежей. Подобная закономерность отмечается для Восточного Алая (лудлов-средний девон), для Северного Памира в триасе, олигоценном этапе в Шовной структуре и Банди-Амирской зоне Афганистана. В качестве рудных формаций выступают и сопровождающие их гипабиссальные образования, т.е. с возможным переходом к медно-порфировому типу.

Начальная *формация* амфиболитизированных метабазитов состоит из 4-х

пачек общей мощностью 630 м. Сложена она лавами диабазов, андезито-диабазов, их порфирировых и миндалекаменных разновидностей в различных вариациях. Вся толща залегает на гнейсах и амфиболитах с хорошо выраженным угловым несогласием, с присутствием маломощных базальных брекчий, перекрывающихся сразу лавами. Первичный состав пород определяется легко, хотя все они заслуживают названия «аподиабазовый амфиболит» и т. д. Минеральные ассоциации: голубовато-зеленоватая роговая обманка (из группы катфоритов) + плагиоклаз (олиганд+альб) + эпидот + актинолит + хлорит + магнетит + сфен. Для них характерна хорошая сохранность реликтовых структур, отсутствие метаморфизованных текстур и кинематических деформаций минералов. Все эти признаки говорят о прогрессивном характере метаморфизма и невысокой его степени (эпидот-амфиболитовая).

Для сравнения приведем весьма показательный пример наложения процессов диафтореза на метабазиты и другие формации в зоне крупного разлома, пересекающего всю территорию рудного поля с превращением их в типичные зеленые сланцы. Они слагают тектоблок 100-120х600 м между двумя зонами разломов к западу от участка Западный, и который появляется затем в обнажениях западнее Центрального участка (60х220 м). Геофизическими методами он прослеживается вдоль тех же зон разломов, так как зеленые сланцы отбиваются интенсивными аномалиями магнитного и естественного полей, сравнимыми по количественным параметрам с телами магнетитовых руд. Это обусловлено усилением ориентированной намагниченности раздробленных зерен магнетита и темноцветных минералов (в частности, хлорита). Зеленые сланцы имеют типичный зеленосланцевый облик, отчетливо сланцеватые с шелковистой поверхностью, неслоистые, полностью

потерявшие генетическую связь с вулканитами и другими породами (гранат-роговообманковые гнейсы на участке Центральный). Реликты исходных метабазитов встречаются только по периферии блоков с гаммой переходных разностей. По составу среди зеленых сланцев преобладают хлорит-альбитовые, кальцит-хлорит-альбитовые, фенгит(серицит)-хлоритовые, (актино-лит)-глаукофан-хлорит-альбитовые разности. Присутствуют стильпномелан и эпидот, ре-рикти первичных плагиоклазов. Рудные минералы - магнетит, измельчены и распределены в виде неправильных тончайших зерен вдоль плоскостей рассланцевания, лимонитизированы. Сфен полностью лейкоксенизирован. Нередко отмечается кварцевый будинаж. Блоки зеленых сланцев перекрываются седиментационными структурами карбонатно-сланцевых толщ.

Этот случай идеальный и показательный для генезиса зеленых сланцев в условиях динамометаморфизма и разграничения фаций регрессивного (диафорированного) метаморфизма, прежде всего региона.

Для метабазитов характерно почти полное отсутствие медной минерализации и повышенное содержание магнетита (2-5%).

Формация метаандезитов состоит из двух пачек:

1) Метабазиты, метаандезиты, их метатуфы и метабрекчии, отдельные слои лав с медныморудением (не менее 200 м);

2) Чередование лав андезитов и дацитов, лавобрекчий, песчаников, сланцев карбонат-плагиоклазовых; слои магнетит-гематитовых руд (не менее 150 м). Общая мощность не менее 500 м. Метаморфические преобразования позволяют сохранению реликтовых структур. В породах много апатита, магнетита (по 1-2%), сфена, циркона. Отдельные слои лав несут тонковкрапленое халькопиритовое оруденение (на мощность первые метры). Магнетит-гематитовые концентрации содержатся в слоях метатуфов (до 15-20%) в нижней пачке, в кварцевых и кварц-полевошпатовых породах, возможно эффузивного происхождения (слои мощностью 5-30 м и протяженностью до 100 м), в лавобрекчиях и туфобрекчиях метаандезитов - в верхней. В кварц-полевошпатовых породах оруденение сплошное (30-70% состава слоя), а в туфо- и лавобрекчиях - в виде линз, обломков магнетита и послойного обогащения в туфах. Заострим внимание на рудно-акцессорной ассоциации минералов в андезитовой формации: халькопирит+апатит+турмалин+сфен+циркон+рутил, повторившихся в переотложенном концентрированном виде в сланцах и кварцитах продуктивной толщи. Это касается формационной и металлогенической унаследованности структуры.

В структурном плане вулканическая постройка образует громадную кольцевую структуру, очевидно окаймляющую овалный блок древнего основания с концентрическим расположением разрывных элементов. Эволюция вулканогенного процесса протекала в направлении окисления лав,

скорее всего из одного и того же магматического очага.

Рифейская формация вулканомиктовых брекчий - глыбовых отложений с одной стороны как бы напоминает вулканомиктовую молассу, завершающую вулканогенный цикл, с другой - глыбовые отложения, предшествующая последующей сланцевой формации (подобно лудловской глыбовой толще Туркестано-Алая).

Отложения формации выполняют разновеликие седиментационные ячейки в палеорельефе кристаллического фундамента и рифейского вулканогенного комплекса, приобретая причудливые очертания, но стремясь занять строго определенную структурную ориентировку вдоль основных разрывных структурных элементов.

Состав формации - вулканомиктовые глыбовые брекчии на несомненно грубослоистом вулканомиктово-псаммитовом заполнителе актинолит-карбонат-плагиоклазового состава, седиментационные брекчии сланцев и песчаников того же состава. Обломочный материал присутствует практически во всех слоях и повсеместно с насыщенностью от 5-10 до 30-40% и размерами от 1-5 см до 2-30 м и более. В состав обломков входят метабазиты, гнейсы и сланцы кристаллические, амфиболиты, альбитофиры, кварцевые порфиры, мраморы ...-т.е. весь комплекс пород фундамента, включая интрузивные образования практически синхронные самой толще. Следует подчеркнуть наличие большого количества обломочного магнетита (до 5-7%) и отдельных крупных глыб магнетит-гематитовых руд (сливных, плотных) на кварц-полевошпатовой основе и в виде метаморфизованных скарноидов). Содержатся апатит, сфен, турмалин, рутил.

Массовое количество переотложенного материала магнетитовых руд, принадлежащих в основном андезитовой формации, свидетельствует о его громадных первичных параметрах.

Рифейская формация сланцев пьомонтит (эпидот)-карбонат-полевошпатовых отличается необычностью своего состава и структурно-текстурных признаков, зависящих от условий седиментогенеза. Заключаются они в сложном первичном распределении составных компонентов в виде мозаичного чередования линзочек пьомонтит(эпидот)-карбонат-плагиоклазового, хлорит(серицит)-карбонат-плагиоклазового и, вдобавок ко всему, их седиментационных брекчий. Облик пород создают разновидности эпидота (10-30%), придающие окраску слоям и всем породам от ярко-красной благодаря марганцевому эпидоту - пьомонтиту, до желтой и зеленой. В породах содержится биотит, кварц (0-20%), много магнетита, мало апатита, турмалина, рутила, циркона. Медная минерализация не характерна. Отложения этой формации во многих случаях являются основанием для продуктивной толщи (Пачи, Хингиль, Западный участок Айнака).

Как видим, на рифейском этапе развития происходило образование столь разнообразных и экзотичных по составу и генезису формаций, метаморфизованных примерно на одном уровне.

Вендский карбонатно-сланцевый формационный ряд - продуктивные толщи, венчают разрез метаморфических образований. Они образуют многочисленные седиментационные структуры, контролирующие меднооруденение с выдающимися промышленными объектами. Разрезы прогибов непостоянные и образуют наборы латеральных рядов, отличающиеся формационным разнообразием, мощностями, отношением к оруденению, составляющих друг относительно друга своеобразные литофациальные стереопары. Не вдаваясь в детали, скажем, что для образования промышленных концентраций руд в сланцах, да и в мраморах, требуется определенная соизмеримость интенсивности осадко- и рудонакопления, не позволяющая разубоживание и рассеивание рудного материала.

Обобщенный разрез представляется в таком виде погоризонтной характеристике:

1. Сланцы хлорит-биотит-актинолитовые, биотит-полевошпатовые, углистые и тремолит-карбонатные - 3-12 м. Медная минерализация является обычной.

Во всех случаях отложения залегают на коре выветривания древних толщ, имеющих зоны дезинтеграции и развития слюдяных пород даже на поверхности интрузивных тел; всегда отмечаются признаки размывов. На амфиболитовой «подстилке» развиваются тремолитовые сланцы.

2. Мраморы доломитовые кварцсодержащие с линзами и прослоями метакремней - 3-35 м. В периферических прогибах представляется в качестве рудного горизонта: мраморы доломитовые кварцсодержащие с прослоями слюдисто-карбонатных сланцев. Подавляющее большинство рудопроявлений (более 40 объектов) Кабульского района относится к данному типу.

Борнит-халькопиритовое оруденение (и алюмосиликатный материал) распределяется послойно и распространяется на всю мощность горизонта. Много турмалина (0,5-2%), апатита, сфена.

3. Сланцы двуслюдяные, карбонатно-слюдистые, прослой слюдистых мраморов - 10-45 м; являются рудовмещающими, но рудные тела не выдержаны (месторождение Дарбанд).

4. Сланцы углисто-карбонатные, углистые, слои мраморов - до 40 м. Имеет свойства маркирующего горизонта.

5. Мраморы доломитовые, среднекристаллические, однородные - 8-40 м.

6. Мраморы доломитовые кварцсодержащие с частыми прослоями микросланцев углисто-кварцевых, слоями сланцев и микрокварцитов, мраморов с кластической примесью зерен плагиоклазов. По чередованию этих

разностей разделяется на 6 слоев. Верхний слой участками является продуктивным и относится к рудным залежам. Мощность горизонта - 40-80 м.

7-8. Рудовмещающий комплекс пород - 60-80 м. Сланцы кварц-биотит(флогопит)-мусковит-полевошпатовые, полевошпатовые и кварциты, ритмично чередующиеся между собой, слои мраморов доломитовых; обычны углистые разности пород и пород с большим количеством зерен и обломков плагиоклазов (до мелкообломочных брекчий). Сланцы имеют различное строение и линзовидное распределение составных компонентов (слюда-флогопит, карбонат-доломит, зерна измененных плагиоклазов и обрывки углеродисто-кварцевых сланцев).

Приведенный пример разреза сам по себе мало что дает для познания генетических данных пороодо- и рудообразования. Их следует искать в деталях строения слоев, пород, горизонтов. Для всех пород рифея и венда характерна крайне беспокойная обстановка осадко-накопления с практически одновременным поступлением в бассейн всех составных частей: обломочных, карбонатных, кремнистых, углеродистых, вулканокластических, которые имеют и глубинное, и поверхностное происхождение. Например, накопление больших масс эпидота, ильменита, или зависимость масштабов рудоотложения от масштабов доломитовых отложений, постоянное соседство рудным слоям турмалина, апатита, рутила, сфена, циркона как в магматических породах, так и, казалось бы, «чисто» осадочных породах горизонтов 1-8 продуктивной толщи. Обломочная природа последних определяется по облику аксессуарных минералов, кварца, плагиоклазов, даже карбонатов, по бластосаммитовым структурам и ритмичной слоистости.

Среди горизонтов 7 и 8 преобладают полевошпатовые и слюдисто-полевошпатовые породы с содержанием кварца до 10% и даже до 50-60%, меньше кварциты и мраморы. Кварц присутствует в неправильных корродированных зернах, с контурами прорастания. Полевые шпаты, в основном плагиоклазовые (олигоклаз, андезин), меньше калишпаты. обычно изменены и замещены серицитом, фенгитом, мусковитом, скаполитом. Слюды имеют различный генезис. Одни распределены послойно, возможно первичные, другие развиваются по полевым шпатам и биотиту. Роль слюды соответствует ряду биотит-флогопит-мусковит-фенгит-серицит, редко зеленые слюды (скорее всего фуксит и роскоэлит). Доломит раскристаллизован, часто образует крупные (1-3 см) метабласты. Породы содержат большое количество турмалина, апатита, циркона, рутила. Прослой турмалиновых разностей сланцев тяготеют к наиболее рудным слоям и хорошо заметны визуально в виде темных полос. Количество его достигает 2-10%. Турмалин присутствует в двух модификациях - один турмалин обломочный, более темного цвета,

в неправильных зернах, другой - в новообразованиях хорошей формы. Последний появляется до перекристаллизации рудных минералов. Апатит, рутил, циркон присутствуют в обломочных, округлых и овальных зернах; есть рутил, развитый по хлориту. Среди метаморфогенных минералов выделяются альбит, хлорит, клиноцоизит, слюды (фенгит, мусковит, серицит), тремолит, скаполит, тальк. Клиноцоизит и фенгит тяготеют к наиболее рудным слоям. Скаполит развивается по плагиоклазу, но в отличие от фенгита замещает его в единичных зернах. Тремолит и тальк развиваются по разломам, цементируя брекчии. Развиты кварцевые жилы и тонкое карбонатное прожилкование.

Из рудных, кроме набора медных минералов, обычны пирит, пирротин, кобальтин, гематит, изотропный лимонит. Медные минералы распределяются в породе послойно, тяготеют больше к более чистым полевошпатовым слоям, нередко выполняют межзерновое пространство. Наблюдается определенная зональность в распределении рудных минералов по латерали: халькозин+борнит, борнит+халькопирит, халькопирит+пирит (пирротин), пи-рит+пирротин. Самородная медь чаще всего встречается в борнит-халькозиновых рудах намного ниже (на сотни метров) зоны поверхностного окисления и подымается в керне с глубин 500-700 м. Так что, это может указывать на первичную природу и самородной меди, и халькозина. Латеральная зональность распределения рудных минералов следует за фациальной изменчивостью разреза и отмеченных сообществ наложенного минералообразования с участием фенгита и других слюд, скаполита, клиноцоизита и т. д., подчеркивая осадочное соосаждение всех компонентов и син-диагенетическое перераспределение и ре-работку.

Метаморфические преобразования не выходят за пределы биотит-хлоритовой субфации зеленых сланцев и исключают миграцию рудных минералов за пределы первичных рудовмещающих горизонтов в широких пределах. Структурные и текстурные признаки также указывают на отложение руд путем ритмичного наслаения с последующей незначительной переработкой.

С этими же седиментационными структурами связаны проявления меди в телах альбититов, имеющих спорную и неясную природу (интрузивы, эффузии, метасоматиты и др.).

В итоге, наиболее продуктивные меднорудные объекты рифея-венда и всего Кабульского меднорудного района можно распределить по их перспективности и масштабности в порядке уменьшения их значимости: 1) крупные месторождения в сланцево-кварцитовых горизонтах верхней части продуктивной толщи (Айнак), 2) средние и мелкие месторождения с сумарными крупными

запасами в отложениях горизонта 3 и, частично, 6-7; многочисленные рудные тела на значительные мощности сланцев и мраморов (Дарбанд, Тагхар, Хурджабул, Гульдара), 3) мелкие месторождения (п0000 т) компактных руд со средними содержаниями меди 0,3-1% в линзующихся горизонтах мраморов периферических прогибов (Захей, Богхей, Палангар и мн. др.), мелкие (пока что) месторождения в альбититах (Пачи, Харути, Джавхар) и в габбро-амфиболитах (Даштак, Тагхар и др.), 5) мелкие и средние месторождения вметаандезитовой формации, 6) рудопроявления и многочисленные рудные точки среди амфиболитово-гнейсовой формации протерозоя, 7) рудопроявления в кварцитах верхней перми, 8) рудопроявления в юра-меловых осадочно-эффузивных формациях, к которым приурочена основная масса гипербазитов, 9) делювиально-элювиальные и техногенные скопления обломочных руд на современных и преднеогеновых подножьях склонов (уч. Центральный и Западный). Последние могут входить в подсчетные блоки непосредственно с коренными продуктивными горизонтами.

Этот порядок - основа прогнозирования и изучения объектов. Первые три в этом списке и 7 - осадочные метаморфогенные, 4 - магматогенные, 5-6 медноколчеданныеосадочно-вулканогенные и неопределенно метаморфогенные, 8 - вулканогенно-осадочные и смешанные.

Закончим обзор Кабульского меднорудного района обобщенной генетической моделью и увязкой всех объектов в единую седиментационно-метаморфогенную рудную систему. Меднорудная специализация сопутствует практически всем формациям и структурам на всех этапах развития, тяготея к вулканогенным (кислого-среднего профиля) и осадочным, формирующимся на базе этих же пород. Интерес представляет широкий генетический диапазон медного рудообразования, включая интрузивные формации (габбро-амфиболиты и альбититы). Особого внимания заслуживает вопрос концентрации оруденения на вендском этапе седиментогенеза в незначительных по размерам седиментационных ячейках. Каким путем поступила основная масса рудного материала? Во первых, путем концентрации его из более древних рудоносных формаций механическим переотложением и химическим выветриванием. Основной поставщик материала - медные руды андезитовой формации ри-фея. Этот путь прослеживается переходом основных пороодообразующих (плагиоклазов, слюды) и аксессуарных (турмалин, апатит, циркон, сфен, рутил) минералов. Магматический путь, как второй источник рудного вещества реальный, но мало эффективен, так как в пределах рудного поля не встречено даже даек. Наиболее вероятен третий путь - путь главного поступления рудного вещества (медь, кобальт, редкие земли), серы,

других летучих, углекислоты, магния, кальция, кремния - глубинными растворами и эманациями, поступавшими непосредственно в седиментационные ячейки наложенных прогибов из подкоровых очагов. Этим объясняется периодичность и максимум проявления на завершающих стадиях седиментогенеза. В целом, рудные залежи следует отнести к категории медистых песчаников.

Таким образом, формируется единство металлогенической специализации и периодического рудообразования всего блока литосферы, включая генерацию магматических производных. Максимум проявления и концентрации медного рудогенеза пришелся на завершающие этапы докембрийской истории. Оценка металлогенической продуктивности всего региона складывается с качественных и количественных показателей каждого рудоносного элемента всей

вертикальной колонны формационных комплексов и седиментационных структур. Сравнивая метаморфические преобразования древних формаций Кабульского срединного массива с Южно-Тяньшаньским регионом видим много общих черт прогрессивного и наложенного метаморфизма, прямую зависимость качества вещества, его преобразования во времени – ведущего фактора понятия *метаморфизма*. Каждому времени присущи свои формационные комплексы пород. Весьма показательным является положение зон диафтореза (зеленые сланцы зон динамометаморфизма). Возникший было для Кабульского района спор в отношении глаукофановых фаций решился просто – все его вмещающие формации являются наиболее молодыми и, иногда, попадают в наложенные тектонические зоны диафтореза амфиболитовых и других комплексов.