Южно-Уральский государственный университет

Аюпова Н.Р., Масленников В.В., Синяковская И.В., Жуков И.Г.

Атлас текстур и структур металлоносных отложений Урала

Миасс-2011

УДК 553.067: 553.1 (470)

Аюпова Н.Р., Масленников В.В., Синяковская И.В., Жуков И.Г. **Атлас текстур и структур металлоносных отложений Урала (источники вещества, условия и механизм образования, явления диагенеза, катагенеза и метаморфизма).** Миасс–Челябинск: ЮУрГУ, 2011. Электронный адрес: http://student.mineralogy.ru.

В Атласе приводятся фотографии и описания текстур и структур оксидно-железистых, кремнистых, марганцевых и глинисто-силикатных фаций металлоносных отложений, широко распространенных в колчеданоносных районах Урала.

Наиболее полно иллюстрированы и описаны текстуры и структуры, характеризующие условия формирования металлоносных отложений путем субмаринных придонных преобразований исходных сульфидных, гиалокластитовых и карбонатных компонентов. Приведены фотографии, иллюстрирующие последовательность преобразования гиалокластов, сульфидов и карбонатов. Описываются алюмосиликатные породы, образованные в результате метасоматоза исходных вулканогенно-осадочных отложений на выклинке вулканокупольной структуры, контролирующей образование колчеданных руд. На колчеданных месторождениях охарактеризованы ритмичные градационно-слоистые руды, переслаивающие с продуктами полного окисления сульфидных руд или гиалокластитовых осадков. В них детально показаны постепенные переходы, горизонтальная ритмичная градационная слоистость, косая слоистость, трещины усыхания, внутрислоистые размывы, деформации.

Обсуждается поведение титана при преобразовании гиалокластитов с формированием металлоносных отложений. Иллюстрированы и охарактеризованы акцессорные минералы. Показаны примеры гальмиролиза, диагенеза, катагенеза и метаморфизма рудных осадков.

Атлас содержит в 39 таблицах более 250 фотографий образцов и микрофотографий аншлифов и шлифов, сопровождается картой-схемой распространения металлоносных отложений, схемой геологических разрезов и привязкой к нему большинства описанных текстур и описанием механизма формирования металлоносных отложений.

Фототаблиц 39. Рис. 2. Библ. 51.

Работа выполнена при финансовой поддержке
Федеральной целевой программы
«Научные и научно-педагогические кадры инновационной России» на 2009-2013 годы
(ГК №14.740.11.1048).

ВВЕДЕНИЕ

В настоящем Атласе приводятся фотографии, зарисовки и краткие описания текстур и отдельных структур металлоносных отложений различного состава, широко распространенных в колчеданоносных районах Урала, первоначальное формирование которых связывается с процессами подводного выветривания исходных сульфидных, гиалокластитовых и известковистых отложений. К ним относятся оксидно-железистые (джаспериты и госсаниты), кремнистые (яшмы), марганцевые (умбриты, конкреционные марганцевые руды), глинисто-силикатные (стратиформные хлоритолиты, алюмосиликатные метасоматиты) породы в составе вулканогенно-осадочных горизонтов рудовмещающей толщи девонского возраста.

Основное место в Атласе отведено характеристике текстур и структур замещения исходных осадков в субмаринных придонных условиях. При этом приводятся цветные фотографии полированных образцов, отражающие постепенные переходы исходных осадков в гематит-кварцевые породы, и аншлифов и шлифов, доказывающие явления трансформации одних фаз в другие, а также последовательность минеральных преобразований в данных процессах. Большинство фотографий получены в отраженном свете в темнопольном изображении, что позволило наиболее полно и достоверно оценить вероятный механизм развития текстур и структур подобных отложений. Наряду с этим демонстрируются явления перемыва и переотложения первичного рудного вещества на дне Уральского палеоокеана с формированием ритмичных градационно-слоистых текстур. Показаны проявления подводных оползней, деформации, возникающие в результате литификации, взмучивания и течений мутьевых потоков. Приведены примеры, текстуры которых отражают уже иные, но также динамические условия рудообразования.

Отдельные иллюстрации и описания касаются геохимических условий становления металлоносных отложений с характеристикой их первичных преобладающих окисных литофаций, затем продуктов редукции и окисления. Часть материалов освещает некоторые физико-химические условия рудных осадков на разных этапах развития – плотность, проявления синерезиса, степень трансформации, структуры литификации. Заключительное место в Атласе занимают иллюстрации низкотемпературных метаморфических изменений, приводящих часто к образованию еще спорных по происхождению их разновидностей.

Сложность и динамика образования казалось бы самых простых по форме и составу металлоносных отложений, взаимодействие возникающего вещества с его средой, сочетание при этом явлений эволюции и наследования – такова общая идея Атласа.

Основой для Атласа послужили полевые наблюдения и лабораторные исследования, выполненные авторами при изучении вулканогенно-осадочных толщ колчеданоносных районов Урала. Исследования такого характера содержатся в более ранних публикациях авторов [Аюпова, Масленников, 2005; Масленников, Аюпова, 2007; Аюпова, 2009; Аюпова и др., 2011 и др.].

Значительная по объему и важная по существу часть иллюстраций Атласа составлена по изученным и подобранным авторами образцам пород и руд. Атлас предназначен для преподавателей ВУЗов, студентов, а также специалистов в области рудной геологии, литологии и геохимии.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ

Металлоносные отложения обычно локализуются в интервалах перехода снизу вверх от вулканогенных к вулканогенно-осадочным и осадочным комплексам Южного Урала. Их отдельные прослои находятся среди гиалокластитов основного и/или кислого состава внутри вулканогенных толщ. Горизонты этих пород встречаются также на ряде колчеданных и марганцевых месторождений Южного Урала (рис. 1).

Установлено, что появление кремнисто-железистых образований совпадает с присутствием на этих же литолого-стратиграфических уровнях карбонатных или известковистых отложений, свидетельствующих о фоновом карбонатном осадконакоплении. Известняки и известковистые отложения являются непременными спутниками региональных яшмовых и джасперитовых горизонтов (например, бугулыгырского D_2gv), содержащих марганцевые руды [Хворова, 1979]. Наблюдаемая ассоциация кремнисто-железистых пород с карбонатсодержащими гиалокластитовыми и сульфидно-гиалокластитовыми ассоциациями подтверждается на примерах колчеданных месторождений Урала. Наиболее известными в этом отношении являются месторождения Подольское, Сибайское, Александринское, Бабарыкинское, Яман-Касинское, Блявинское, Комсомольское, Талганское, Узельгинское, XIX Партсъезда, Молодежное, Октябрьское, Юбилейное [Пуркин, Денисова, 1987; Масленников, 1991; Зайков и др., 1993 и др.]. Напротив, на других месторождениях, где известняки и известковистая примесь отсутствуют, кремнисто-железистые отложения, как правило, не встречаются или распространены в незначительных количествах. Нередко их место занимают апогиалокластитовые хлоритолиты, серицитолиты и силициты, не содержащие окисного железистого материала или содержащие его в незначительных количествах (месторождения Балта-Тау, Барсучий Лог, Озерное, Ташкулинское, Ново-Маканское – на Южном Урале; Сафьяновское, им. III Интернационала, Ольховское, Левихинское, Ломовское, Красногвардейское и др. – на Среднем Урале). В других колчеданоносных регионах мира наиболее известными примерами являются умбры и апосульфидные охры Кипра и Омана, ассоциирующие с гиалокластитами, известняками и сульфидными рудами [Constantinou, Govett, 1972; Fleet, Robertson, 1980; Karpoff et al., 1988 и др.].

Например, кремнисто-железистые отложения в Узельгинском рудном поле локализуются на трех литостратиграфических уровнях (рис. 2).

Нижний литолого-стратиграфический уровень тяготеет к границе с подрудной базальтовой толщей. Здесь встречаются редкие прослои гематитизированных гиалокластитов, гематит-кварцевых пород и яшм, и гематит-кварцевые межподушечные

заполнения (Молодежное месторождение). В некоторых случаях слойки хлорит-гематит-кварцевых пород обнаруживаются на южном выклинивании нижней колчеданной залежи Узельгинского месторождения.

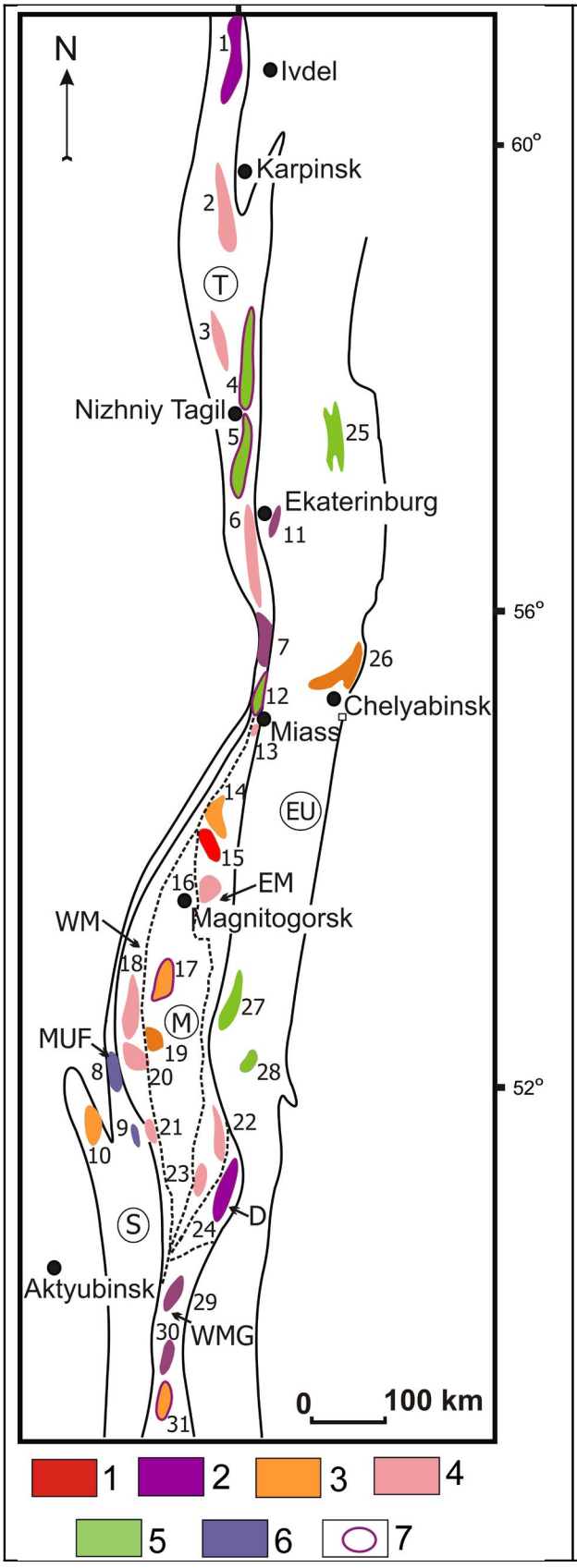


Рис. 1. Схема размещения колчеданоносных районов на Южном Урале [Аюпова, Масленников, 2005].

1 – марганцовистые (MnO>3 мас. %) и высокожелезистые (Fe_2O_3 >20 мас. %) кварц-гематитовые породы; 2 – высокожелезистые хлорит-магнетитовые и низкожелезистые кварц-гематит-магнетитовые породы; 3 – умеренно-железистые гематит-кварцевые породы; 4 – маложелезистые яшмы и силициты, алюмосиликатные породы; 5 – пиритизированные углеродсодержащие пелитолиты; 6 – серицитолиты и хлоритолиты, 7 – обогащенные магнетитом отложения в типах 3 и 5.

Рудные районы: 1 – Ивдельский, 2 – Карпинский, 3 – Кабанский, 4 – Красноуральский, 5 – Кировоградский, 6 – Маукский, 7 – Юлукский, 8 – Ивановский, 9 – Ишкининский, 10 – Медногорский, 11 – Дегтярский, 12 – Карабашский, 13 – Миасский, 14 – Учалинский, 15 – Верхнеуральский, 16 – Александринский, 17 – Сибайский, 18 – Баймакский, 19 – Подольский, 20 – Бурибайский, 21 – Гайский, 22 – Теренсайский, 23 – Ащебутакский, 24 – Домбаровский, 25 – Сафьяновский, 26 – Кунашакский, 27 – Амурский, 28 – Айдырлинский, 29 – Среднеорский, 30 – Верхнеорский, 31 – Берчогурский.

Мегаструктуры:
EU – Восточно-Уральская; M – Магнитогорская; T – Тагильская; S – Сакмарская.
Металлогенические зоны: MUF – Главный Уральский разлом, WM – Восточно-Магнитогорская дуга, EM – Западно-Магнитогорская дуга, D – Домбаровский задуговой бассейн, WMG – Восточно-Мугоджарский задуговой бассейн.

На *среднем* уровне мощные слои (до 2 м) гематитовых и хлорит-гематитовых продуктов субмаринного окисления колчеданных руд распространены в разрезах Молодежного месторождения [Масленников, Зайков, 1991]. На Талганском месторождении их место занимают гематит-кварцевые джаспериты [Теленков, Масленников, 1995]. На этом же уровне в разрезах месторождений встречаются отдельные линзы известняков.

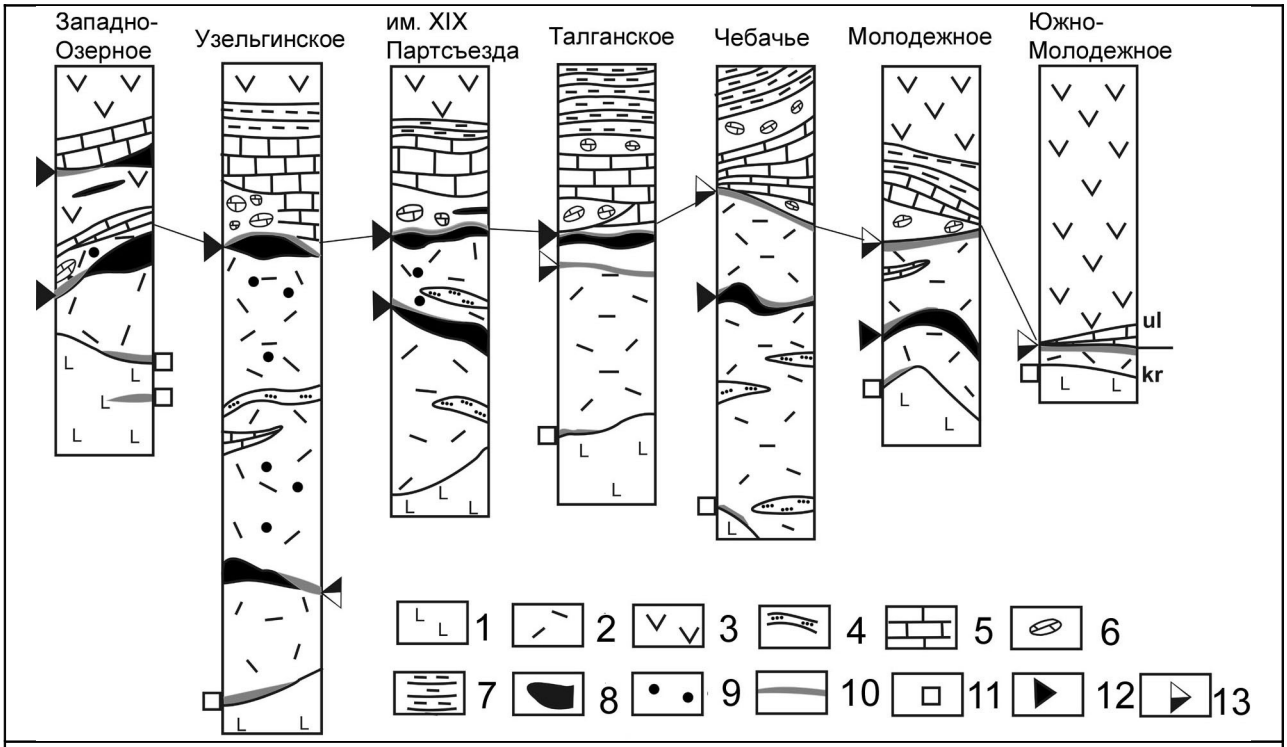


Рис. 2. Схема сопоставления разрезов и положения в них кремнисто-железистых пород колчеданных месторождений Узельгинского колчеданоносного поля (составлена авторами с использованием материалов Г.В. Петрова, В.Ф. Рудницкого, В.А. Гаврилова, Е.П. Ширая, И.Б. Серавкина и В.В. Зайкова).

1 – базальты и их гиалокластиты; 2 – риодациты и дациты, их лавокластиты; 3 – – андезито-базальты; 4 – дацитовые и риодацитовые вулканокластиты; 5 – известняки; 6 – вулканокластиты риодацитового состава с обломками известняков; 7 – яшмы, кремнистые пелитолиты; 8 – колчеданные рудные тела; 9 – рудокласты; 10 – металлоносные отложения; 11-13 – уровень распространения оксидно-железистых металлоносных отложений: 11 – яшм и кремнистых пелитолитов; 12 – госсанитов; 13 – джаспери тов.

kr – карамалыташ (D_2e-gv); ul – улутау (D_{2-3}) [Маслов, Артюшкова, 2010].

Наиболее представительным по распространению кремнисто-железистых отложений является *верхний уровень*, перекрытый толщей известняков. Вулканогенно-осадочные слоистые пачки этого уровня, содержащие разнообразные по составу кремнисто-железистые породы, образуют латеральные продолжения сульфидных руд в кровле и на флангах колчеданных залежей Талганского, Узельгинского и им. XIX Партсъезда месторождений. Кремнисто-железистые, карбонатно-железистые и марганцовистые породы

переслаиваются с гиалокластитами риодацитового состава, с обломочными и илистыми карбонатными отложениями.

Очень часто кремнисто-железистые образования залегают вне литолого-фациальной связи с колчеданными залежами (участки Стабиякский, Северо-Узельгинский, Южно-Молодежный). В целом, местоположение проекций тел кремнисто-железистых отложений в районе Узельгинского рудного поля контролируется контурами надрудной толщи известняков. За пределами этого контура на некоторых месторождениях (Озерное, Западно-Озерное, Новое) кремнисто-железистые породы не встречаются или обнаруживаются в виде редких прослоев в ассоциации со слабо гематитизированными известковистыми гиалокластитовыми отложениями (см. рис. 2).

Анализ состава и условий залегания кремнисто-железистых пород позволил выявить потенциальные источники обломочного материала, участвовавшего в осадконакоплении. К таким источникам относятся эффузивно-гиалокластитовые купола кислого и/или основного состава, сульфидные холмы и карбонатные постройки. Кремнисто-железистые отложения как правило заполняют аккумулятивные депрессионные участки между этими положительными формами рельефа.

Джасперитты

Джасперитты или «яшмокварциты» – оранжевые и темно-красные яшмовидные гематит-кварцевые породы, отличающиеся от яшм брекчиевидными текстурами и признаками замещения гиалокластического материала [Kuypers, Denier, 1979; Геосинклинальная и океанская ..., 1984]. Чаще всего джасперитты встречаются в кровле эффузивно-гиалокластитовых построек базальтового или кислого состава, иногда в ассоциации с яшмами и известковистыми отложениями. Наиболее широко джасперитты представлены на марганцеворудных месторождениях Южного Урала [Теленков, Масленников, 1995; Брусницын, Жуокв, 2011]. Иногда джасперитты локализуются на периферии колчеданных месторождений. Исключением являются подрудные и рудоносные горизонты Талганского медно-цинково-колчеданного месторождения (Узельгинское колчеданоносное поле).

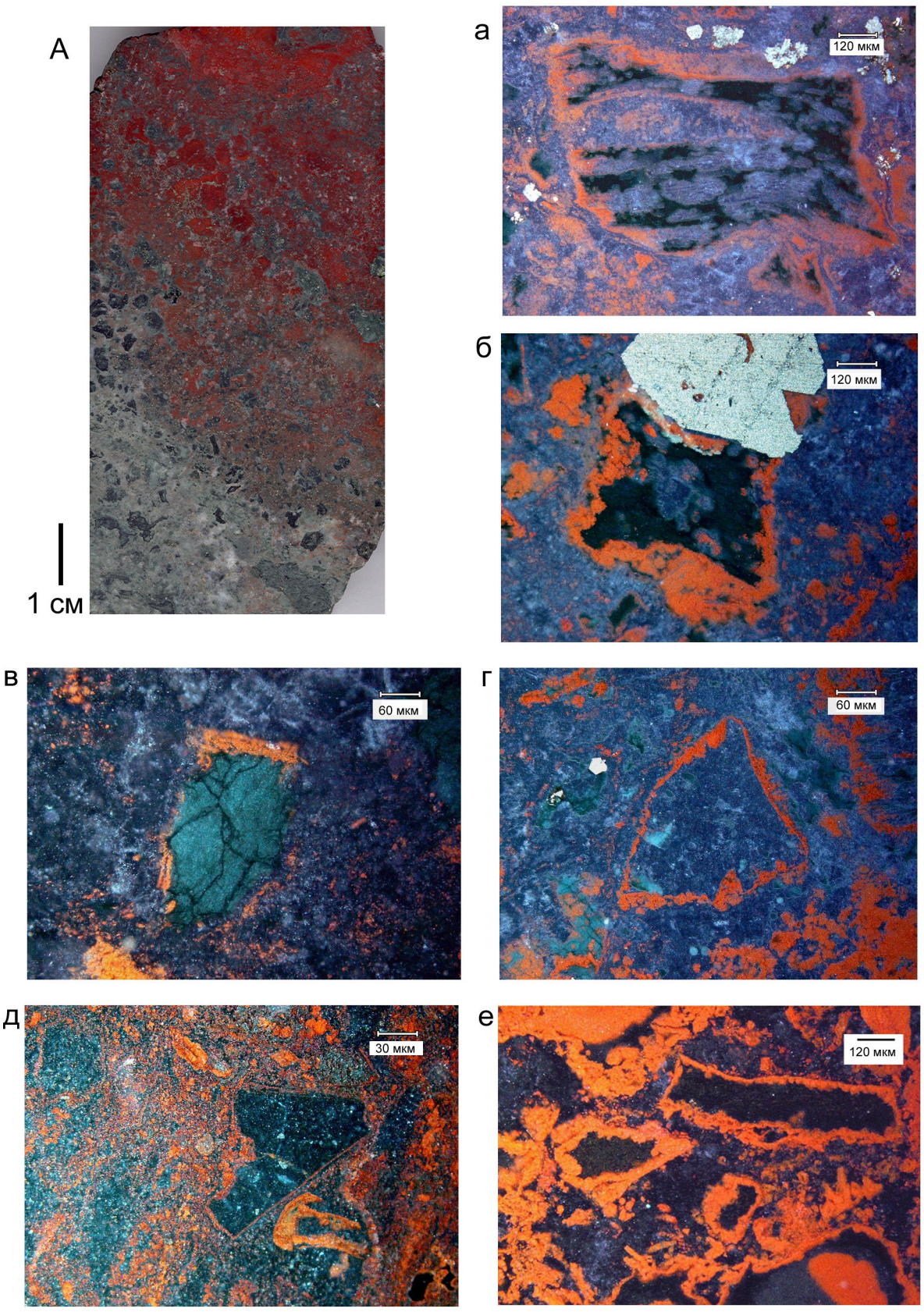
Джасперитты образуют тела различной формы: жилы и столбы, стратиформные линзы или холмы, пласты и прослои [Зайков, 1991; Зайкова, 1991]. Для оранжево-красных тонкодисперсных гематит-кварцевых агрегатов джасперитов характерны колломорфные, глобулярные, сферолитовые, кокардовые, пойкилитовые микроструктуры с субпланарными, субпланарно-мелкобугорковыми, субпланарно-оспенными поверхностями реплик [Масленников, Котляров, 1990]. Скопления гелевых сферул с переменным соотношением Fe и Si могут иметь гидротермально-осадочное происхождение [Зайкова, 1991] или образовываться при выветривании магматических минералов и стекол [Eggleton, Keller, 1982], в том числе, и в подводных условиях при смектитизации вулканических пород [Дриц, Коссовская, 1989].

В кремнисто-железистом матриксе джасперитов присутствуют многочисленные псевдоморфозы гематит-кварцевых агрегатов по гиалокластам и карбонатным биокластам. Сглаженно-угловатые, овальные или фьяммевидные гематитизированные гиалокласты с причудливыми ограничениями имеют размер от 1–3 мм и меньше. Гиалокласты характеризуются афанитовыми, микрофельзитовыми и гиалопилитовыми микроструктурами, иногда содержат реликты альбита и фенокристаллов кварца. Очень часто перлитовидные, оскольчатые и удлиненные фьяммевидные микрофрагменты гиалокластов имеют конформные ограничения или рассыпаются по трещинкам отрыва [Масленников, 1991]. В большинстве случаев гиалокласты, подобно современным аналогам, замещены железо-магнезиальными хлорофеитами, а также неупорядоченными хлоритами-шамозитами, иногда содержащими примесь иллитов и Fe-Mg-смектитов [Аюпова, 2003б; 2004]. Внутри частично гематитизированных гиалокластов встречаются

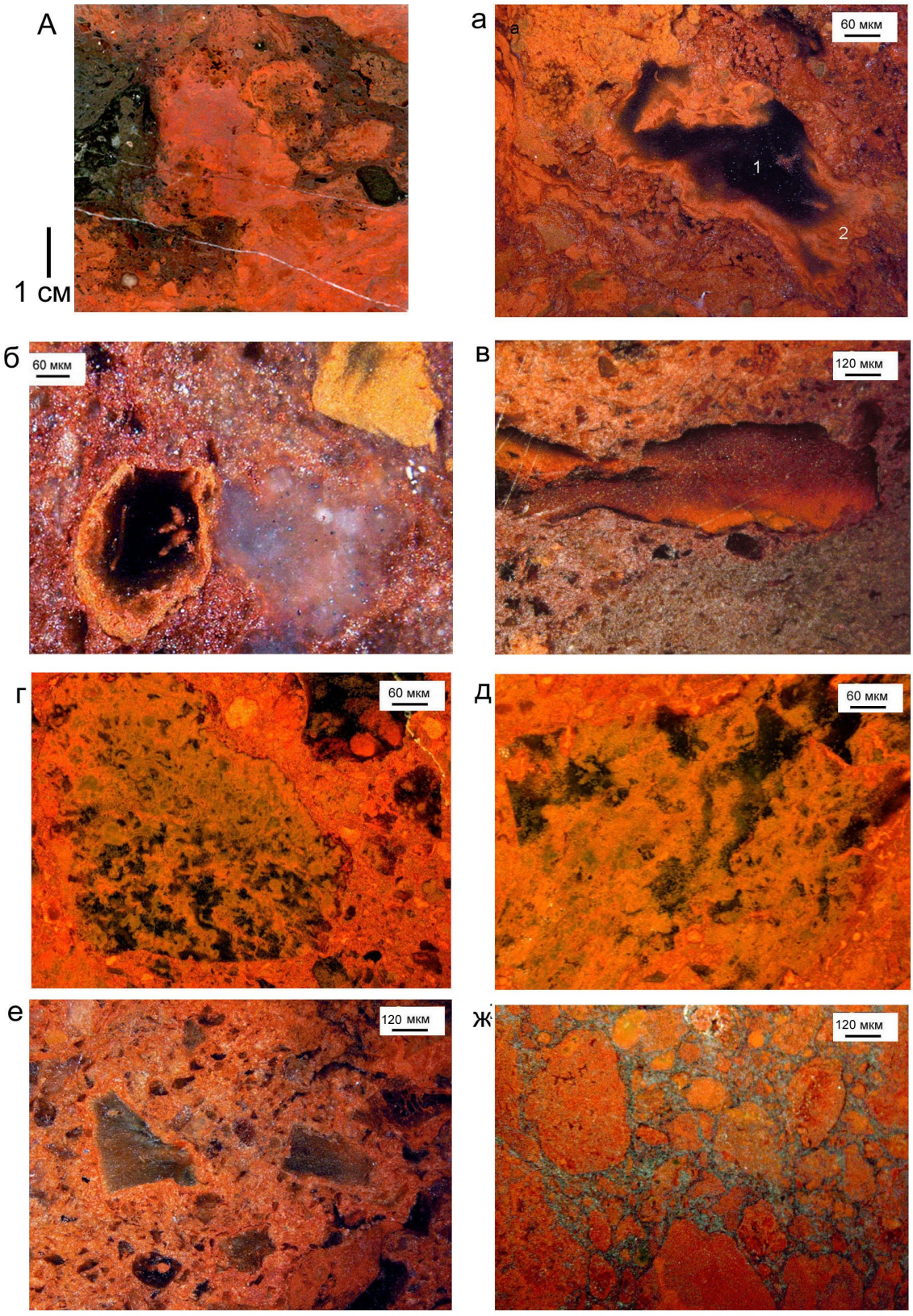
реликты титаномагнетита, почти полностью замещенного гематитом. В краевой части гематитизированных гиалокластов присутствуют каймы и стяжения новообразованного анатазового лейкоксена [Аюпова, 2002]. Последующие изменения гиалокластов свидетельствуют о разложении почти черных хлорит-смектитов за счет окисления Fe^{2+} с образованием желтых, оранжевых и коричневых водных силикатов Ca-Fe^{2+} и Fe^{3+} из группы гизингерита. Водные силикаты железа трансформировались в сферолитовые, колломорфные, контракционные, глобулярно-цепочечные гематит-кварцевые образования. В апогиалокластитовых гематит-кварцевых образованиях обособления лейкоксена исчезают. На участках развития позднедиагенетического кварца присутствуют многочисленные пластинчатые кристаллики гематита. Нередко обнаруживаются включения более поздних аутигенных кристаллов пирита и барита.

На придонный характер процессов указывает асимметрия каждого из ритмов: верхняя граница кремнисто-железистых слоев резкая, нижняя – с постепенным уменьшением степени «ожелезнения» и окремнения осадка, а также переслаивание «ожелезненных» слоев с почти непреобразованными гиалокластическими и карбонатными отложениями, содержащими обломки кремнисто-железистых пород. Признаки замещения карбонатного материала гематитом и кварцем наблюдаются только в тех слоях известняков, в которых присутствует примесь гиалокластического материала [Пуркин, Денисова, 1987].

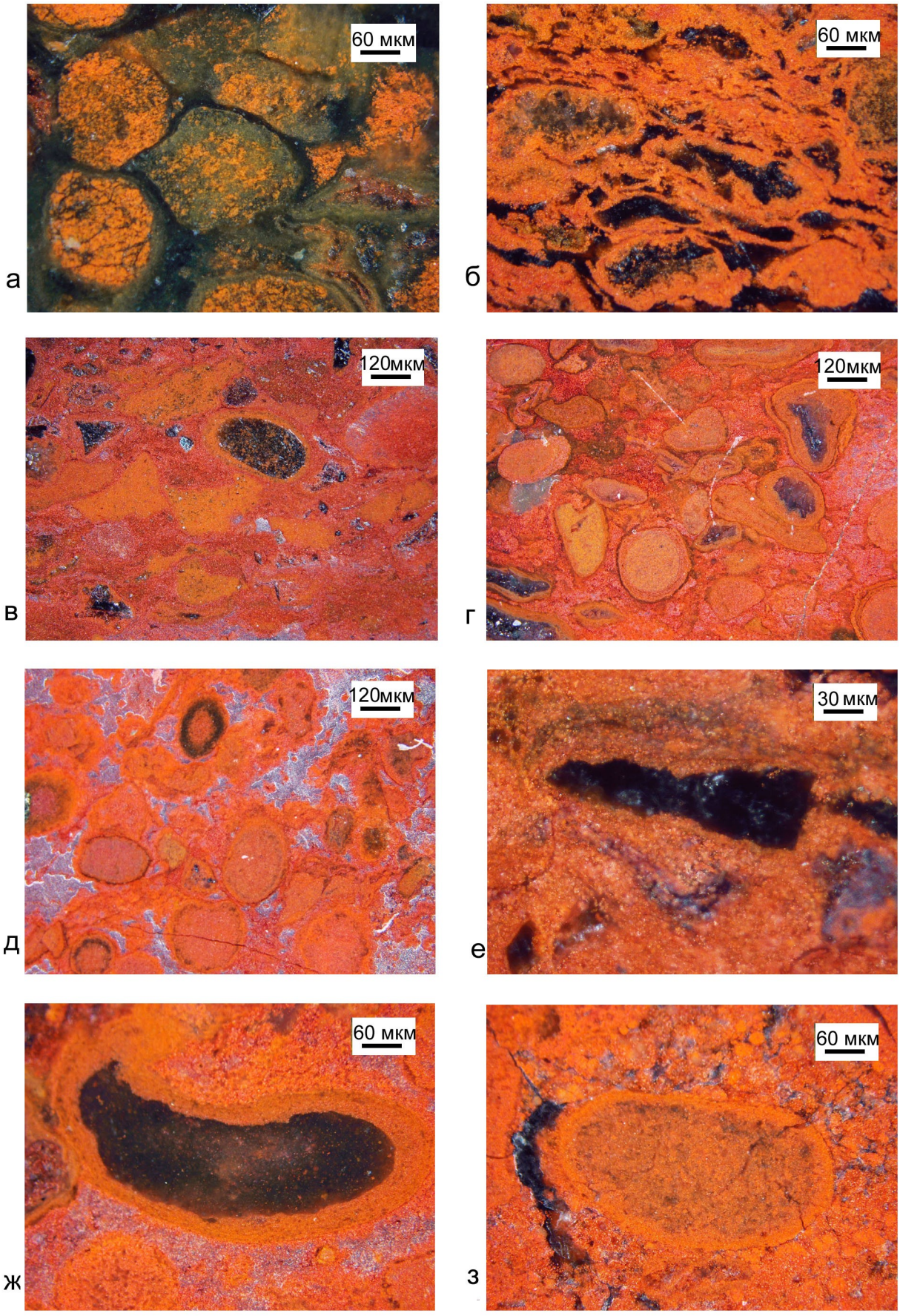
В джасперитах обнаруживаются не только микрофоссилии и примесь биогенного карбонатного материала, но и многочисленные бактериоморфные структуры [Little et al., 1999; Аюпова, 2004]. На участие бактерий и органических веществ в формировании джасперитов может указывать легкий изотопный состав углерода в аутигенных карбонатах (σC^{13} от -51.4 до -10.8‰) [Масленников, 1999; Брусницын, Кулешов, 2004].



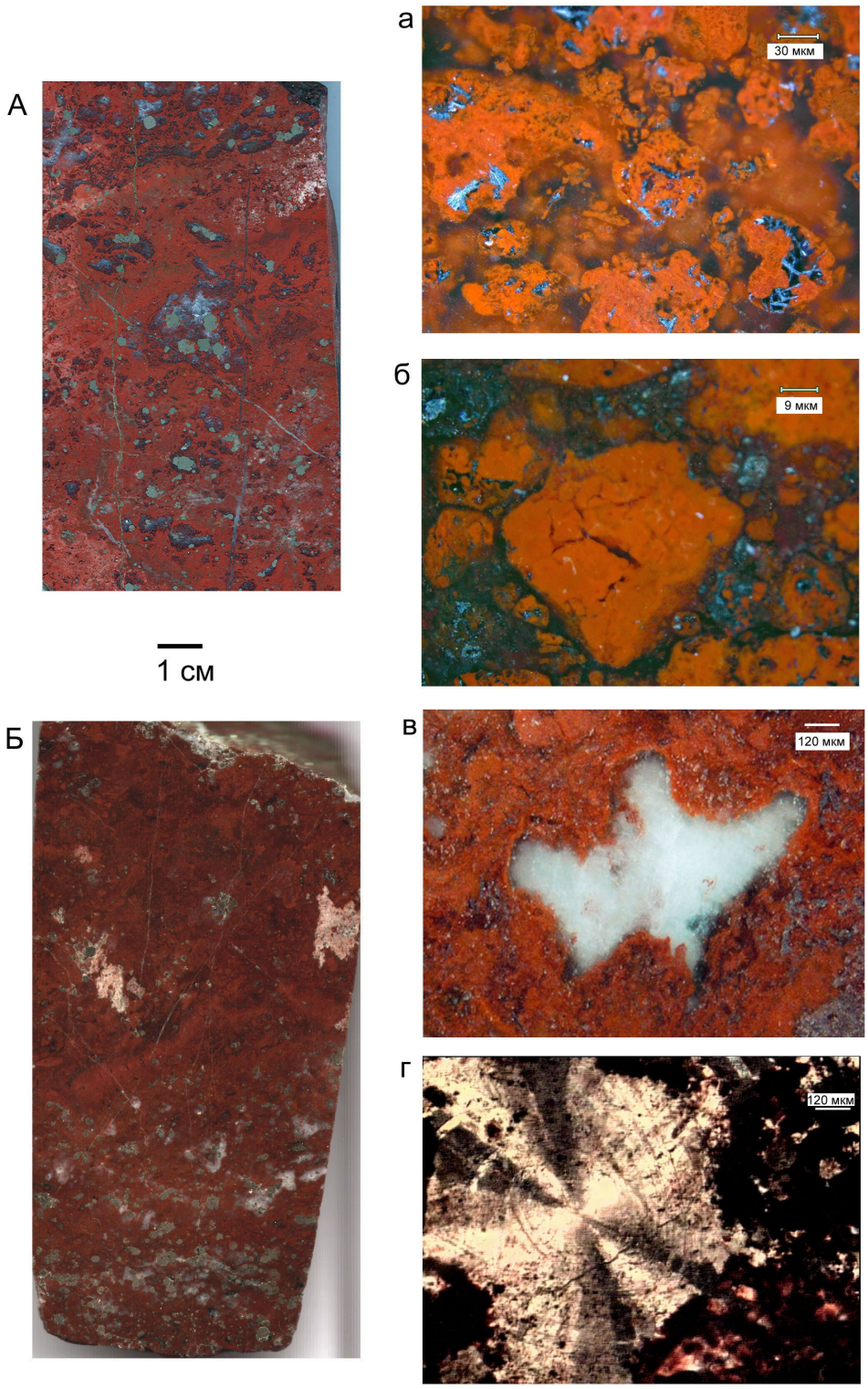
Фототаблица 1. А – постепенный переход гиалокластитов в джаспериты, полированный образец; а-е – частично окисленные гиалокласты (красное) в переходной зоне от гиалокластитов к джаспералитам, отраженный свет, темнопольное изображение. Талганское медно-цинково-колчеданное месторождение, обр. 2581, нижний уровень.



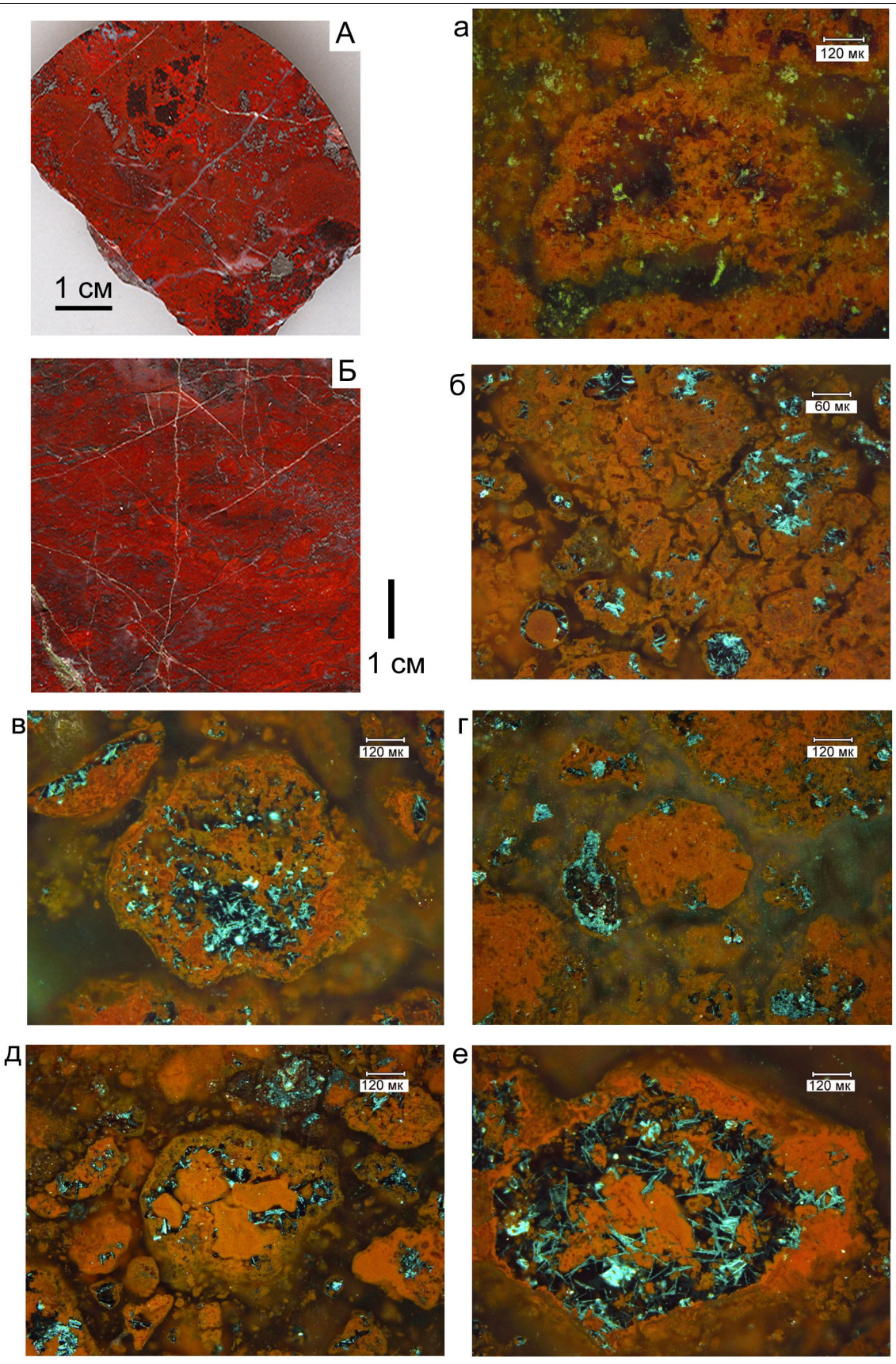
Фототаблица 2. А – джасперит с реликтами гиалокластического (темно-зеленое) материала, полированный образец; а-е – различные стадии превращения крупных гиалокластов (темно-зеленое, почти черное) в гематит-кварцевые агрегаты, цемент мелкообломочный гематит-кварцевого состава и ж – полные псевдоморфозы гематит-кварцевого состава по гиалокластам (цемент серо-голубого цвета – кварцевый с микрокристаллами гематита), отраженный свет, темнопольное изображение. Узельгинское медно-цинково-колчеданное месторождение, обр. 7034.



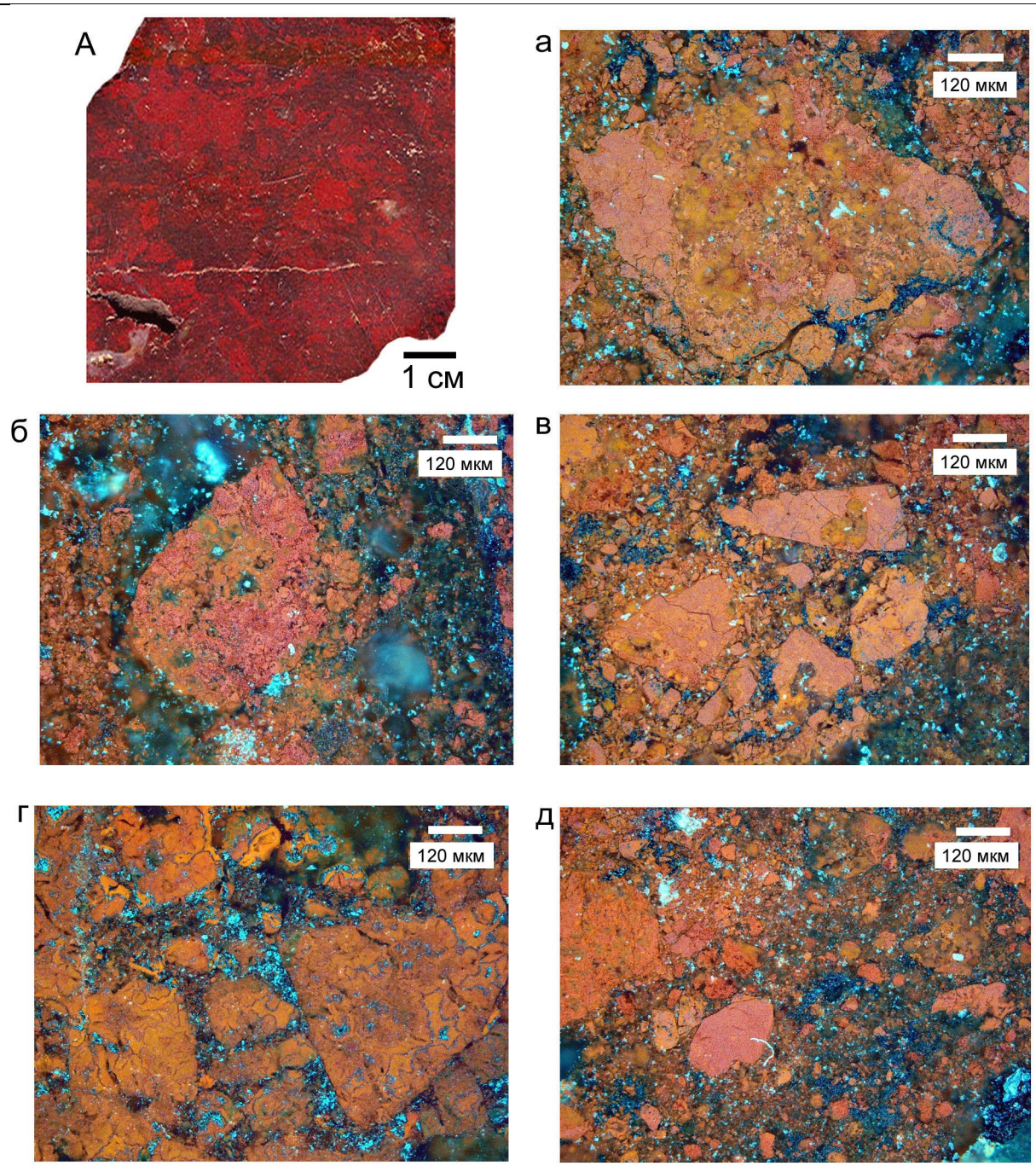
Фототаблица 3. Микроструктуры апогиалокластитовых джасперитов. Псевдоморфное преобразование гиалокластов в гематит-кварцевые фрагменты, отраженный свет, темнопольное изображение. Сибайское месторождение, обр. 2010/3. Образец Масленникова В.В.



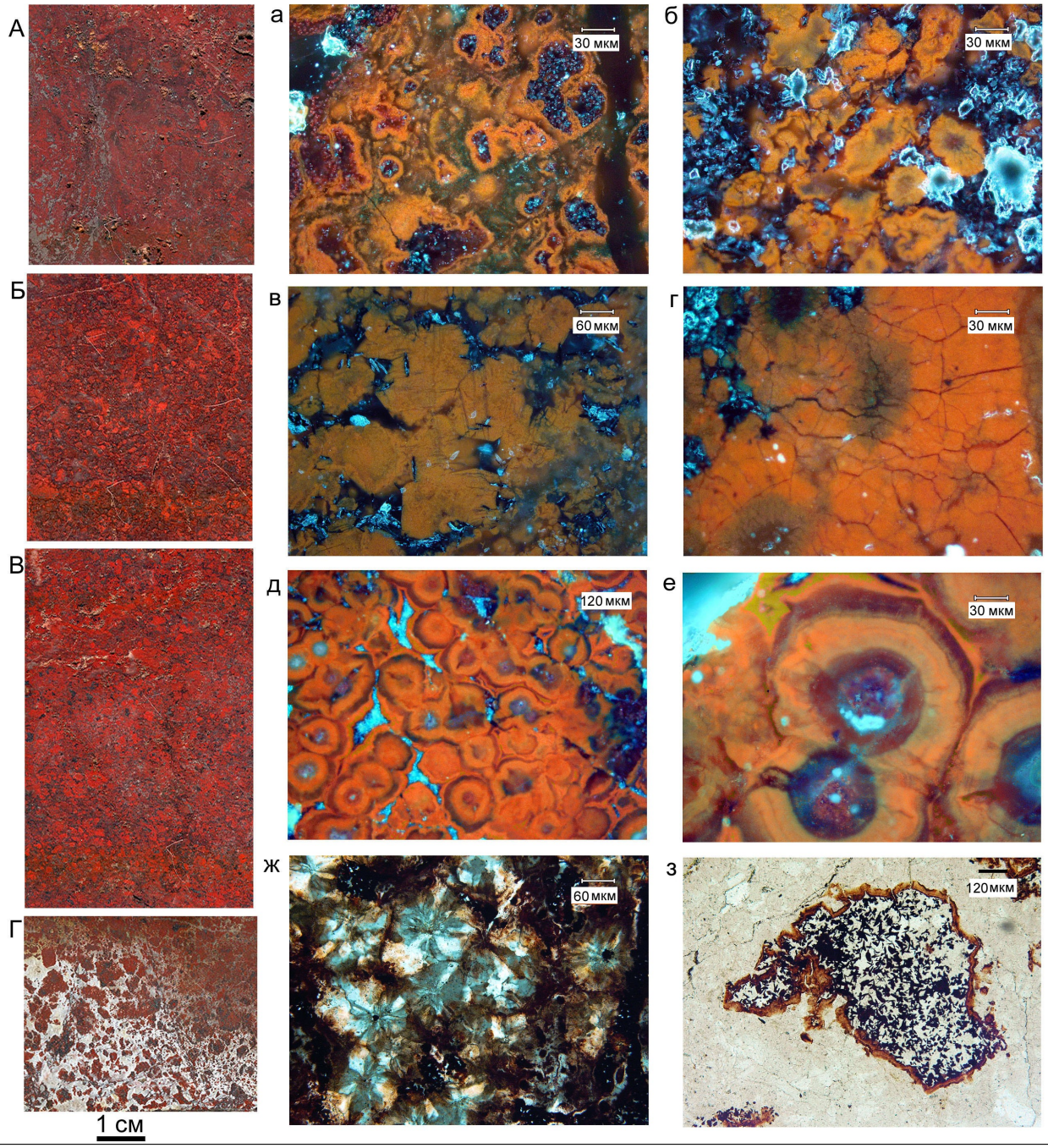
Фототаблица 4. А – джасперит псевдоперлитовидный с равномерной вкрапленностью пирита, Б – глобулярно-струйчатый брекчиевидный джасперит со скоплениями карбонатного материала (белое) и неравномерной вкрапленностью пирита, полированные образцы; а-б – полные псевдоморфозы гематит-кварцевого состава по гиалокластам, цемент мелкообломочный, существенно кварцевый (А), в-г – реликты карбонатов (белое) в гематит-кварцевой матрице (Б). а-в – отраженный свет, темнопольное изображение, г – проходящий свет. Талганское медно-цинково-колчеданное месторождение, нижний уровень, обр. 2581 и 5156-178.9.



Фототаблица 5. Джаспериты брекчиевые (А, Б), полированные образцы. а-е – частицы окисленных гиалокластов и их диагенетические изменения: с признаками разложения (а), брекчирования (б), собирательной кристаллизации (в-г), отраженный свет, темнопольное изображение. Талганское медно-цинково-колчеданное месторождение, нижний уровень.

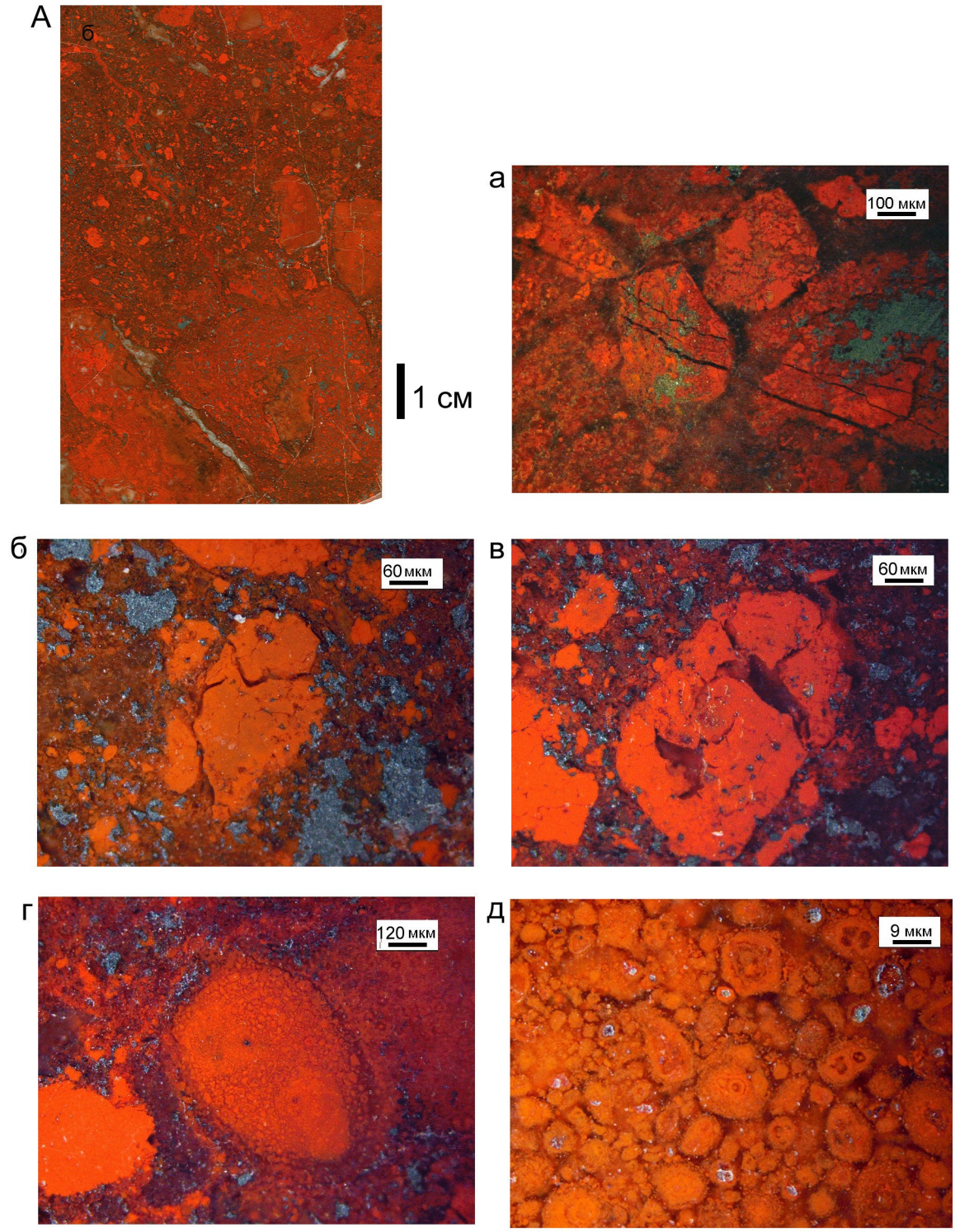


Фототаблица 6. А – джасперит брекчиевый, обломки от мельчайших до крупных, полированный образец; а-д – частицы и осколки окисленных гиалокластов (красное) с неоднородным внутренним строением, мелкообломочный цемент состоит из кристаллов игольчатого гематита (серо-голубое) в существенно-кварцевой основе (прозрачное), отраженный свет, темнопольное изображение. Сабановское колчеданное рудопроявление, Александринский рудный район, обр. саб-4.

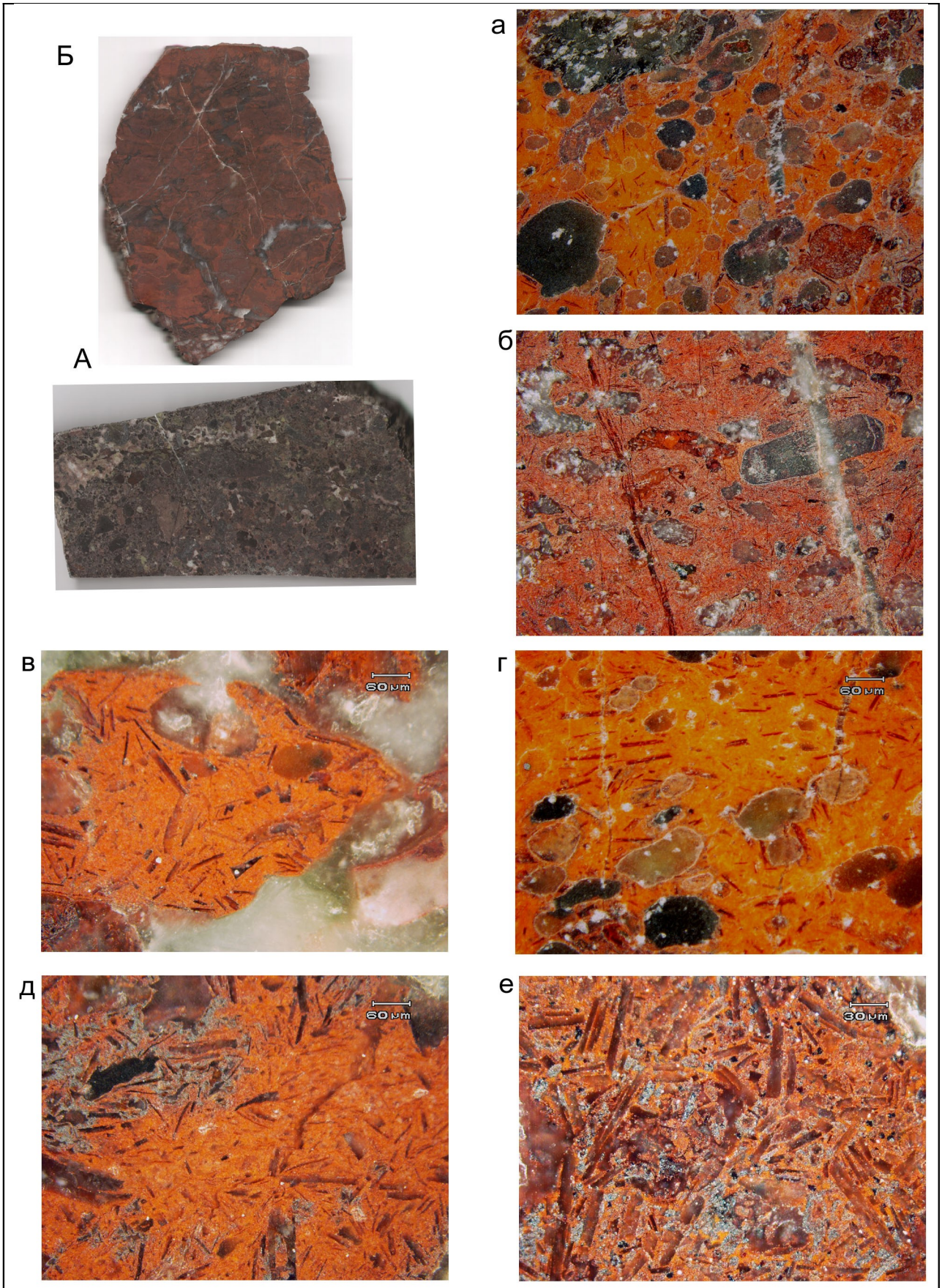


Фототаблица 7. А-В – брекчиевые джаспериты, цемент – мелкообломочный окварцованный гематитизированный материал, полированные образцы. Микроструктуры гематит-кварцевых фрагментов: а-б – кокардовые, глобулярно-сферолитовые; в-г – с трещинами синерезиса; д-е – псевдооолитовые концентрически-зональные; ж – лучистые сфероидные агрегаты кварца с гематитовой каймой; з – обломки существенно кварцевого состава с гематитовой каймой.

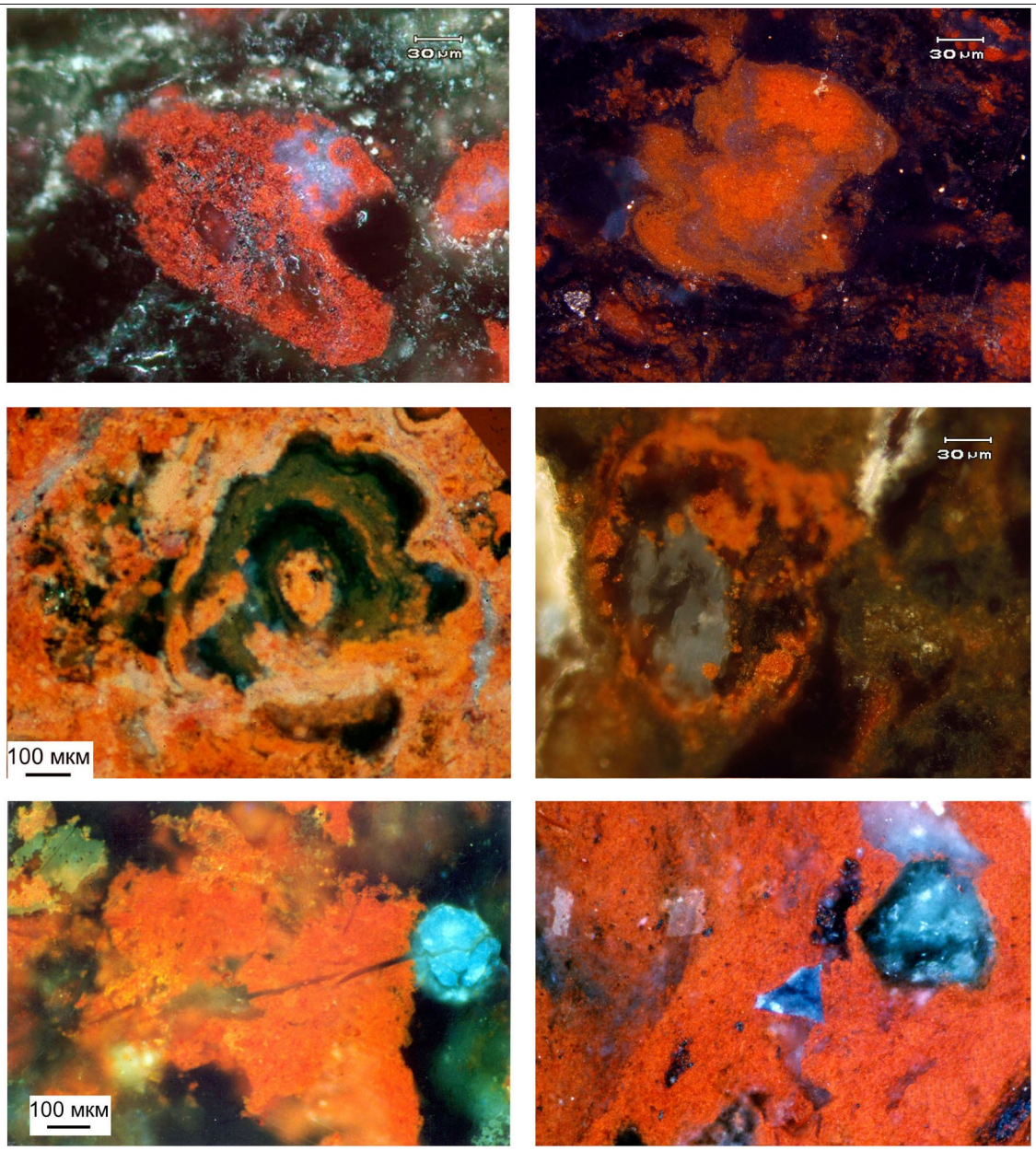
а-е – отраженный свет, темнопольное изображение, серо-голубое – кристаллический гематит. ж-з – проходящий свет. Новоозернинское марганцевое рудопроявление, Александринский рудный район.



Фототаблица 8. А – гематит-кварцевые джаспериты крупнообломочного строения, цемент- материал того же состава, полированный образец; а – обломки гематит-кварцевого состава с неоднородным внутренним строением, б-г – с трещинами синерезиса; г – диагенетическая глобулярная структура обломков, д – полигональное частицы имеют концентрически-зональное строение, деталь рис. г, отраженный свет, темнопольное изображение, серо-голубое – скопления кристаллического гематита. Южно-Талганский участок, обр. 6106.



Фототаблица 9. Лаво-гиалокластиты в подошве джасперитов (А) и апогиалокластитовые джаспериты пятнистой текстуры (Б), полированные образцы. Замещение тонкообломочного материала с лейстами альбита гематит-кварцевыми агрегатами (а-е), отраженный свет, темнопольное изображение. Уразовское марганцевое месторождение.



Фототаблица 10. Мобилизованные титановые (анатаз-лейкоксеновые) фазы (голубое) в процессе субмаринного придонного преобразования гиалокластического материала (темно-зеленое) в гематит-кварцевые образования, отраженный свет, темнопольное изображение.. Использованы образцы из Талганского медно-цинково-колчеданного месторождения, нижний уровень.

Госсаниты

Госсаниты (gossany – принадлежащий «железной шляпе», англ.) литифицированные продукты гальмиролиза известковистых сульфидно-гиалокластических осадков [Масленников, 1999]. Они обнаружены на Молодежном, Талганском, Сибайском, Яман-Касинском, Александринском, Зимнем и многих других колчеданных месторождениях Южного Урала.

Термин «gossan» – «железная шляпа», широко используется в зарубежных работах, в том числе и для обозначения субмаринных «железных шляп», ассоциирующих с современными и древними «черными курильщиками» [Constantinou, Govett, 1972; Hekinian, 1980; Herzig et al., 1991]. Несомненно, что «железные шляпы» разрушались, и апосульфидные охры переотлагались, смешивались с фоновыми осадками.

В переотложенных разновидностях появляется соответствующая осадочная цементирующая масса: песчаная, кремнистая, известковистая. Литифицированные аналоги таких отложений было предложено называть госсанитами [Зайков и др., 1993]. Госсаниты, в отличие от автохтонных госсанов, несут многочисленные признаки гематитизированного гиалокластического и карбонатного материала. На придонный характер замещений указывает локализация гематитизации в кровле ритмов и ритмичное переслаивание с сульфидными турбидитами, гиалокластитами и кластогенными известняками. В отличие от джаспери тов, в типичных госсанитах отсутствуют структуры, свидетельствующие о раскристаллизации геля, такие как глобулярные и колломорфные. Их место занимают чешуйчатые, субновакулитовые зернистые ультрамикроструктуры тонкодисперсного хлорит-гематитового матрикса, которые соответствуют ультрамикроструктурам вмещающих хлоритолитовых, кремнистых и карбонатных отложений [Масленников, Котляров, 1990].

Обычно госсаниты представлены мелкообломочными породами красно-бурого цвета, участками стального оттенка, с фрагментами хлоритизированных гиалокластов. В отраженном свете устанавливается псевдоморфное замещение сульфидных обломков гематитом и они имеют характер обломочных и кристаллических обособлений, изолированных одни от других, в гематит-кварцевой массе. В псевдоморфозах отмечаются реликты пирита, халькопирита и галенита. Часто красные тонкодисперсные гематит-кварцевые агрегаты цемента глубоко проникают в псевдоморфозы, образуя сплошные гематит-кварцевые обособления [Аюпова, 2009].

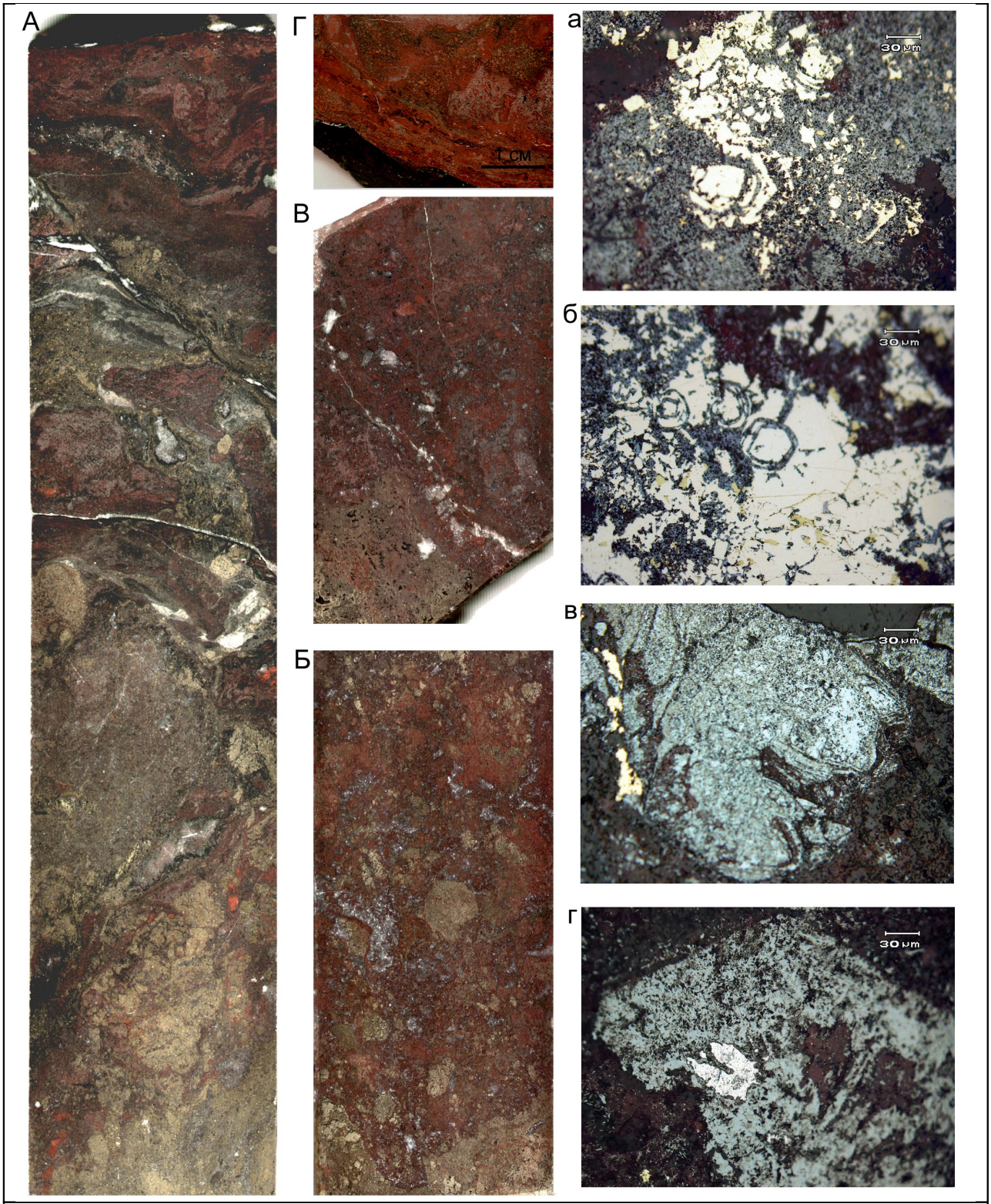
В направлении от подошвы к кровле госсанитового слоя возрастает соотношение халькопирита к пириту. Согласно микроскопическим наблюдениям халькопирит

сохраняется не только в гематитовых псевдоморфозах по обломкам руды, но также образует самостоятельные обломковидные обособления. Обычно в халькопиритовой ассоциации отмечаются мельчайшие включения самородного золота, теллуровисмутита, колорадоита и других акцессорных минералов. Золотины в госсанитах связаны с реликтовыми сульфидами, в единичных случаях встречаются в новообразованном халькопирите. Барит является во многих случаях обязательным компонентом госсанитов и часто встречается в тесной ассоциации с карбонатами. Непременной составляющей госсанитов является анатазовый лейкоксен, в сочетании с кристаллами барита, пронизанными волосовидным рутилом. В составе карбонатов выявлены кальцит, марганцовистый кальцит, доломит, анкерит, сидерит и монгеймит.

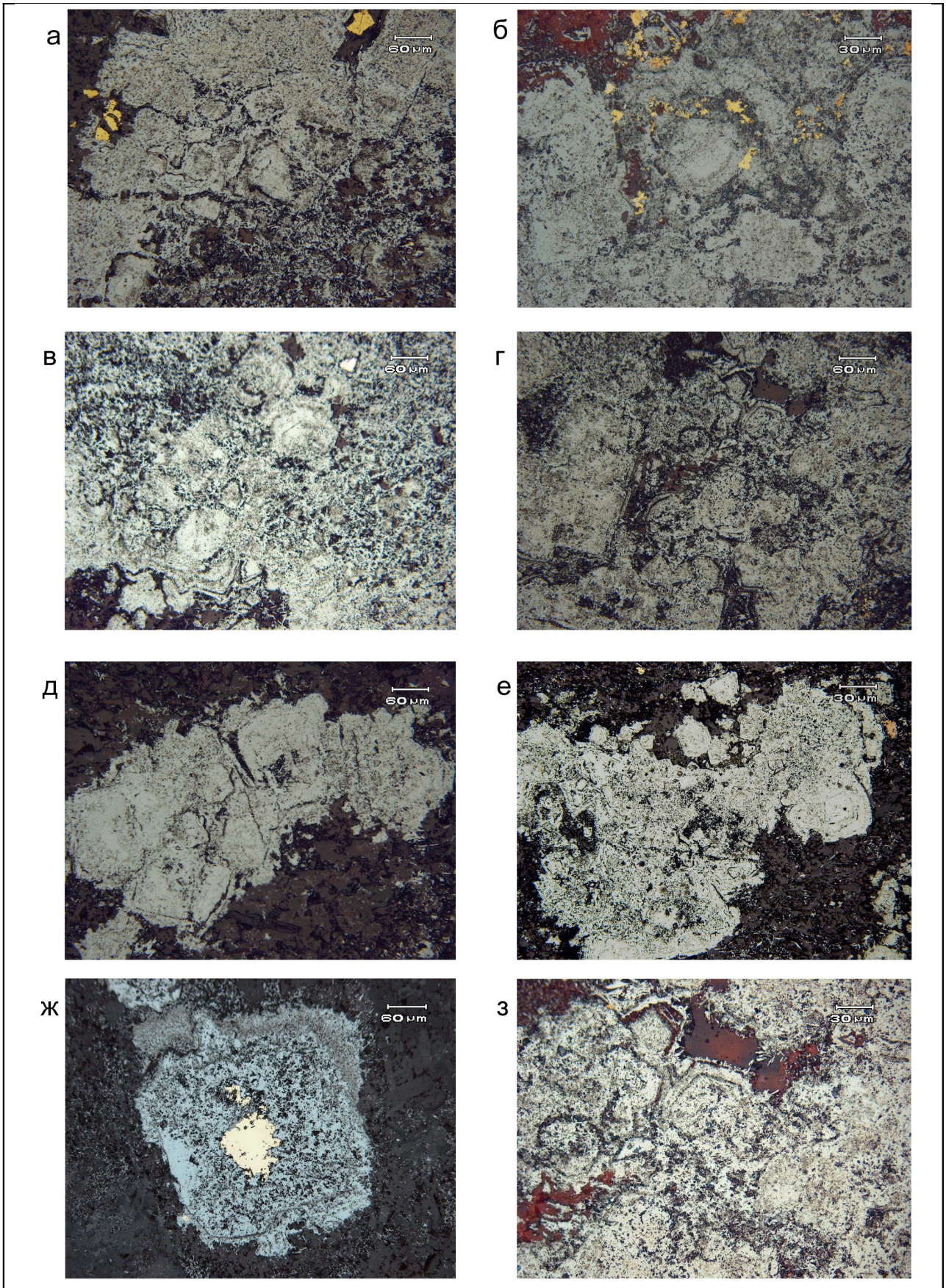
Типичным минералом госсанитов Чебачьего месторождения, как и других колчеданных месторождений, является железистый хлорит, который входит в состав цемента в виде многочисленных мельчайших частиц (сотые доли мм). Кроме того, в основной массе встречаются сглажено-угловатые хлоритизированные гиалокласты, размером до 1 см с изрезанными и зазубренными ограничениями. В некоторых случаях гематит-кварцевые агрегаты развиваются по гиалокластам. Среднее содержание хлорита составляет (мас. %): SiO_2 24,25; Al_2O_3 17,77; Fe_2O_3+FeO 38,23; MgO 6,24; MnO 0,29; CaO 0,68. В ассоциации с хлоритизированной гиалокластикой постоянно встречается апатит. В этой же ассоциации обнаружен монацит и эпидот, содержащий РЗЭ – редкие находки в оксидно-железистых образованиях колчеданоносных районов Урал.

Таким образом, кроме хлорита, гематита и кварца, госсаниты могут содержать примеси магнетита, маггемита, барита, карбонатов, а также реликты пирита, халькопирита, сфалерита, галенита, теллуридов ртути, золота и самородное золото. Несмотря на явные отличия госсанитов от джасперитов, между ними отмечаются постепенные переходы, поскольку основу как тех, так и других составляет разложившийся гиалокластический материал (80–90 %) и гематитизированные карбонаты (5–10 %). Очевидно, что отличия этих пород связаны с присутствием окисленного сульфидного материала.

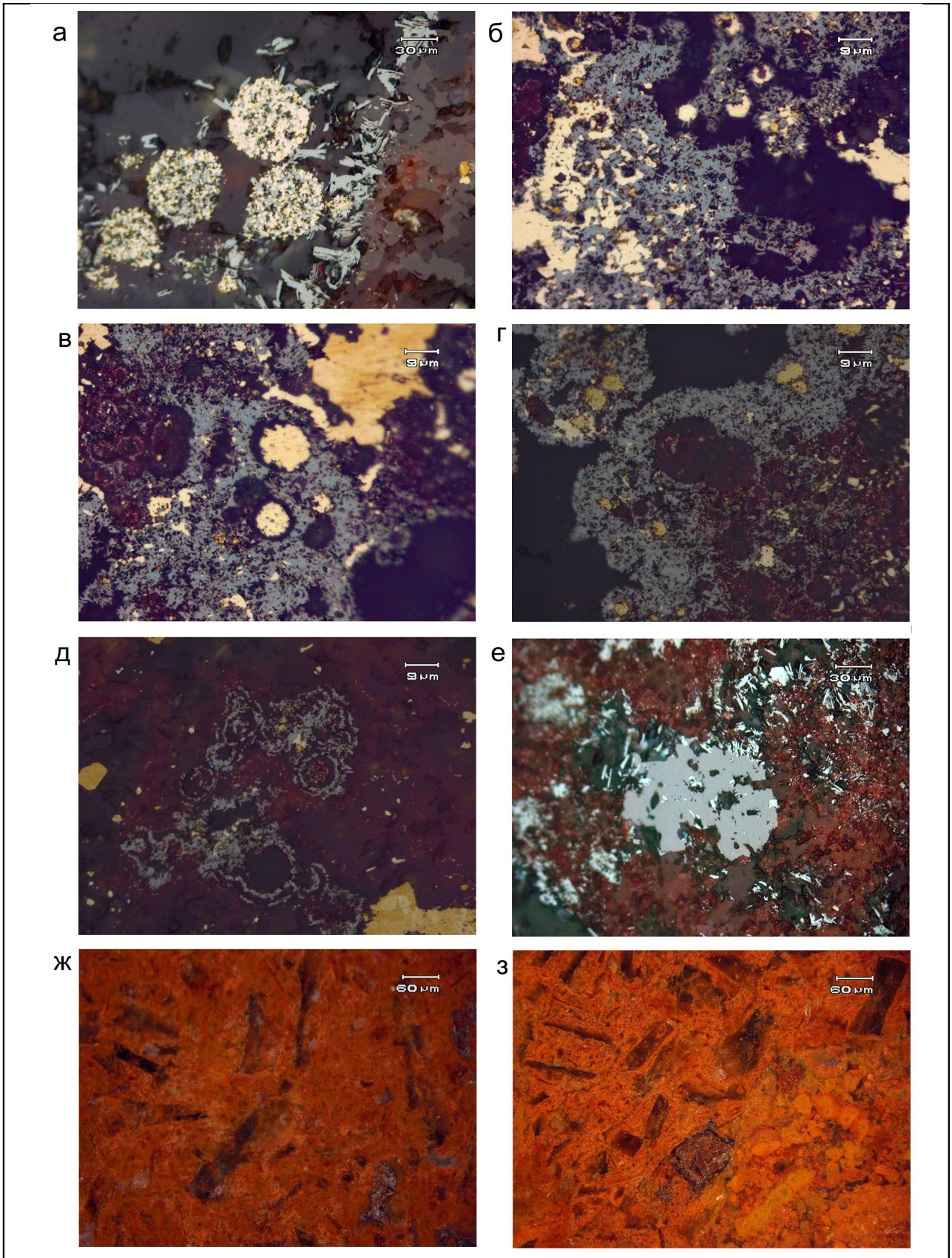
В госсанитах обнаружены бактериоморфные нити [Зайков, 1997], многочисленные трубчатые формы, напоминающие червеобразные пригидротермальные организмы [Аюпова, 2004]. Легкий изотопный состав углерода (δC^{13}= -19.5) в аутигенном кальците госсанитов Молодежного месторождения [Масленников, 1999], может свидетельствовать об участии бактериального органического вещества в их формировании.



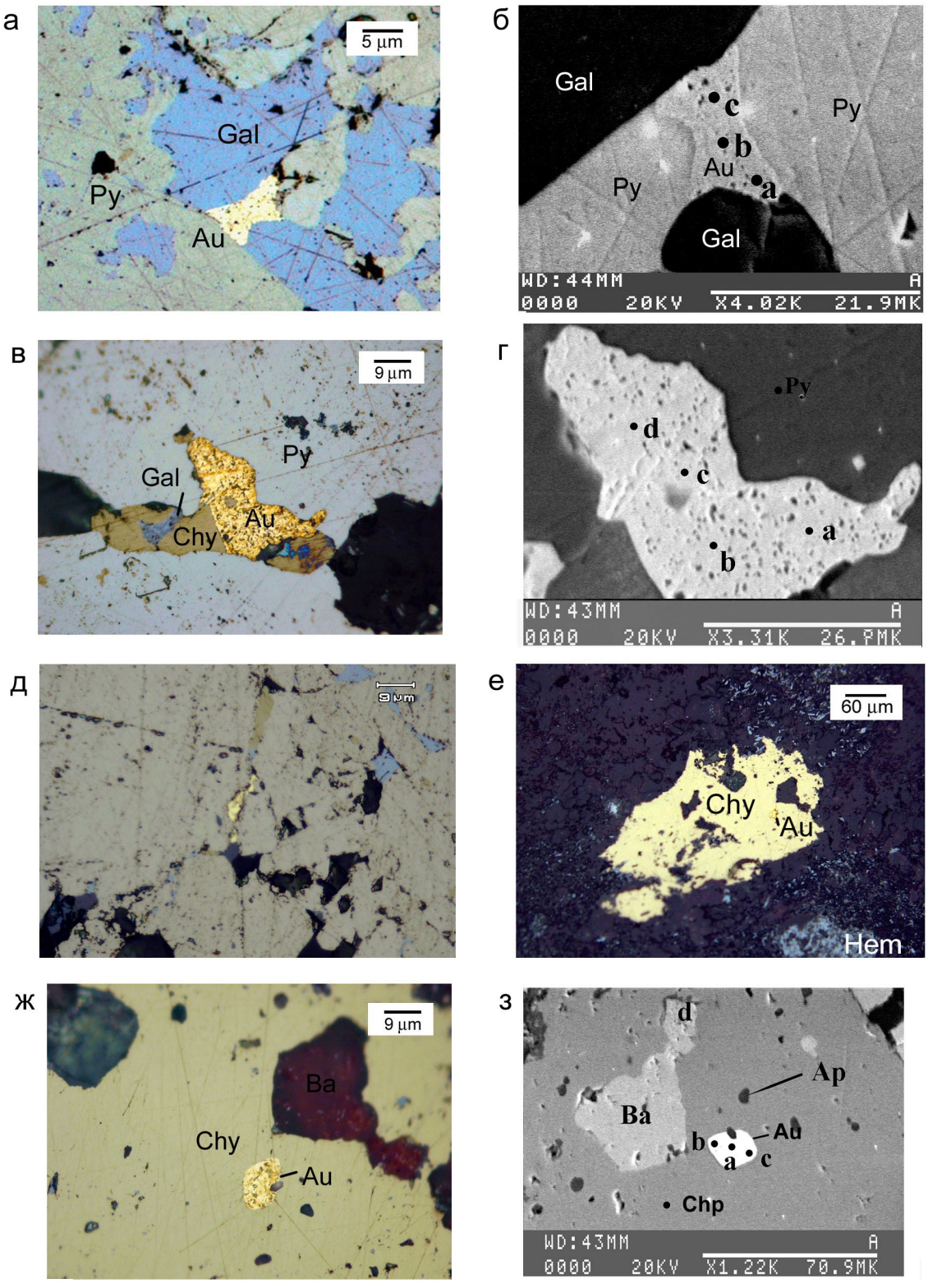
Фототаблица 11. А-Г – гематитовые продукты окисления колчеданных руд (красное) над коллювиальными сульфидными брекчиями (желтое), полированные образцы; а-б – псевдоморфозы гематита (серое) по зональным кристаллам пирита (белое), в-г – гематитизированные обломки с реликтами пирита и халькопирита (в) и галенита (г), гематит (сероголубой) в свою очередь замещается гематит-кварцевыми агрегатами, отраженный свет. Чебачье медно-цинково-колчеданное месторождение, скв. 3441.



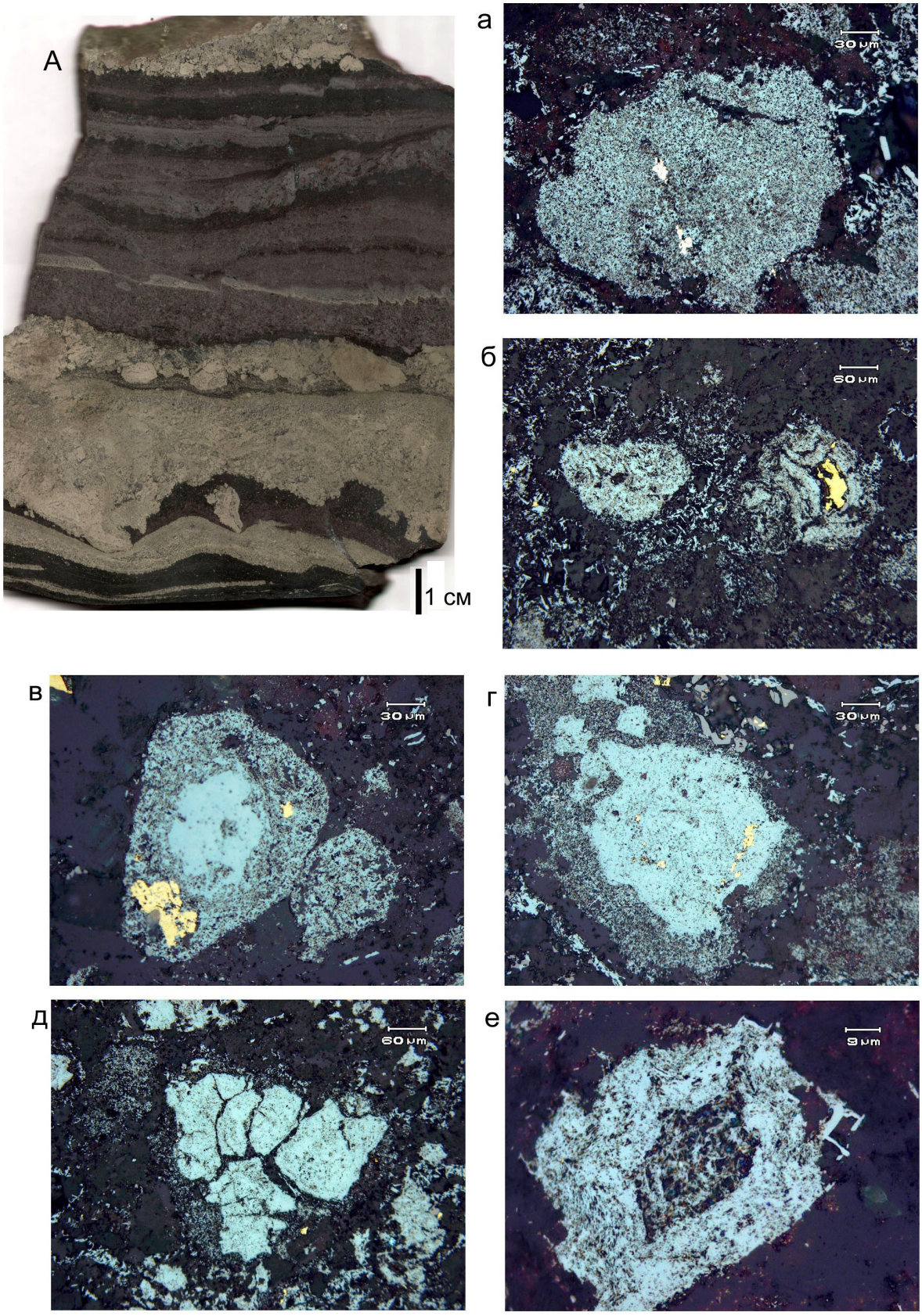
Фототаблица 12. Псевдоморфное замещении зональных кристаллов пирита гематитом. Иногда в псевдоморфозах отмечаются реликты пирита и новообразованный халькопирит. Отраженный свет. Чебачье медно-цинково-колчеданное месторождение. обр. 3441.



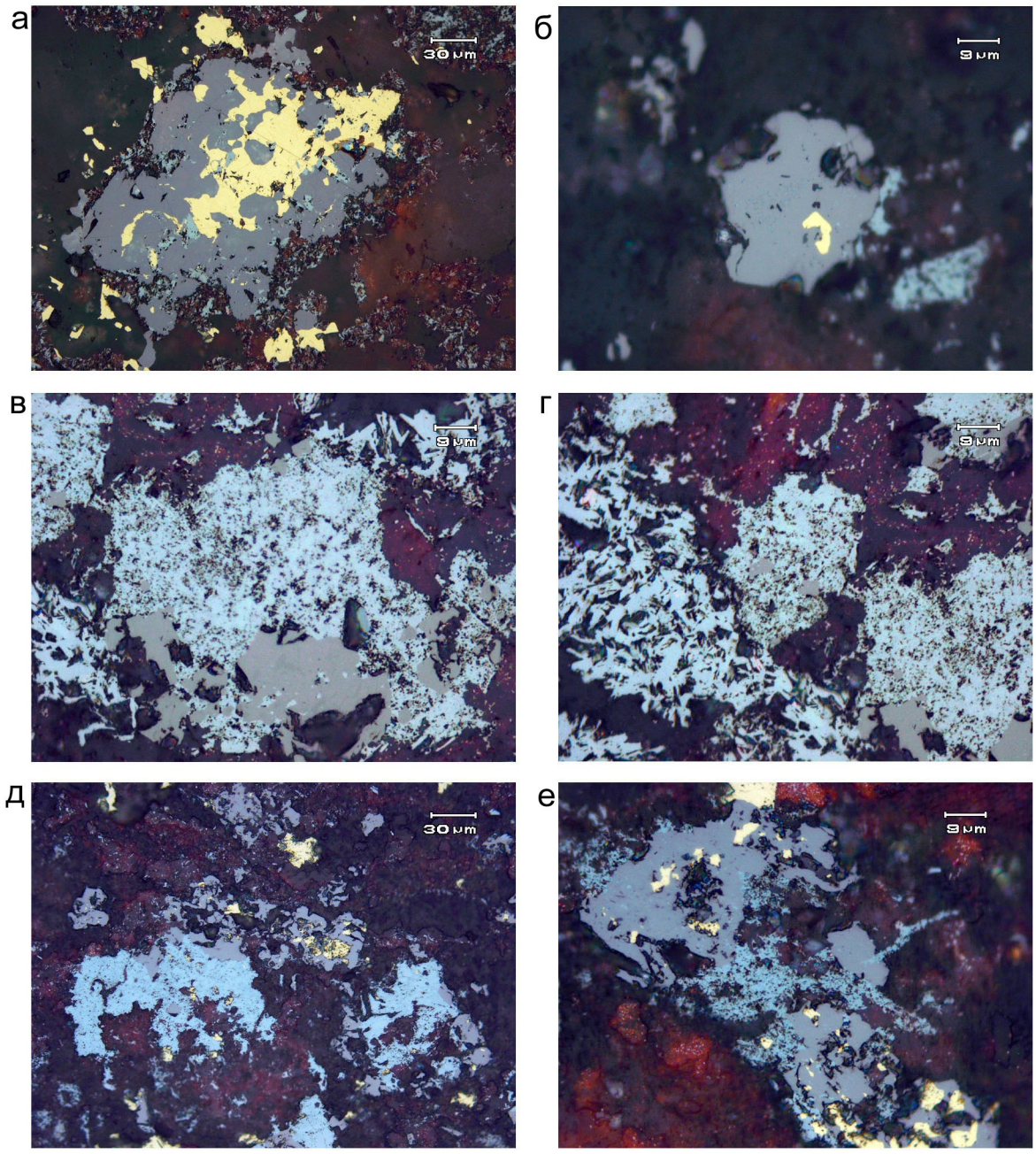
Фототаблица 13. а-е – псевдоморфное замещение фрамбоидов пирита гематитом, отраженный свет; е – реликты барита в гематит-кварцевой матрице госсанитов и ж-з – структура гематитизированных гиалокластов в госсанитах с лейстами альбита, отраженный свет, ж-з – темнопольное изображение. Чебачье медно-цинково-колчеданное месторождение, обр. 3441.



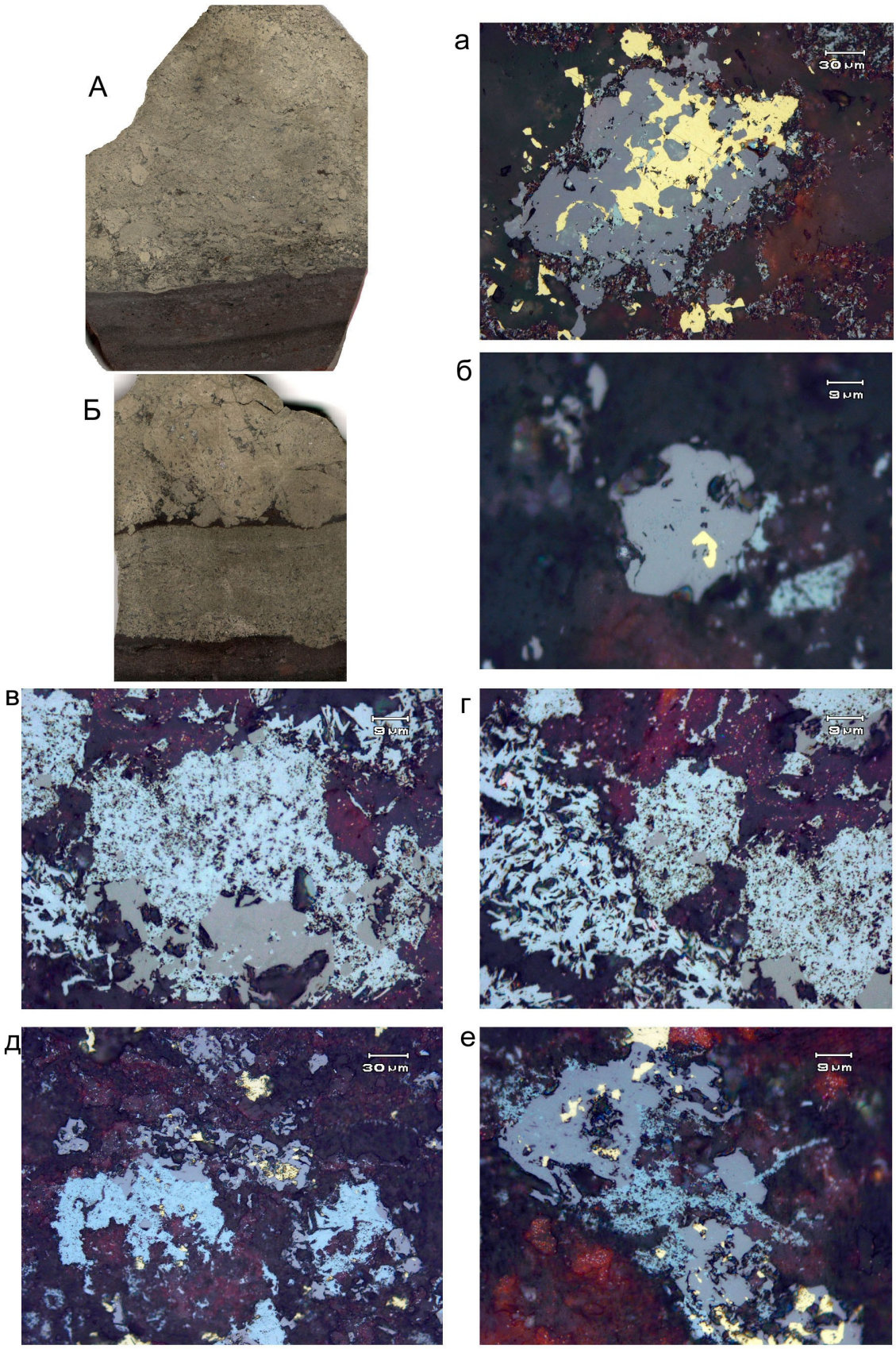
Фототаблица 14. Золото в госсанитах: а – золотина угловатых очертаний в галенит-пиритовой ассоциации в коллювиальной руде, б – то же фото СЭМ; в – золотина в прожилке халькопирита в пиритовом обломке (пиритовый обломок замещается халькопиритом) в госсаните, г – то же, фото СЭМ; д – золото удлиненной формы в пирите коллювиальной сульфидной руды; е-ж – золото кристаллоподобной формы в новообразованном халькопирите в госсаните в ассоциации с баритом; з – то же, фото СЭМ. а, в, д, е, ж – отраженный свет. Чебачье медно-цинково-колчеданное месторождение, скв. 3441. Анализы золота приведены ниже.



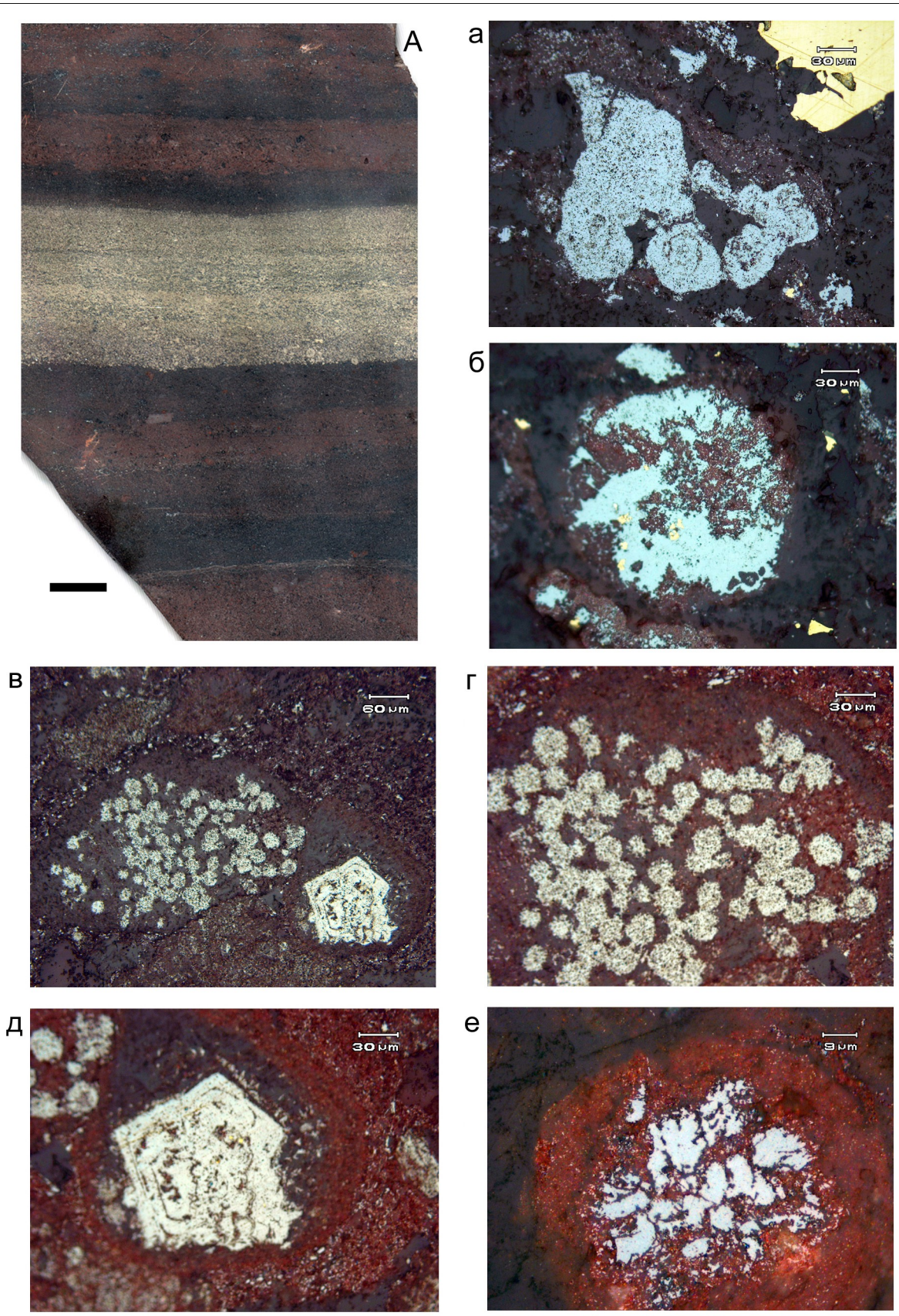
Фототаблица 15. А – переслаивание псевдоморфных хлорит-гематитовых госсанитовых слоев с градационно-слоистыми сульфидными песчаниками, полированный образец. а-е – псевдоморфозы гематита с реликтами сульфидов по сульфидным частицам, отраженный свет. Молодежное медно-цинково-колчеданное месторождение, обр. Мол-08-1.



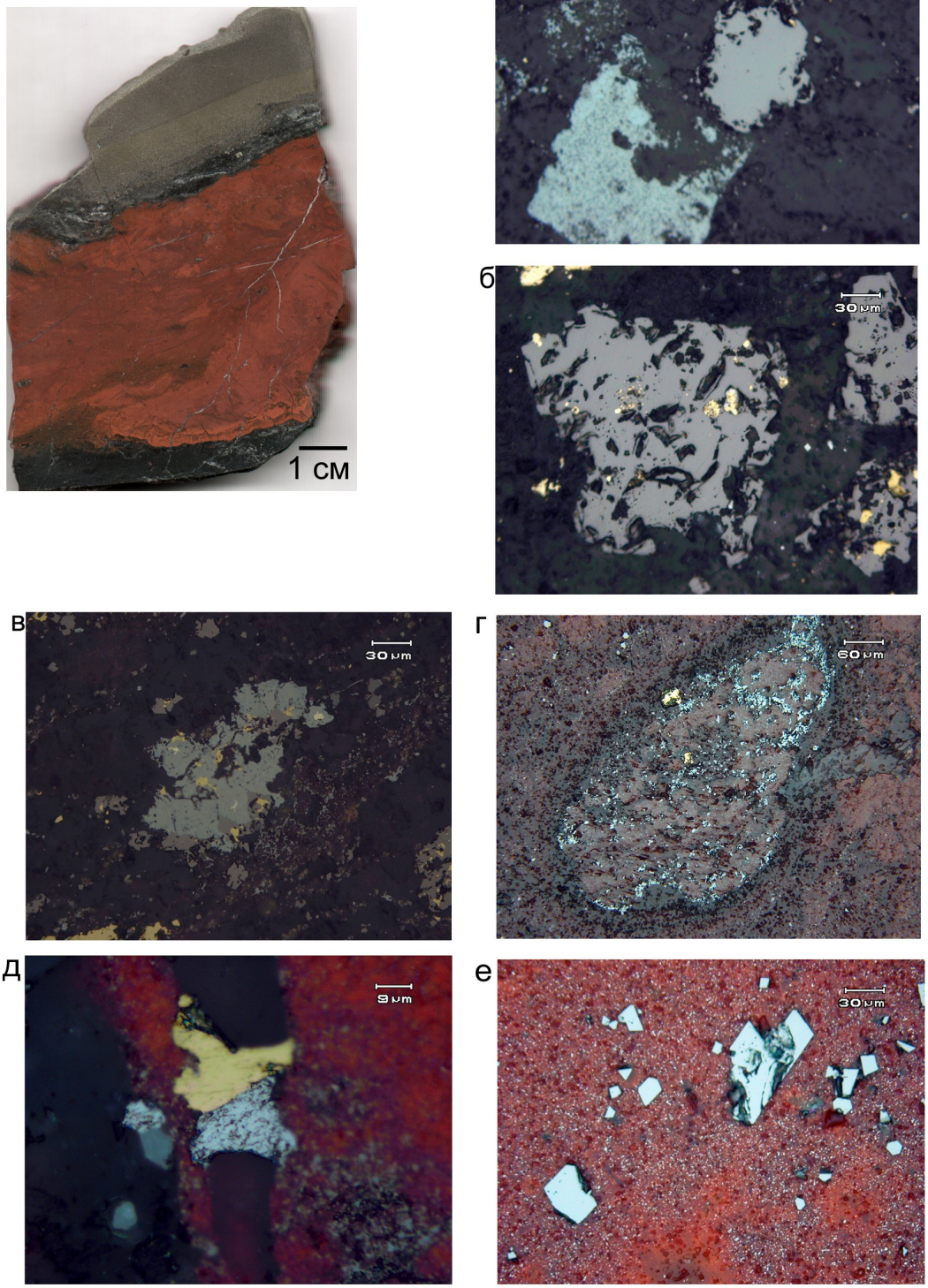
Фототаблица 16. Замещение магнетитом гематитовых псевдоморфоз с реликтами сульфидов по обломкам сульфидной руды, отраженный свет. Молодежное медно-цинково-колчеданное месторождение, обр. Мол-08-1.



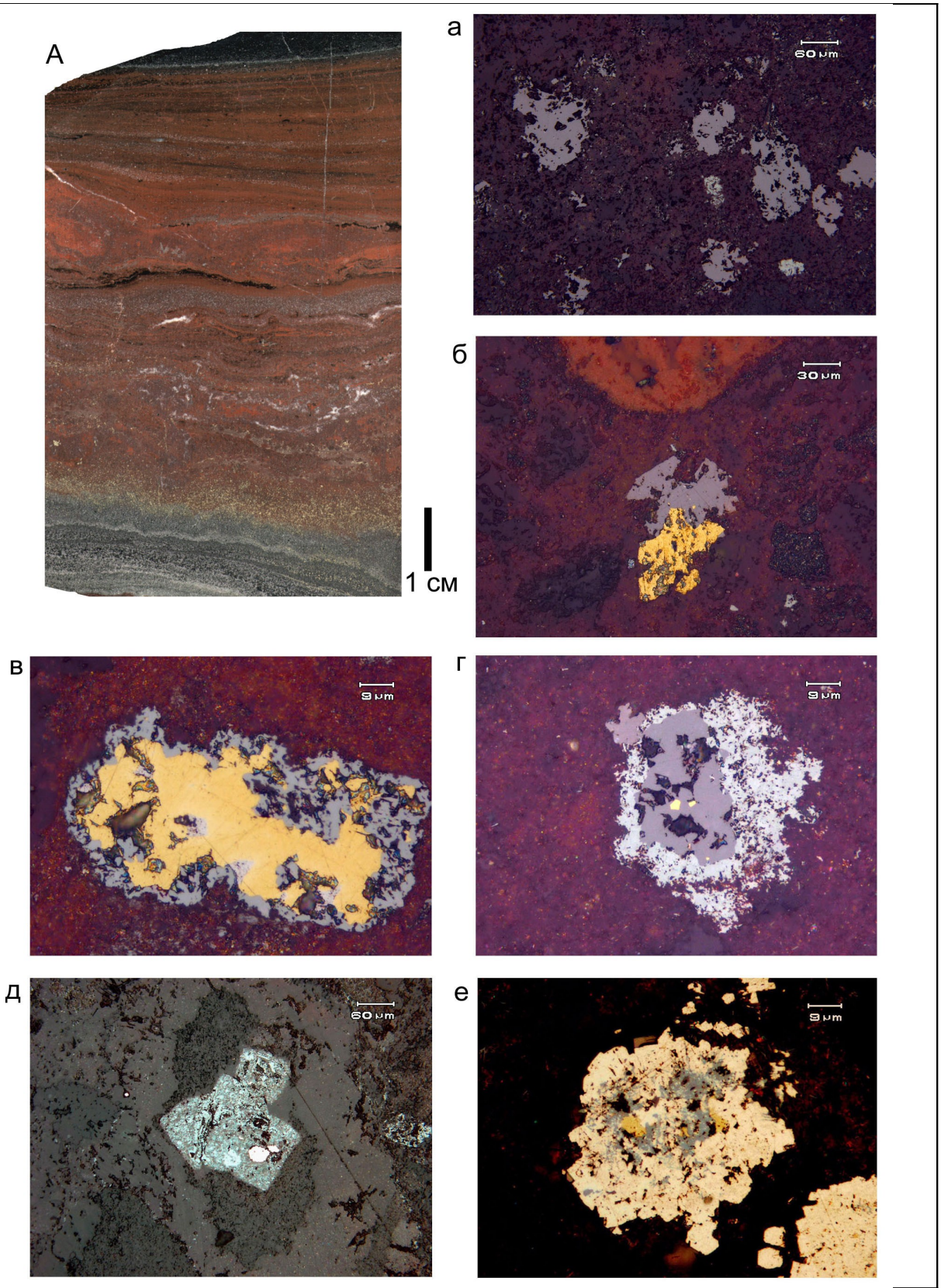
Фототаблица 17. А-Б – градационно-слоистые сульфидные руды в переслаивании с хлорит-магнетит-гематитовыми госсанитами, полированные образцы (Замещение гематитовых псевдоморфоз магнетитом. Реликты сульфидов, в основном халькопирит, в псевдоморфозах сохраняются. а-е – отраженный свет. Молодежное медно-цинково-колчеданное месторождение. Обр. 08-6 и 08-7.



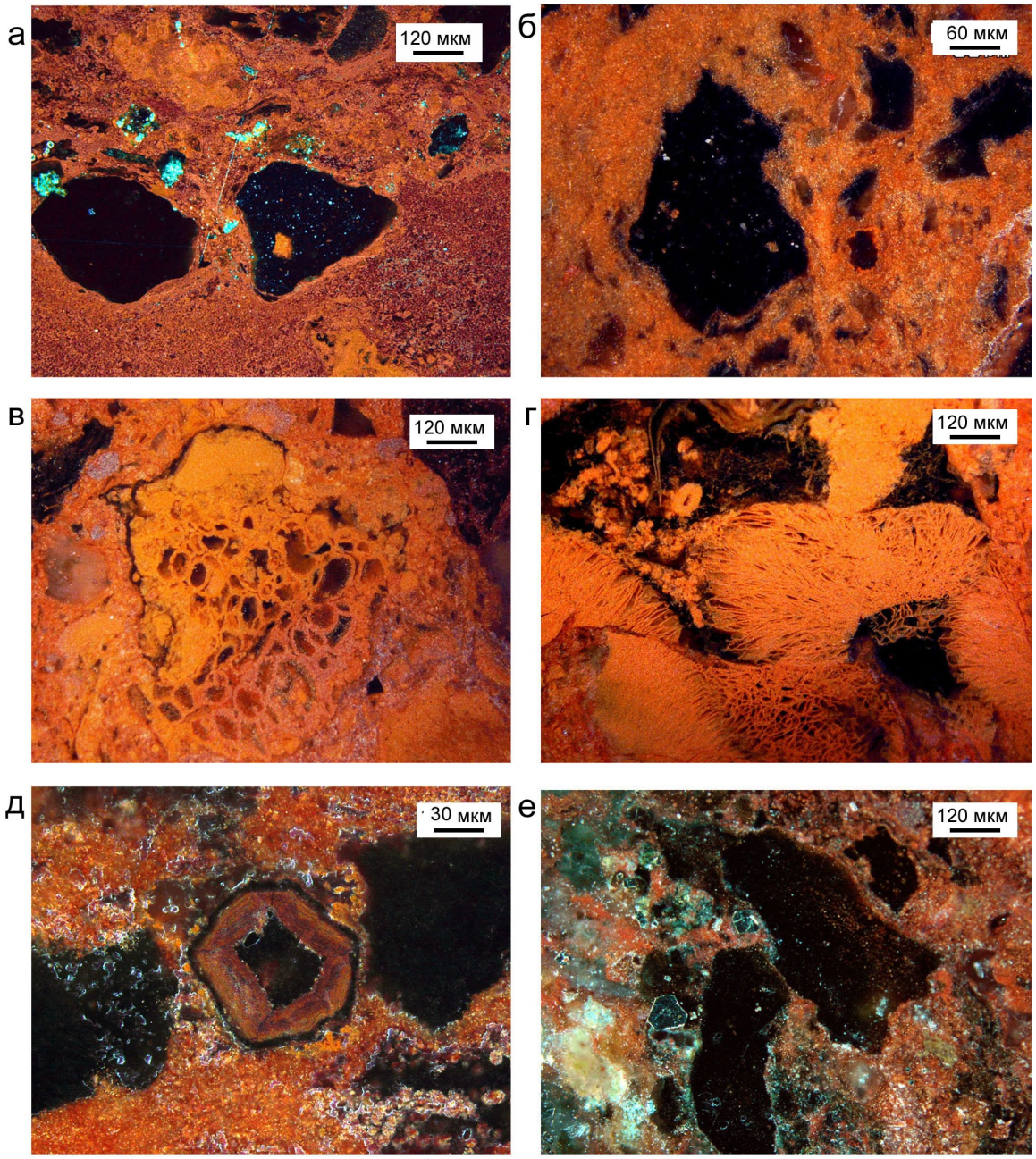
Фототаблица 18. А – переслаивание хлоритолитов, хлорит-гематитовый госсанитов и сульфидных песчаников, полированный образец. Гематитовые (серо-голубое) псевдоморфозы по обломкам сульфидов в свою очередь замещаются гематит-кварцевыми (красное) агрегатами, отраженный свет. В псевдоморфозах сохраняются первичные структуры сульфидов. Молодежное медно-цинково-колчеданное месторождение, обр. Мол-1.



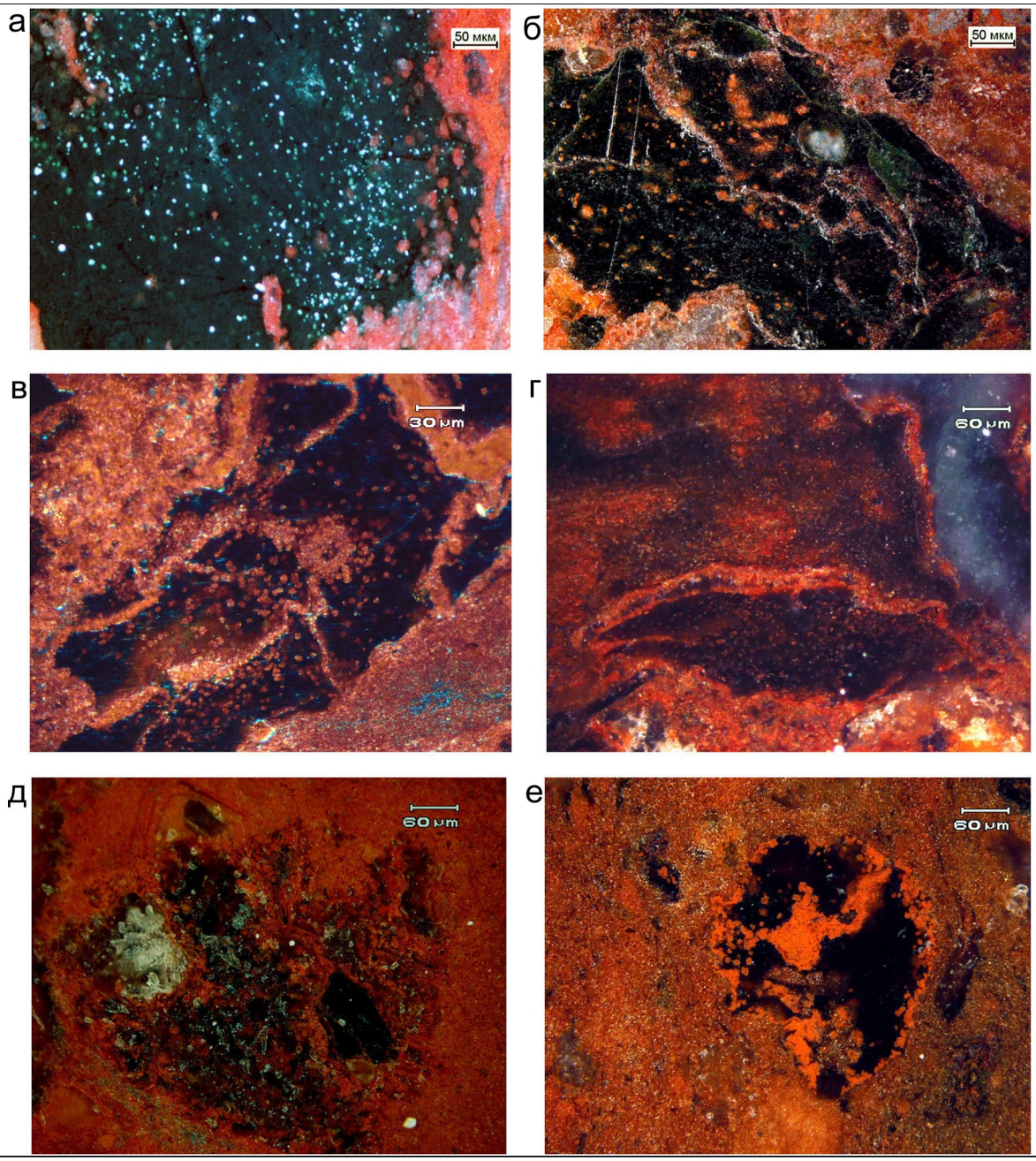
Фототаблица 19. А – слой гематит-кварцевых госсанитов в переслаивании с сульфидными песчаниками и хлоритолитами, полированный образец. а-б – псевдоморфозы гематита и магнетита в гематит-кварцевых госсанитах; в – реликты барит-магнетит-халькопирит-пиритовых ассоциации в госсанитах, г – полная псевдоморфоза гематита и гемиатит-кварцевых агрегатов по пирит-халькопиритовому рудокласту; д – халькопирит-галенитовая ассоциация в прожилке кварца в гематикварцевой массе; е – кристаллы магнетита в основной гематит-кварцевой массе. а-е – отраженный свет. Учалинское медно-цинково-колчеданное месторождение, обр. Уч-08-14.



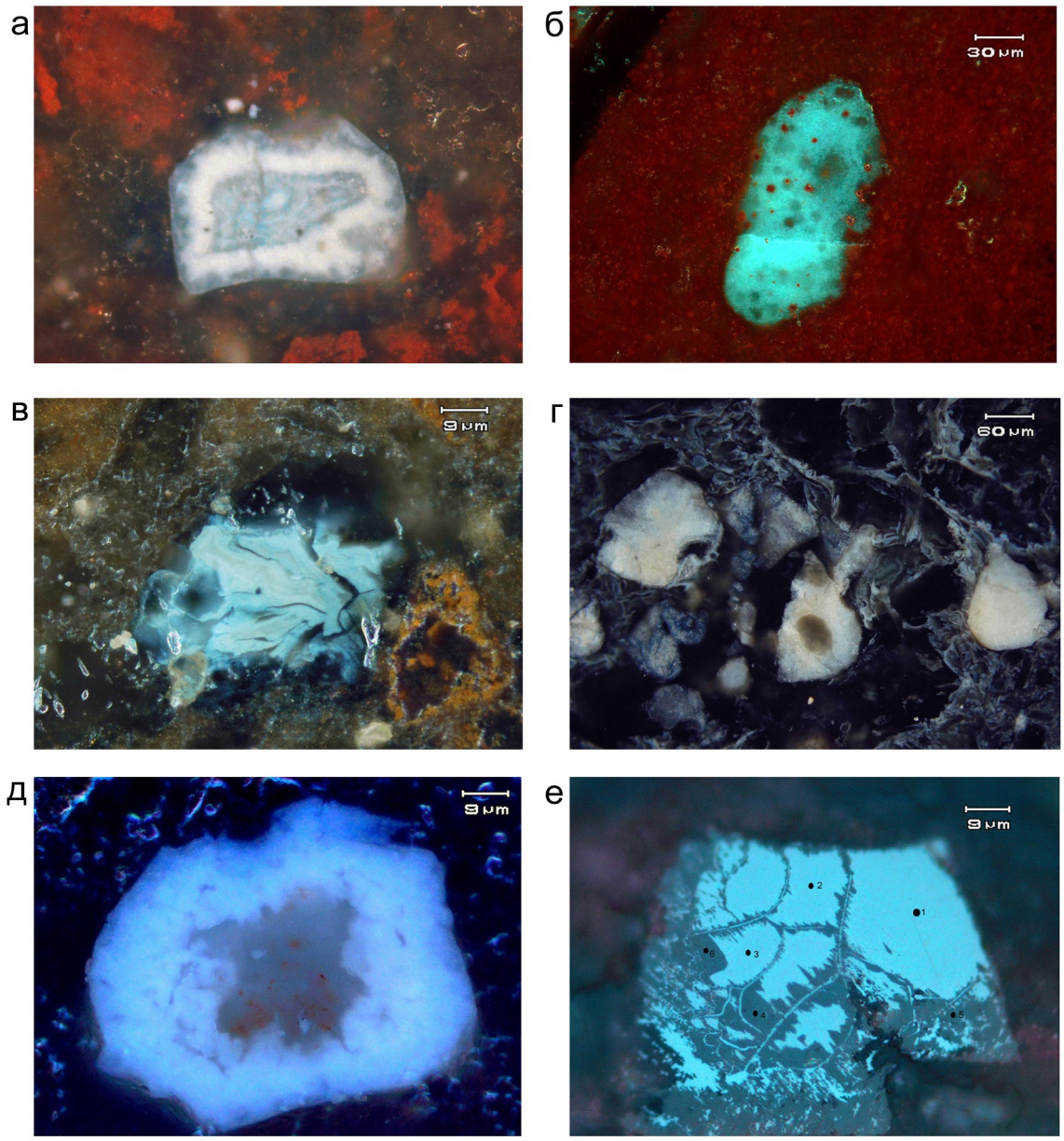
Фототаблица 20. Прослой гематит-кварцевых госсанитов в переслаивании с хлоритолитами над сульфидными песчаниками. Реликты сульфидных руд в госсанитовых слоях: а – псевдоморфозы магнетита по халькопириту, б – халькопирит-магнетитовая ассоциация, в – замещение халькопирита магнетитом, г – халькопирит-магнетитовая ассоциация с гематитовой наружной оторочкой, д-е – замещение кристаллов пирита гематитом (серо-голубое). Отраженный свет. Александринское медно-цинково-колчеданное месторождение.



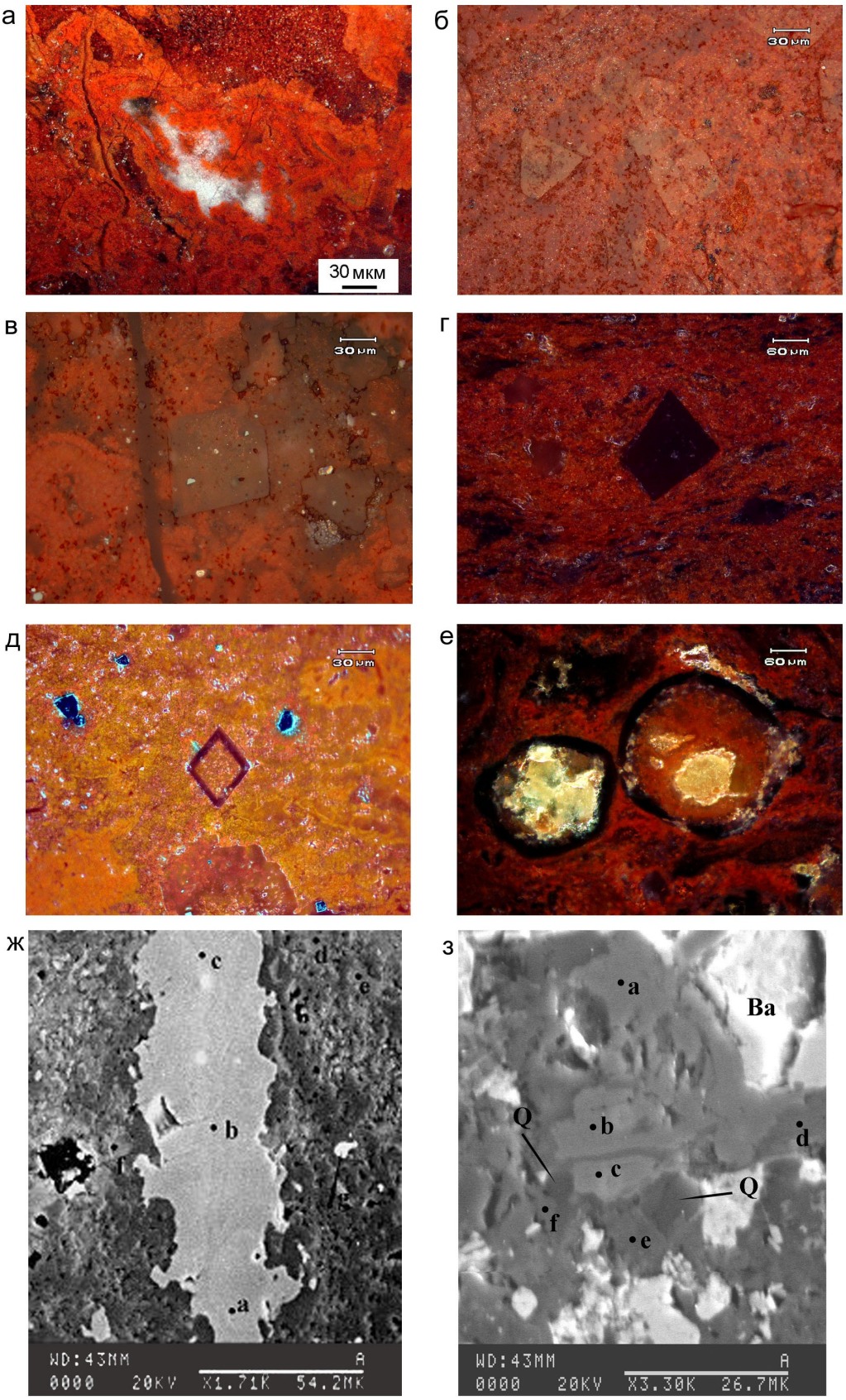
Фототаблица 21. Реликты хлоритизированных гиалокластов (черное) в госсанитах Молодежного (а), Узельгинского (б, в), Талганского (г), Александринского (д) и Бабарыкинского (е) месторождений. Отраженный свет, темнопольное изображение.



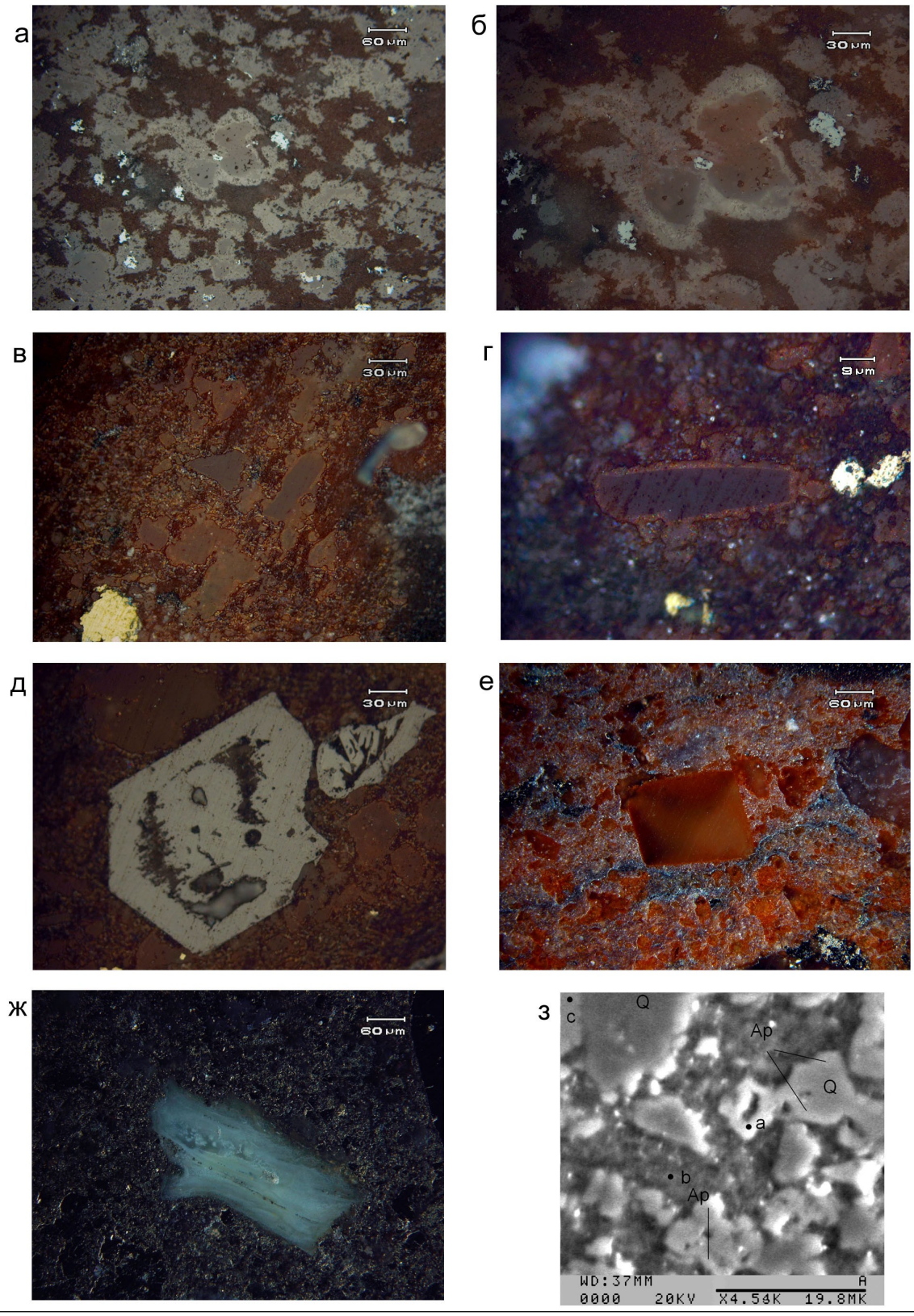
Фототаблица 22. Несортированные изометричные и удлиненные гиалокласты темно-зеленого (до черного) цвета, иногда с точечными включениями или сгустками лейкоксена (белое) в госсанитах. Нередко они теряют обломочную форму, сливаясь друг с другом, и образуют сплошную массу. Наблюдается замещение гиалокластов гематит-кварцевыми агрегатами. По мере изменения гиалокласты постепенно приобретают неравномерный красновато-оранжевый цвет. При этом оксиды железа обособляются в форме многочисленных сфероидальных комочков. Использованы образцы Бабарыкинског, Александринского и им. XIX Партсъезда месторождений. Отраженный свет, темнопольное изображение.



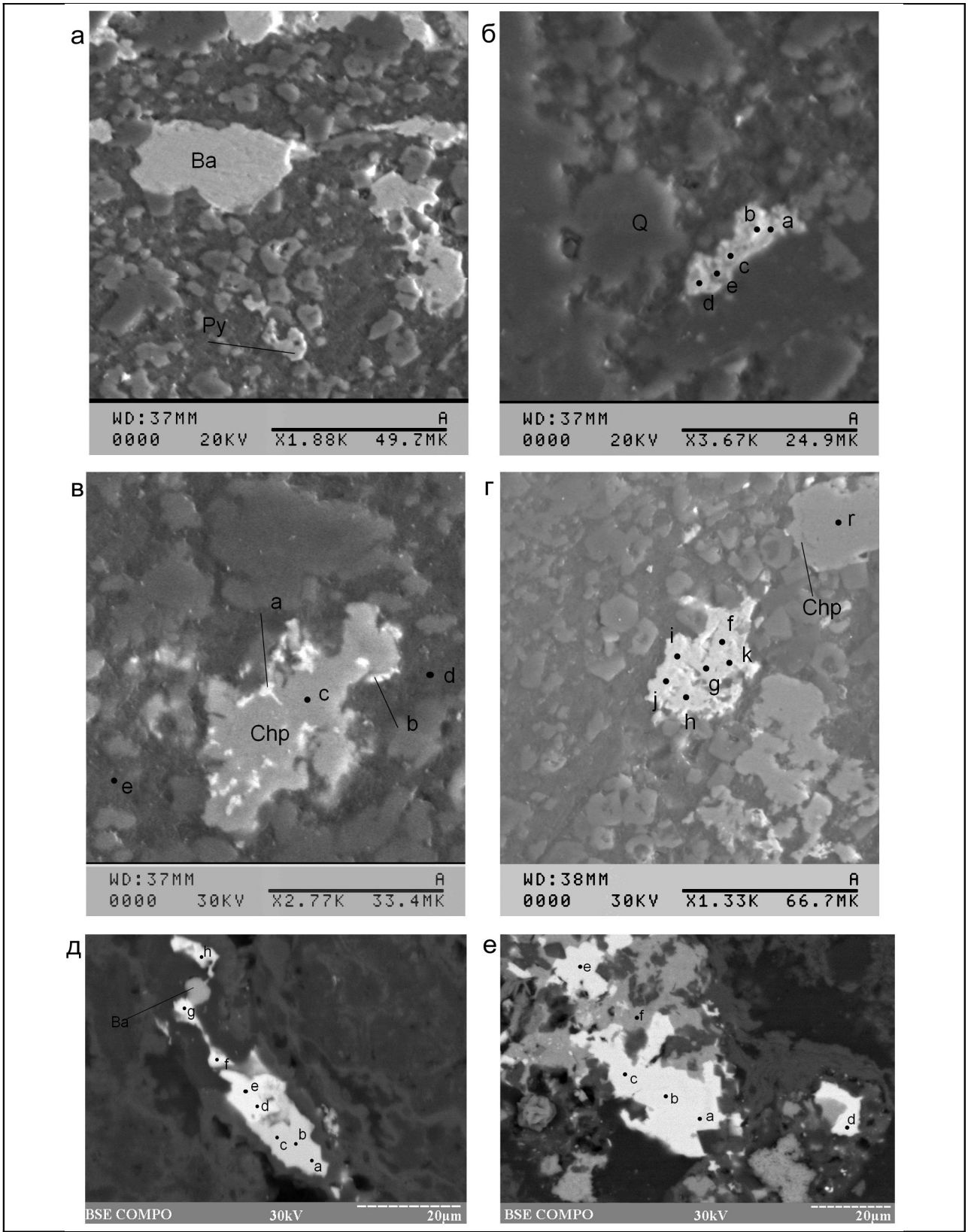
Фототаблица 23. Реликтовые лейкоксен-анатазовые кристаллы в госсанитах, ассоциирующие с гиалокластами, отраженный свет, темнопольное изображение. Использованы образцы госанитов из Талганского (а, б), Бабарыкинского (в, г), Александринского (д), Молодежного (е) месторождений. Отраженный свет, темнопольное изображение.



Фототаблица 24. Карбонатный материал в составе госсанитов: реликтовые обломки (а), кристаллы кальцита (б, в), доломита (г, д), монгеймита (е, ж), анкерита и сидерита. а-е – отраженный свет, темнопольное изображение, ж-з – СЭМ фото. Использованы образцы госсанитов Талганского (а, б), Учалинского (в), Александринского (г, д), Бабарыкинского (е, ж) и Чебачьего (з) месторождений.



Фототаблица 25. Мезозойские металлоносные отложения, месторождение Лаханос (Понтиды: а – кварц-глинистая основная масса госанитов с вкрапленностью гетит-гематита; б – деталь рис. а; в – реликты окремненных вулканических стекол и халькопирит в ожелезнонной массе; г – вулканическое стекло о железистой оторочкой; д – крупные кристаллы гетита с баритом (прозрачное) среди ожелезненного вулканического стекла; е – диагенетический кристалл доломита в кварц-гематитовой массе; ж – стяжение титановых фаз в глинистой массе госсанитов; з – кристаллы апатита в кварц-глинистой массе.



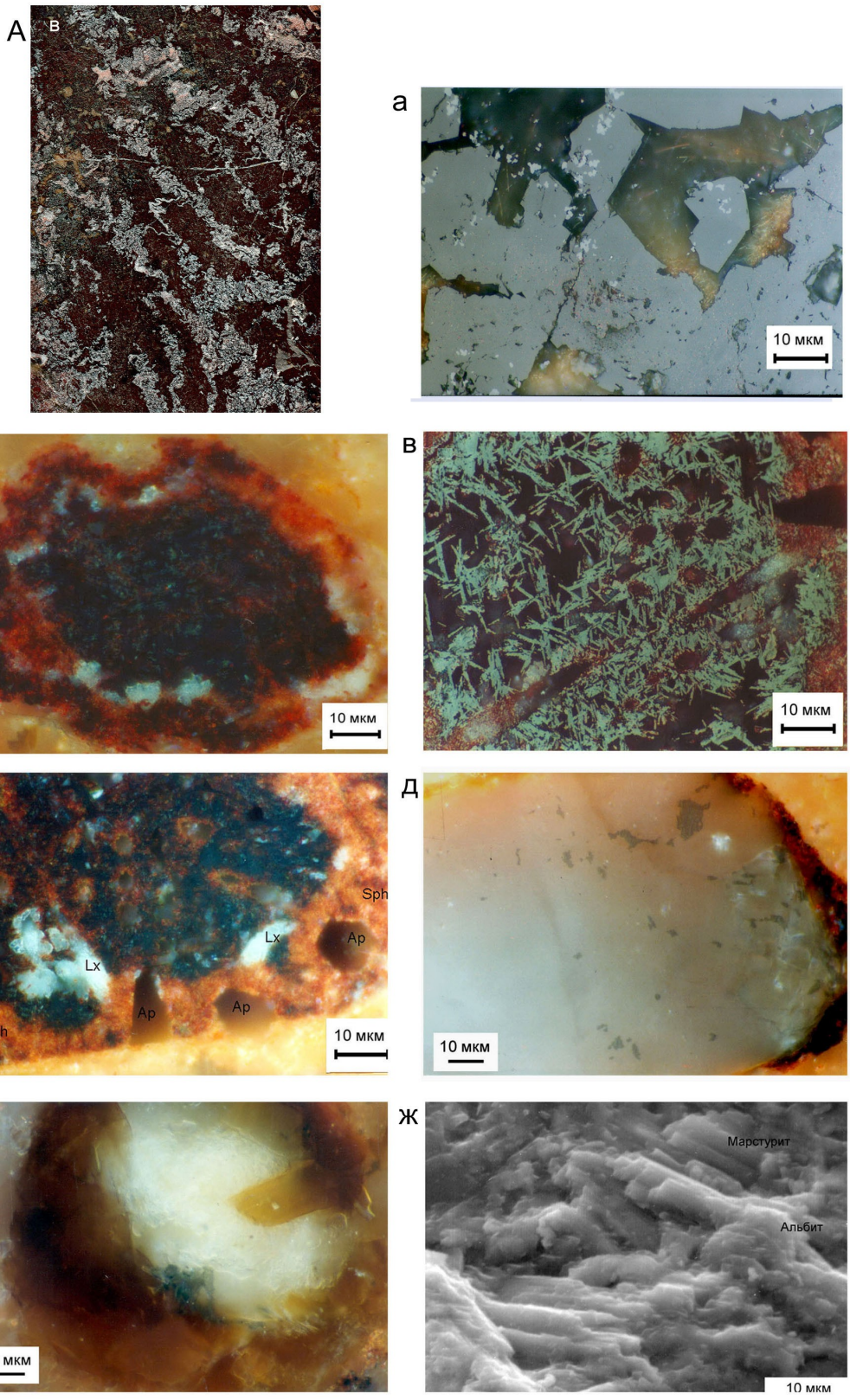
Фототаблица 26. Акцессорные минералы в сульфидной ассоциации в госсанитах месторождения Лаханос (Понтиды). СЭМ-фото. Изображение участка образца: а – баритовые (Ba) и пиритовые обособления в кварц-глинистой массе; б – выделения колорадоита (a, b, c, d, e) в кварц-глинистой массе; в – айкинит (a, b)-халькопиритовая ассоциациця в кварц-глинистой массе; г – развитие айкинита (f, g, h, i, j, k) в теннантите (серое) и халькопиритовые (Chp, r) обособления среди кварца и глинистых минералов; д – виттихенит (a, b, c) и эмплектит (d, e, f, g, h) в баритовой ассоциации; е – виттихенит (a, b, c, d, e) в борните (f, g, h) среди карбонатов (темно-серое).

УМБРИТЫ

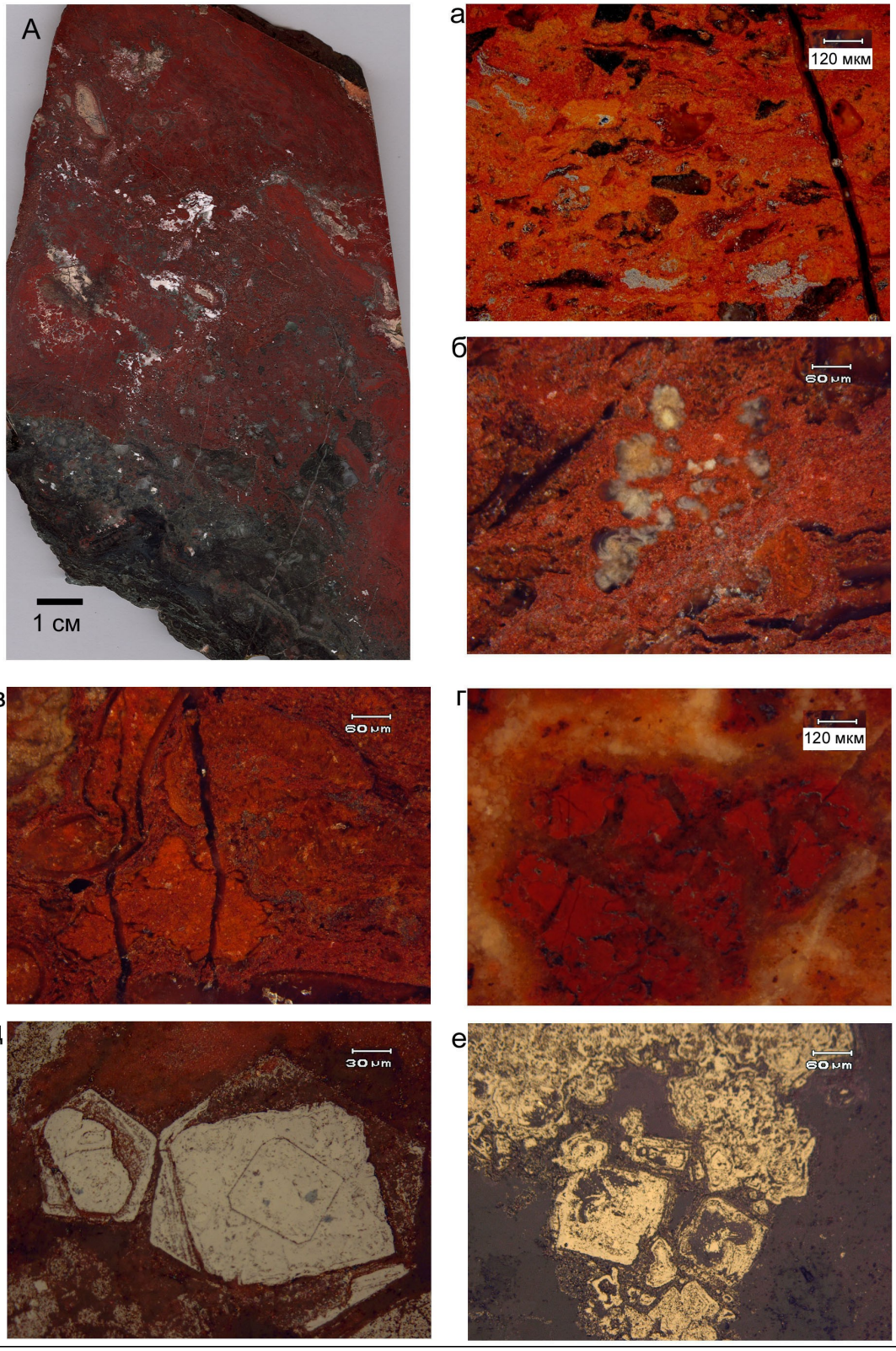
Умбриты или умбры (umber – умбра, англ.) – оксидно-железистые отложения с повышенными содержаниями марганца, примесью глинистого, кремнистого или карбонатного материалов. По Х. С. Дженкинсу [Jenkyns, 1986], на Кипре к умбрам относятся каштанового цвета кремнистые аргиллиты, обогащенные железом, марганцем, цветными металлами и редкоземельными элементами. Он считает, что для образования этих пород важно субмаринное окисление сульфидов. По А. Флиту и А. Робертсону [Fleet, Robertson, 1980], умбриты, обнаруженные в офиолитовых комплексах Омана, рассматриваются как следствие хорошо изученного железо-марганцевого фракционирования в процессе постепенного окисления гидротермальных растворов по мере удаления от места вытекания их на морское дно. Во многих известных примерах умбриты ассоциируют с оксидно-железистыми, колчеданными и карбонатными телами [Геосинклинальная и океанская ..., 1984]. Появление умбритов объясняется растворением кислыми термами карбонатного материала при его осаждении.

На Урале умбриты впервые установлены на Талганском колчеданном месторождении в кровле госсанитового горизонта и среди рудокластических фаций, и залегают непосредственно под известняковой толщей [Санько, Масленников, 1987; Аюпова, 2000]. В кровле госсанитов умбриты образуют марганцевую шляпу на месторождении им. XIX Партсъезда. В виде красно-бурых и черных корок и прослоев они локализуются и в кровле слоев джасперитов (Южно-Талганский участок) [Аюпова, 2004]. Также, как и в умбритах Омана, в южно-уральских умбритах отмечены признаки замещения карбонатов, сульфидов и дацитовых гиалокластов и их хлорит-смектитов аутигенными марганец-железисто-кремнистыми минеральными ассоциациями.

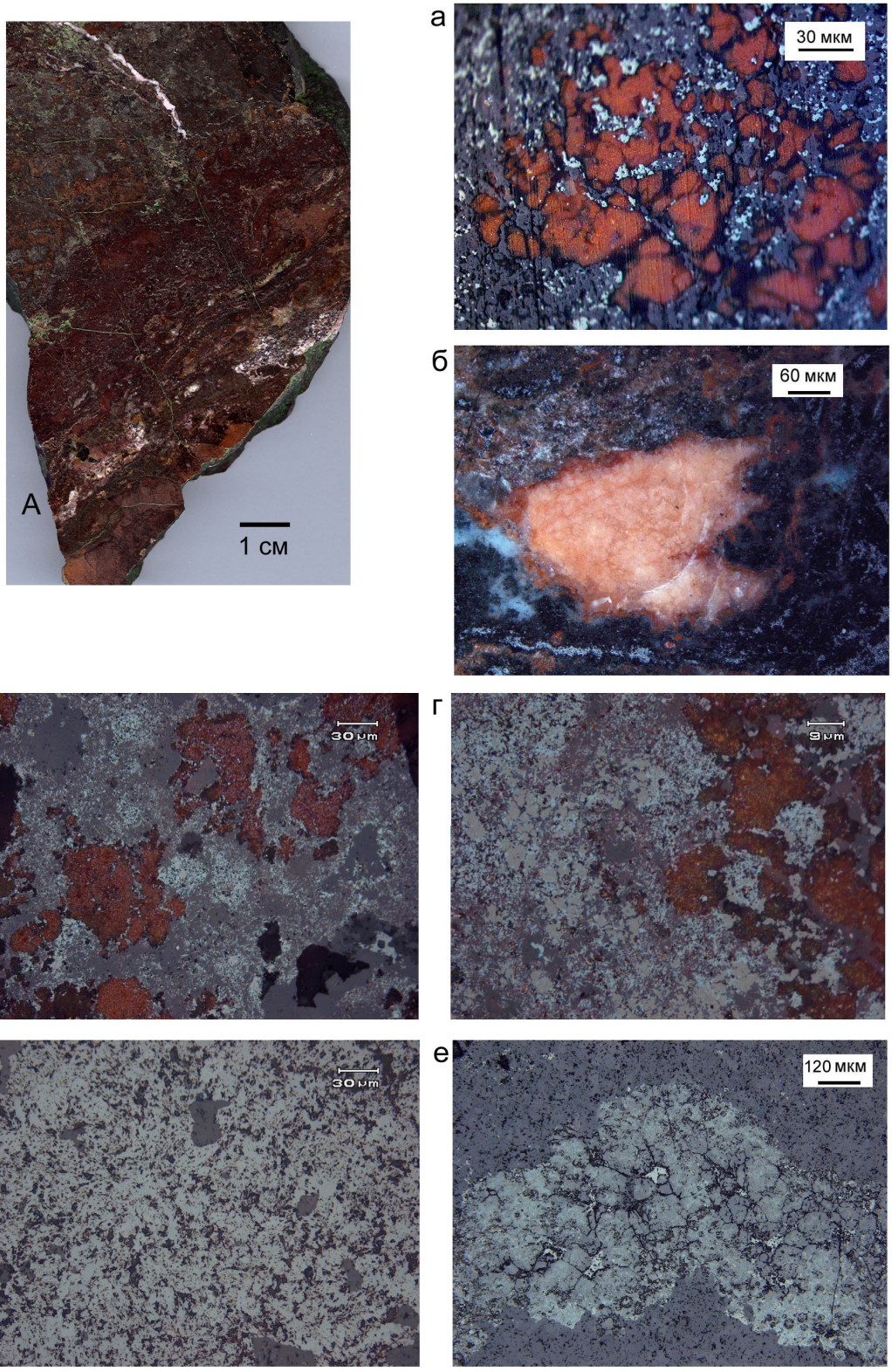
Главными марганцевыми минералами талганских умбритов являются гаусманит, браунит, марстурит, марганцовистый кальцит и родохрозит. К второстепенным относятся марганцовистый андрадит, якобсит, магнетит, апатит и анатазовые разновидности лейкоксена. Наблюдаются признаки замещения фенокристаллов альбита водными силикатами Mn-Ca-Fe группы неотокита. Среди них как переходная фаза определен марстурит $NaCaMn_3[Si_5O_{14}]OH$ – силикат марганца, относящийся к группе намбулита [Аюпова, 2003]. В некоторых умбритах обнаружены оксидно-железистые бактериоморфные нити, покрытые марганцовистыми пленками в ассоциации с аутигенным апатитом [Аюпова, 2001; 2004].



Фототаблица 27. А – браунит-гематит-карбонатная порода клочьевидной текстуры, полированный образец; а – кристаллы браунита в карбонатной матрице, б-г – обломки частично лейкоксенизированного и сфенизированного титаномагнетит с кристаллами апатита в карбонатной матрице; д-е – альбит-марстуритовая ассоциация в карбонатной матрице: а – альбит (белое) с гематитовой каймой (красное) и участком развития марстурита (серое), е – развитие марстурита по альбиту, ж – кристаллы марстурита. а-е – отраженный свет, темнопольное изображение, ж – СЭМ фото. Южно-Талганский участок (2 км южнее Талганского месторождения), обр. 6108-71.2.



Фототаблица 28. А – Контакт гиалокластитов с гематит-кварцевой породой, обогащенной марганцем (содержание марганца до 8 мас. %), полированный образец; а – реликты гиалокластов (черное) в гематит-кварцевой основной массе, б – карбонатный материал в гематит-кварцевой массе, в – гематититзированные обломки в мелкообломочной матрице того же состава, г – реликты гематит-кварцевого состава среди андрадита, д-е – псевдоморфозы гематита по кристаллам зонального пирита. а-е – отраженный свет (а-г – темнопольное изображение). Медно-цинково-колчеданное месторождение им. XIX Партсъезда, обр. XIX-4.

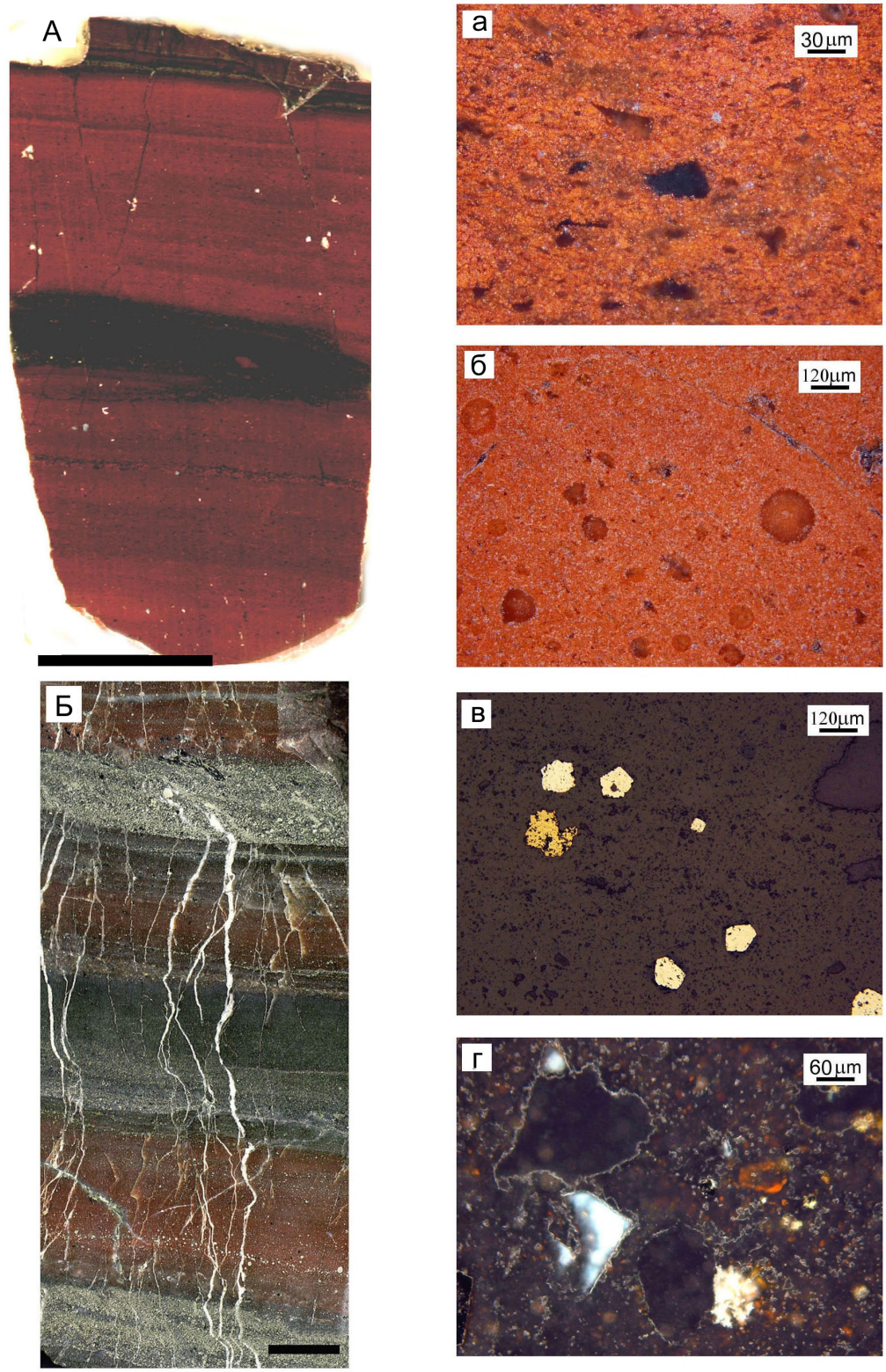


Фототаблица 29. А – пятнисто-обломочная марганцевая порода (мас. %: MnO 45.99, Fe_2O_3 10.19, CaO 7.72, SiO_2 15.10, Na_2O 0.12), содержащая оксиды марганца, карбонаты, андрадит и якобсит с реликтами гиалокластики, полированный образец; а – реликты гематитизированной гиалокластики в оксидно-марганцевой массе, б – реликт карбонатного материала в марганцевой основной массе, в-г – участки гематитизированной гиалокластики (красное) и карбонатов (темно серое) среди якобсит-андрадитовой массы, д – замещение поздними оксидами марганца (светло-серое) якобсита (д) и граната (е). Отраженный свет, а-б – темнопольное изображение. Медно-цинково-колчеданное месторождние им. XIX Партсъезда, обр. XIXu-1.

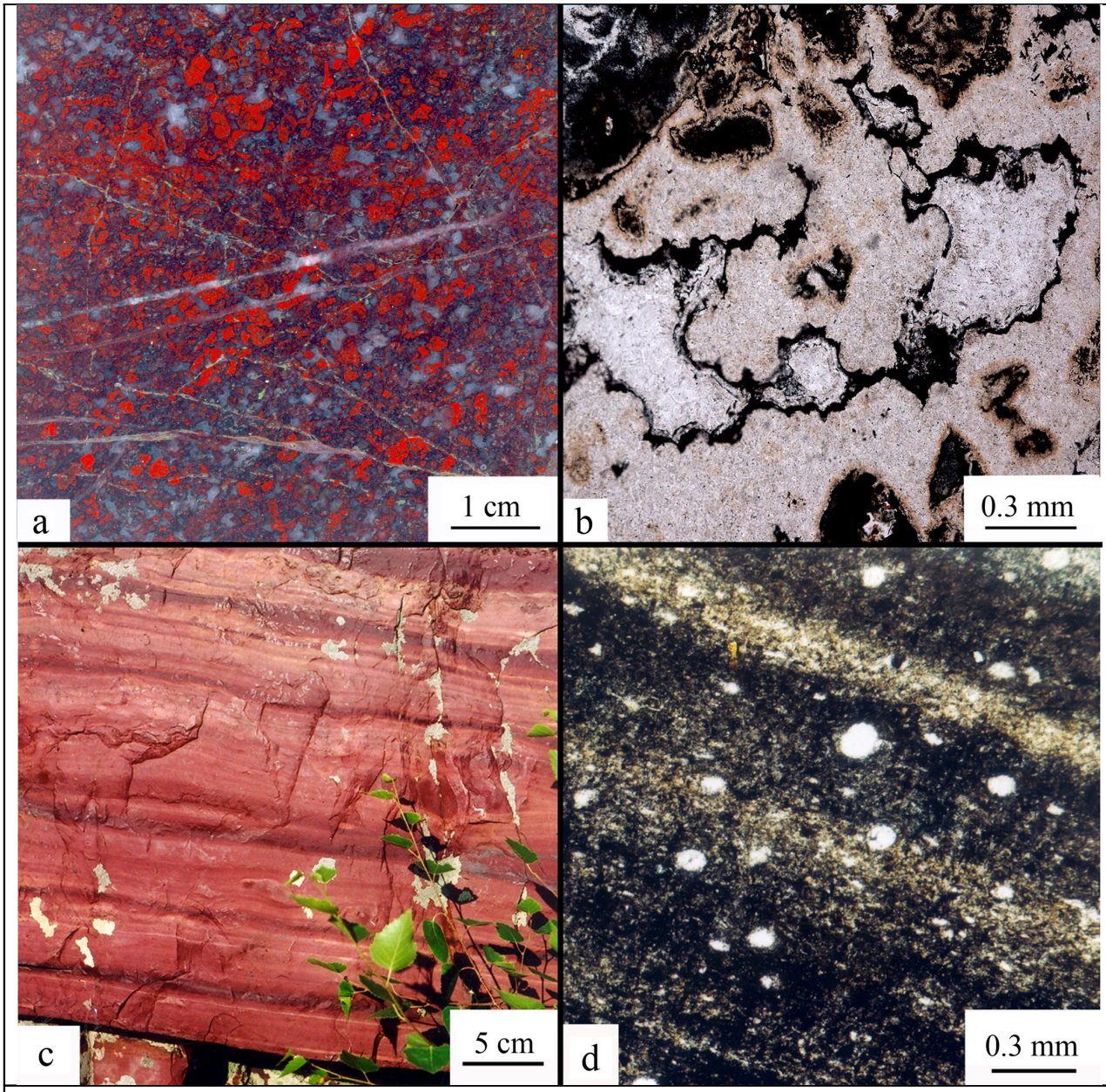
ЯШМЫ И КРЕМНИСТЫЕ ПЕЛИТОЛИТЫ

Осадочные кремнистые породы обычно залегают в надрудных толщах колчеданных месторождений. Гораздо реже они встречаются в рудоконтролирующих горизонтах, появляясь с удалением от рудных тел на флангах колчеданоносных полей. Кремнистые пелитолиты представлены на Сибайском, Октябрьском, Талганском и и др. колчеданных месторождениях, окрашены в зеленый, серовато-желтый, коричневый или вишнево-красный цвет. В пределах рудовмещающих толщ эти слои имеют мощность от 1 см до 2-3 м. Наибольшие мощности встречаются в погруженных участках рудоносных депрессий. Обычно они приурочены к дистальным турбидитам и фациально сменяют оксидно-железистые образования. Текстура кремнистых пород и вмещающих осадков параллельно-слоистая, ритмично-слоистая, градационная и оползневая. Под микроскопом в проходящем свете видно, что кремнистые пелитолиты содержат микрокластического гиалокластического материала. Электронная микроскопия выявляет кристалломорфную микроструктуру с яшмовым субнавакулитовым рельефом поверхности реплик [Масленников, 1991]. Кроме кварца в состав кремнистых пелитолитов входят хлориты, калиевые гидрослюды, эпидот, лейкоксен, иногда кристаллокластический альбит. Незначительная примесь тонкодисперсного гематита окрашивает породу в густые темно-красные цвета. Гематит замещает гиалокласты или присутствует в виде темно-красных метаколлоидных сгустков, которые образуют тончайшие слойки и линзочки. Иногда в таких слойках встречаются многочисленные радиолярии.

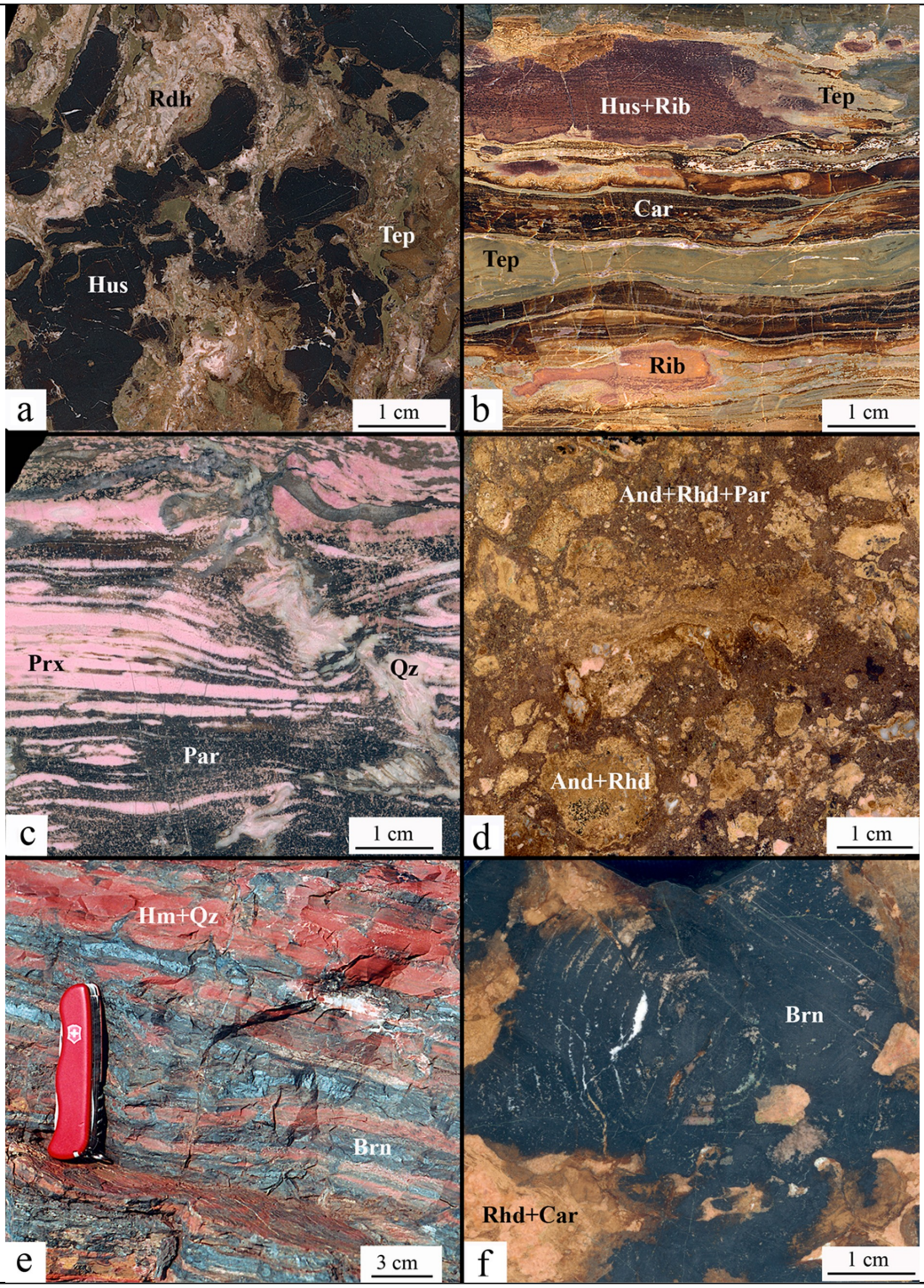
По петрографическим характеристикам кремнистые породы сходны с ленточными яшмами бугулыгырского горизонта, вмещающими марганцевые руды, и силицитами мукасовского горизонта. Однако по сравнению с ними они содержат меньше свободного SiO_2 больше Al_2O_3, FeO, MgO и характеризуются более широкими вариациями алюмо-кремниевого модуля (Al_2O_3/SiO_2=0.02–0.2). Это обусловлено тем, что в кремнистых пелитолитах почти всегда присутствует примесь гиалокластического материала, земещенного гидрослюдой и хлоритом. Можно предполагать, что гиалокластика и продукты ее разложения могли создавать «мутьевые облака» в процессе движения автокиентических потоков. В дальнейшем часть суспензий оседала под действием гравитации. Этим объясняется закономерное положение кремнистых пелитолитов в кровле циклитов гиалокластогенных турбидитов. Часть кремнезема видимо освобождалось при разложении вулканического стекла, часть накапливалась хемогенно-осадочным путем за счет высачивания кремнистых гидротерм, а часть поступала с радиоляриями, усваивавшими кремнезем, предварительно растворенный в морской воде.



Фототаблица 30. А – яшмовые слои, переслаивающиеся с хлоритизированными гиалокластитами, полированный образец: а – реликты гиалокластического материала в яшмовых слоях, б – реликты радиолярий в яшмовых слоях, Александринское медно-цинково-колчеданное месторождение, обр. 5908. Б – красно-серые сульфидизированные, переслаивающиеся с сульфидными турбидитами, полированный образец: в – эвгедральные кристаллы пирита и халькопирит в красных кремнистых слоях, г – кварцевые (серое) и кварц-гематитовые (оранжевое) псевдоморфозы по гиалокластам и стяжения лейкоксена (белое) в мелкообломочной массе того же состава. Октябрьское медно-цинковое колчеданное месторождение, окт-1. а-г – отраженный свет.



Фототаблица 31. Текстуры и структуры джаспери́тов (*a* and *b*) и яшм (*c* and *d*) марганцевых месторождений. *a* – брекчиевидная текстура джаспери́тов (фотография образца), *b* – колломорфно-глобулярная структура джаспери́тов (фотография шлифа без анализотора, светлые участки – кварц, темные – гематит); *c* – тонкополосчатая текстура яшм (фотография образца), *d* – микрослоистая текстура с реликтами раковин радиолярий – реликтовая органогенная структура (фотография шлифа без анализатора; светлые участки – кварц, темные – смесь кварца с тонкодисперсным гематитом и терригенным материалом; округлые выделения – замещенные кварцем реликты раковин радиолярий).



Фототаблица 32. Текстуры марганцевых руд. *a– d* – оксидно-карбонатно-силикатные руды: (*a*) гаусманнит-тефроит-родохрозитовая руда пятнистой текстуры, (*b*) полосчатая кариопилит-риббеит-родохозит-тефроитовая руда, (*c*) полосчатая квац-пироксмангитовая руда с парсеттенситом, (*d*) родонит-андрадитовая порода с парсеттенситом, пятнистой, реликтовой вулканокластической текстуры (фрагменты вулканокластики замещены родонит-андрадитовым агрегатом, цемент замещен парсеттенсит-андрадит-родонитовым агрегатом). *e–f* – оксидно-силикатные руды: (*e*) гематит-браунит-кварцевая руда ритмично-плосчатой тестуры, (*f*) ритмично-зональное кальцит-браунитовое обособление (метаконкреция) в родонит-кариопилитовом агрегате.

Минералы: Hus − гаусманит, Hm − гематит, Qz − кварц, Rdh − родохрозит, Rdn − родонит, Prx – пироксмангит, Tep − тефроит, Rib −риббеит, Car −кариопилит, Par −парсеттенсит, And −андрадит, Brn − браунит.

МАГНЕТИТОВЫЕ РУДЫ

Магнетитовые руды авторами проекта изучены на примере Глубоченского железорудного месторождения, приуроченного к осевой части Тюменско-Кустанайского прогиба, сформировавшегося на месте сочленения герцинских сооружений Урала и более древних складчатых структур Казахстана [Железорудная …, 2007].

Геологический разрез Глубоченского месторождения характеризуется как существенно вулканогенно-осадочный (интрузивные образования в пределах рудного поля не выявлены). Рудовмещающая толща состоит из переслаивающихся вулканокластитов смешанного состава и полимиктовых алевропесчаников с прослоями известняков. Наблюдаемые ассоциации нерудных минералов соответствуют зеленосланцевой фации метаморфизма. Рудные тела стратиформны, приурочены к контакту вулканогенной пачки и известняков и слагают серию линзовидных и пластообразных тел общей мощностью 80–90 м.

По текстурным признакам выделяются руды массивные, брекчиевые и слоистые, которые неоднократно перемежаются в разрезе. Руды имеют мелко- и среднезернистое строение. Минеральный состав их весьма прост: основу руд составляет магнетит, также присутствуют гематит, мартит, пирит, халькопирит. Намечается преемственность ассоциаций силикатов, карбонатов и алюмосиликатов, присутствующих в рудах и во вмещающих породах. Наиболее часто в составе руд наблюдаются кальцит, хлорит, плагиоклаз, биотит, апатит.

Магнетит встречается в виде трех разновидностей. *Магнетит-1*обычно слагает зерна, имеющие неправильную форму и размер в десятые и тысячные доли миллиметра, образующие либо сплошные агрегатные скопления, либо рудную вкрапленность различной интенсивности в нерудной массе. В общей однородной массе магнетита-1 наблюдаются отдельные участки, сложенные мелкими кристаллами гематита пластинчатой формы с более высокой отражательной способностью.

Среди магнетита-1 встречаются одиночные выделения или небольшие скопления крупнокристаллического *магнетита-2*. При травлении выявлено его зональное строение. Зональные кристаллы магнетита иногда обнаруживают менее плотные неоднородные центры с пластинчатым строением и четкую внешнюю зональность.

Магнетит-3 образует порфировидные выделения. Они представлены изометричными зернами с неровными очертаниями и часто в них отмечаются включения пирита, редко – халькопирита.

Пирит образует неравномерную вкрапленность в руде, нередко вытянутые участки, возможно в направлении бывшей слоистости и больше тяготеет к нерудным минералам. Часто пирит располагается между индивидами магнетита, приспосабливается к его очертаниям и не обнаруживает никаких признаков замещения. При этом соседние зерна магнетита содержат включения пирита. Этот процесс в отдельных случаях настолько полно развивается, что пиритовые агрегаты полностью замещаются магнетитом, который образует крупные порфиробласты. Пиритовые агрегаты практически не поддаются травлению в концентрированной HNO_3 (при экспозициях от 1 до 5 мин.). Лишь в единичных случаях выявляется зональное строение отдельных индивидов пирита и отчетливые центры в пиритовых зернах, состоящие из отдельных кристаллов пирита неоднородного строения.

В тесной ассоциации с пиритом встречается *халькопирит*. Обычно халькопирит замещает пирит, выполняет межзерновые пространства в пирите, а также образует ксеноморфные агрегаты в нерудной массе.

Гематит встречается в виде сноповидных, веерообразных агрегатов. Как правило, индивиды гематита имеют ровные и четкие очертания. В поперечных срезах иногда обнаруживают ромбовидную форму. Пластинки гематита не содержат каких-либо включений и обычно однородны. Часто в ассоциации с гематитом наблюдаются скопления микрочастиц апатита. Кроме того, в ассоциации с веерообразным гематитом часто встречается халькопирит.

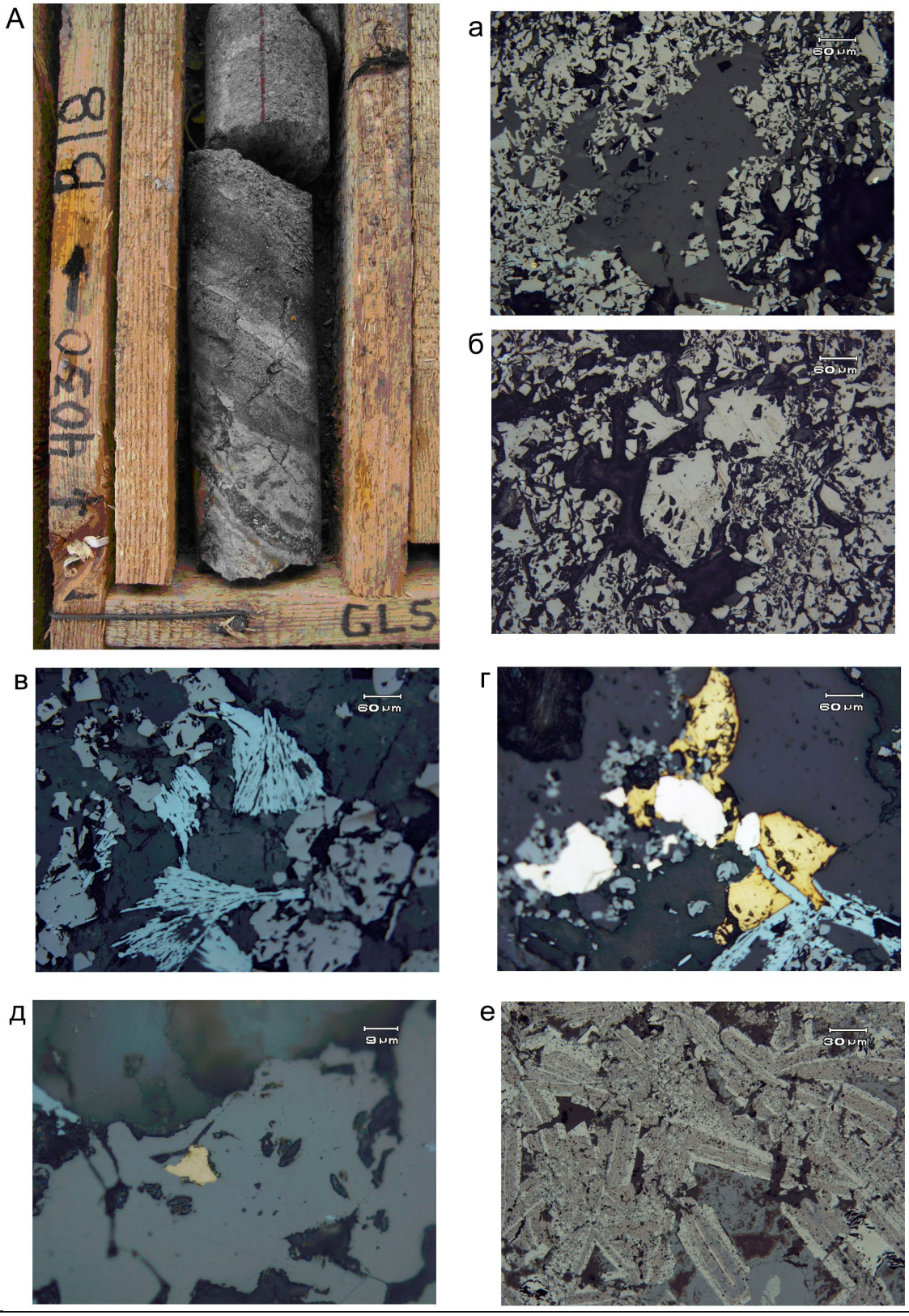
Мартит образовался в результате окисления магнетитовых руд. При мартитизации таблитчатые кристаллы гематита развиваются вдоль определенных кристаллографических направлений в магнетите. Замещение идет от периферии зерна к центру с образованием каемочных или решетчатых структур. Коричневатые участки магнетита содержат изотропное, непрозрачное голубовато-синеватое в отраженном свете вещество – *маггемит* (кубический Fe_2O_3). Следует отметить, что мартитовые руды встречаются на разных глубинах и в них резко уменьшается содержание пирита и халькопирита, вследствие их окисления и выщелачивания.

Содержание $Fe_{общ.}$ в магнетитовых рудах варьирует от 20 до 77 мас. % (среднее содержание в магнетитовых рудах 34, а в мартитовых 41 мас. %). Для руд характерна высокая кремнистость (содержание SiO_2 17–50 мас. %). Резкое колебание соотношений окисного и закисного железа в рудах объясняется различным содержанием магнетита и развивающегося по магнетиту мартита.

В настоящее время существует несколько точек зрения на генезис железорудных месторождений. Сторонники метасоматической гипотезы приводят доказательства

генетической связи железорудных месторождений с гранитоидной интрузией и локализации руд в контактовых ореолах плутонов с благоприятными тектоническими и литологическими условиями [Лисицын и др., 1974]. Вулканогенно-осадочная гипотеза основывается на представлении о пространственной связи руд с андезит-дацитовыми комплексами. По их мнению, оруденение формировалось одновременно с вмещающими породами в результате отложения рудного вещества из гидротермальных растворов в субмаринных условиях [Дымкин, Пругов, 1980; Белевцов и др., 1982]. Сторонники метаморфогенного генезиса руд высказывают идею, что магнетитовые руды возникали в условиях метаморфизма железистых кварцитов, сидеритовых и колчеданно-полиметаллических руд [Нуварьева, 1974]. Наряду с «традиционными» моделями рудообразования предложена гальмиролитическая гипотеза железонакопления, которая опирается на сходство оксидно-железистых отложений колчеданоносных полей с гематит-магнетитовыми рудами [Масленников, 2004].

В приведенной работе фактический материал свидетельствует о том, что железооруденение имеет сложный характер. Рудные тела характеризуются большой протяженностью и выдержанной мощностью, согласно залегают с породами вмещающей толщи и претерпели одинаковую с ними степень метаморфизма. Сохранение первичного пластинчатого гематита в магнетите-1 может свидетельствовать о формировании первоначально гематитовых руд. Преобразование гематита в магнетит происходит уже в восстановительных условиях. Пирит, который в магнетитовых рудах имеет широкое развитие, вероятно, первоначально мог образоваться так же в восстановительных условиях диагенеза (близодновременно с формированием магнетита), а в дальнейшем эти черты были затушеваны постдиагенетическими процессами и последующей собирательной перекристаллизацией. Формирование зональных кристаллов можно рассматривать как один из путей перехода системы к равновесному состоянию в процессе перекристаллизации руд. Более поздние ассоциации веерообразного гематита, магнетитом и появление апатита, могут указывать на изменение условий формирования руд. Указанная минеральная ассоциация не имеет широкого развития. Формирование порфировидных выделений магнетита по пириту относится к наиболее поздним процессам и вероятно связано с метаморфизмом руд. Региональный метаморфизм вмещающих пород и руд проявился незначительно – на уровне биотит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации, что подтверждается степенью сохранности первичных текстур и структур и характером минеральных парагенезисов метаморфических пород. Перемежаемость магнетитовых и мартитовых руд свидетельствует о частой смене физико-химической обстановки формирования руд.



Фототаблица 33. А – магнетитовые руды в вулканогенно-осадочной толще, керновый материал: а– разнозернистые агрегаты магнетита, б – порфиробластовая структура магнетита среди разнозернистой массы, в – веерообразные агрегаты гематита в ассоциации с магнетитом, г – халькопирит-пиритовая ассоциация в магнетитовой руде, д – реликт халькопирита в магнетитовых порфировых выделениях, е – развитие мартита по магнетиту (игольчатые кристаллы магнетита свидетельствует развитие магнетита по гематиту). Глубоченское железорудное месторождение, обр. Gl504–403.0.

КОНКРЕЦИОННЫЕ МАРГАНЦЕВЫЕ РУДЫ УРАЛЬСКОГО ПАЛЕООКЕАНА

К настоящему времени опубликовано достаточно много работ, посвященных различным сторонам марганцеворудного процесса современных [Elderfield et. al., 1981; Кронен, 1983; Батурин, Дубинчук, 1989; Богданов и др., 1990] и в древних [Jenkyns, 1977] океанических структурах. Для современных океанов особенно типичны гидрогенные железомарганцевые конкреции и корки, покрывающие огромные поверхности дна. Помимо скопления значительного количества Fe и Mn, для них характерна высокая концентрация Ni, Cu, Co и других малых элементов, а в составе редкоземельных элементов появляется значительная положительная аномалия церия. Для гидротермальных накоплений характерны преобладание Mn над Fe, низкие содержания Co, Ni, Cu (кроме Zn и Ba), а в составе РЗЭ фиксируется дефицит Ce. Кроме того, первоначально гидротермальные образования могут эволюционировать в сторону гидрогенного состава при затухании гидротермального источника. Инициирование образования марганцевых корок может быть вызвано так же процессами подводного выветривания, когда в результате взаимодействия вулканических пород со щелочной океанской водой происходит разрушение алюмосиликатной матрицы породообразующих минералов. Считается, что в ходе химического обмена элементами в системе порода–океанская вода освобождающееся из минералов Fe(II) окисляется, а затем и гидролизуется, образуя сорбционно-активный окси-гидроксид Fe(III), который способствует фиксации окси-гидроксидов Fe и Mn из океанских вод.

Железо-марганцевые рудопроявления приурочены к вулканогенно-осадочным комплексам многих районов Уральской палеоокеанической системы. Марганец в сульфидных минеральных ассоциациях не образует макроконцентраций, а обычно слагает умбритовые залежи в кровле продуктов субмаринного окисления колчеданных руд [Теленков, Масленников, 1995; Масленников, 1999; Аюпова, Масленников, 2005], а на флангах колчеданоносных полей связаны со стратиформными джасперитовыми телами или яшмовыми горизонтами [Гаврилов, 1972]. В настоящее время большинство исследователей объясняют формирование уральских железо-марганцевых рудопроявлений из концепции гидротермально-осадочного происхождения руд [Зайкова, 1991; Брусницын, 2008] при подчиненной роли процессов подводного выветривания [Масленников, Аюпова, 2007].

Известно, что кроме пластовых марганцевых руд, на многих месторождениях распространены конкреционные руды [Гаврилов, 1972; Зайков и др., 1984; Теленков,

Масленников, 1995]. Конкреционные руды, выявленные в Сакмарской зоне Южного Урала, представлявшей собой окраинное море, сопоставляются с современными железомарганцевыми конкрециями океанического типа [Зайков и др., 1984].

Конкреционные марганцевые слои с блестящей поверхностью (мощность до 2–3 см) представляют собой мелкие овальные и чечевицеобразные конкреции, вытянутые по слоистости лепешки, плоские линзочки, налеты, грибообразные наросты, сложенные окси-гидроксидами марганца. Наиболее обычный размер конкреций составляет 1.5x2 см. Подложкой для конкреционных руд служили тонкообломочные кремнистые породы серого цвета или аргиллитоподобные железисто-кремнистые образования, вероятно, представленные продуктами перемыва джасперитов. Подложка во всех случаях легко отделяется от рудной части. Большая часть поверхности конкреций гладкая, глобулярная, шагреновая; нижняя часть – пористая, ноздреватая, а вмещающая толща характеризуется четко выраженной дендритовой текстурой. Конкреционный слой имеет столбчатое или колончатое строение, образующее серию выпуклых натеков. Часто колонки тесно смыкаются, срастаются и взаимно переходят друг в друга. Эта компактная зона конкреций обычно тонкослоистая и хорошо видимая невооруженным глазом периферическая зональность обусловлена наслоением обособленных слоев рудного вещества толщиной до 1 мм и эти наслоения выделяются вследствие вариации отражательной способности соседних марганцовистых и железистых слоев. В законсервированной внутренней части конкреций иногда наблюдается реликтовая плойчатая слоистость. Внутреннюю зональность и ядра конкреции выделить очень сложно, т.к. ядра у них неоднородны или полностью замещены.

По рентгеновскому анализу (дифрактометр, Cu K_α излучение, фильтр медный) в составе конкреций Файзулинского и Янзигитовского месторождений определены псиломелан (dÅ, 2.39–2.41, 1.82, 1.56, 1.42, 1.39–1.40), голландит (dÅ, 6.90-6.92, 4.89, 3.08, 2.40, 2.14, 1.82, 1.62, 1.53, 1.42, 1.34) и магнетит. Присутствие псиломелана подтвержден с помощью термического анализа: при нагревании с полосами поглощения 445-500°C псиломелан переходит в голландит.

Основным марганцевым минералом конкреций Янзигитовского месторождения является Ba-псиломелан, соответствующий по главным линиям межплоскостных расстояний и составу (мас. %, MnO* 76.73–78.33, BaO 12.57–14.69, K_2O 0.54–0.72, CaO 0.70–0.97) голландиту. В темных слоях отмечается большое количество окремненного вулканического стекла и марганцевый биотит, который образует удлиненные нити с марганцевой оторочкой. Гипергенные процессы в конкрециях проявились в образовании нитевидных прожилков и неправильных гнезд гипергенных оксидов Mn. Особенно четко

выделяется гипергенный гаусманит, отличающийся по кроваво-коричневым внутренним рефлексам.

В ярких слоях конкреций Южно-Файзулинского месторождения основная рудная часть представлена тонкозернистым псиломеланом с высокой отражательной способностью светло-стально-серого цвета и по составу соответствует калиевой разновидности (мас. %): MnO* 71.70–89.44, FeO* 1.20–13.27, SiO_2 0.83–2.00, Al_2O_3 0.44–3.52, TiO_2, 0.42–0.59, K_2O 0.96–1.22, CaO 0.89–1.17). Основную массу темных железистых слоев составляет якобсит, обладающий серым цветом со специфицческим оливковым оттенком и характеризующийся значительными вариациями состава (мас. %): MnO* 48.51–58.88, FeO* 25-49–37.99, SiO_2 0.75–2.08, Al_2O_3 1.81–2.87, TiO_2 0.40–0.42, K_2O 0.64–0.77, CaO 0.62–1.07). Наблюдается замещение якобсита псиломеланом. В этих же слоях появляются многочисленные кристаллы магнетита, особенностью которого является повышенное содержание марганца (MnO* до 3.73 мас. %). В большинстве случаев в ядре такого магнетита содержится значительное количество TiO_2 (до 3. 69 мас. %), что хорошо выделяется под микроскопом коричневато-розоватой окраской. Иногда в магнетите присутствует участки с необычайно высокими содержаниями и марганца, и титана (мас. %): MnO* 12.35–17.25, FeO* 57.80–70.12, SiO_2 0.58–1.87, Al_2O_3 1.08–2.09, TiO_2 15.20–21.09. Величина кристаллов магнетита различна, они имеют хорошую огранку и их количество увеличивается в слоях, обогащенных нерудным материалом. Магнетит, вероятно, образовался в результате замещения гематита, содержащего титан. В ядерной части конкреций наблюдается преобладание железистых минералов над марганцевыми и основным компонентом служит окремненное вулканическое стекло с примесью Al, Mn, Fe и K. Марганцевые конкреции Северо-Файзуллинского месторождения, в основном, сложены гаусманнитом и браунитом.

Количество марганца в конкрециях составляет 15–40 мас. %, железа 1–20 мас. % при среднем отношении этих металлов около 15–20. Непременная составляющая руд конкреций (мас. %): SiO_2 до 14–40, TiO_2 – до 2, Al_2O_3 – 2–5, MgO – 0.4–1.3, Na_2O+K_2O 0.7–2.2, CaO 2–3, P_2O_5 0.7. Концентрация (мас. %) Cu – 0.35, Ni – до 0.3, отмечаются примеси Sr, Zn, Pb, Zr, V и As. Обогащенность титаном – характерная черта изученных конкреций. В отличие от марганцевых конкреций из Кос-Истекского месторождения [Зайков и др., 1984], они обеднены фосфором и обогащены титаном. Повышенные содержания Ba 0.2–0.3 мас. % – характерная черта конкреций Янзигитовского месторождения.

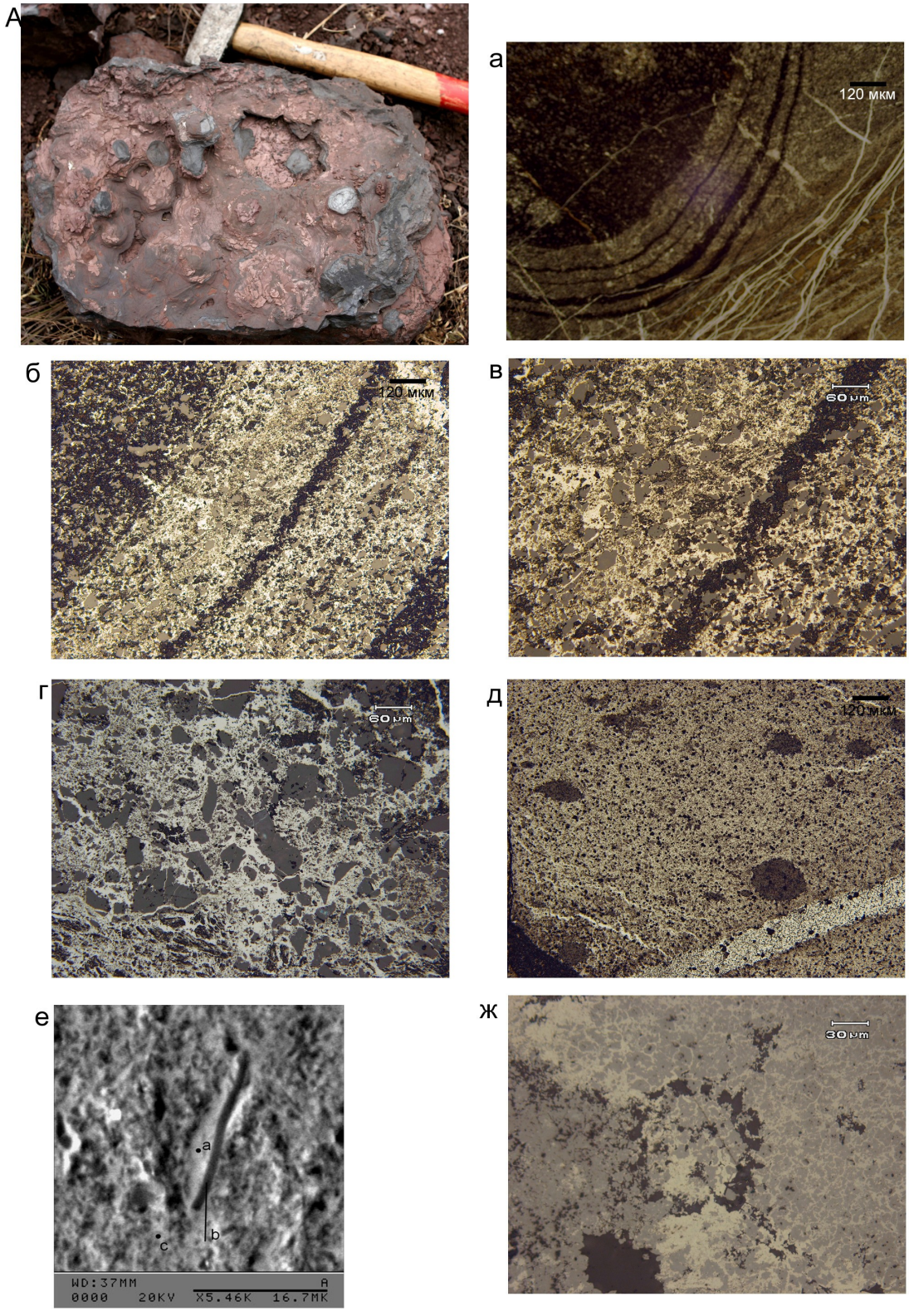
К настоящему времени, изучение тестурно-структурных особенностей марганцевых конкреции, позволяет сделать следующие выводы:

1) Марганцевые конкреции имеют наружное концентрически-слоистое или параллельно-слоистое строение. В слоях отмечаются признаки роста и структуры облекания, не установлены признаки растворения. Первичную минеральную форму марганца в конкрециях установить сложно. Присутствие в конкрециях Файзулинского месторождения якобсита, свидетельствует, что конкреции претерпели постдиагенетические изменения.

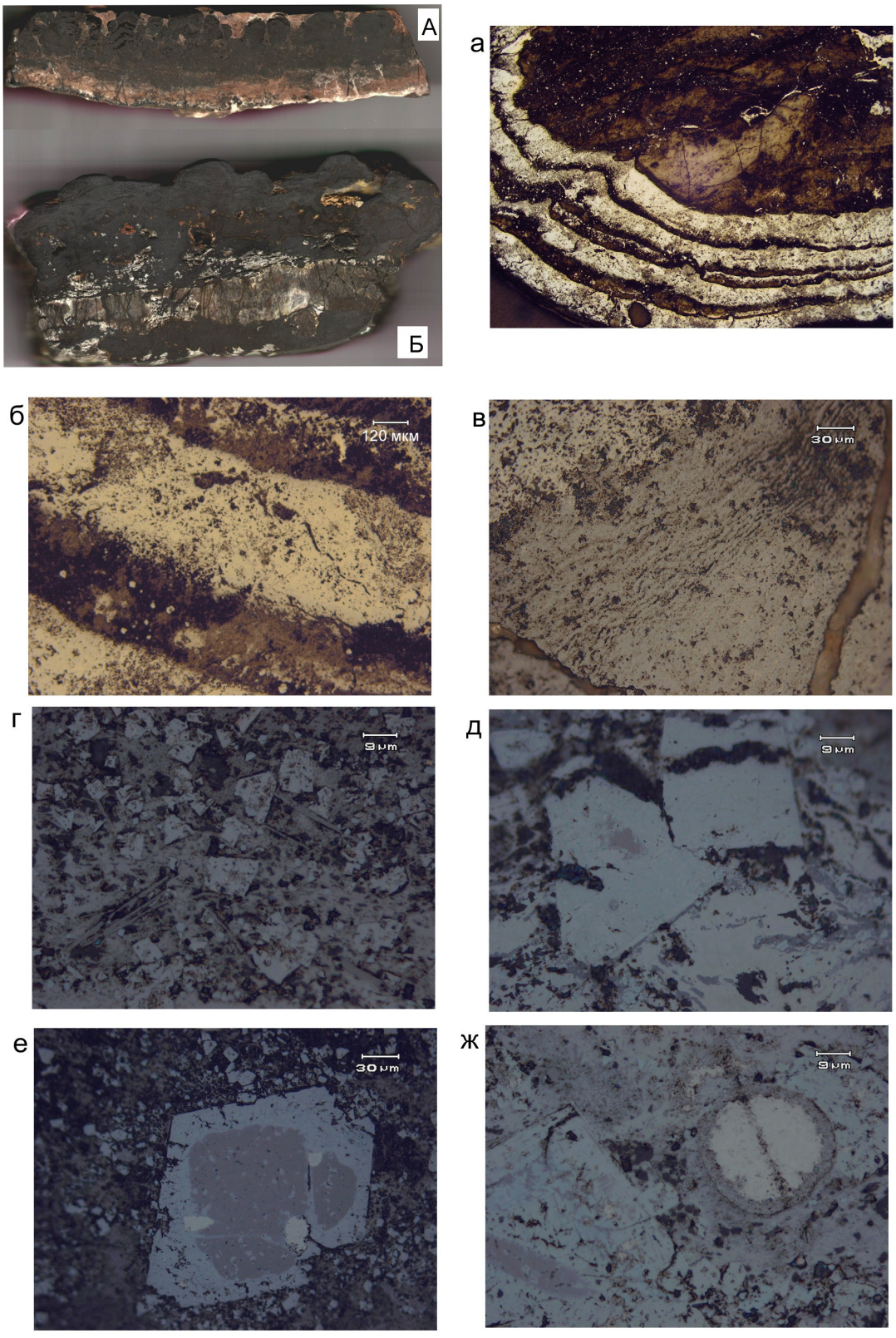
2) Присутствие в основной массе конкреций фьяммевидного вулканического стекла предполагает, что источником вещества для марганцевых конкреций, вероятно, служила вулканокластика, также как и для умбритов колчеданоносных полей Южного Урала [Аюпова, Масленников, 2005]. Обогащение Ti, K, Al в целом конкреций и отдельных минеральных видов так же свидетельствует о влиянии литогенного фактора.

3) На Янзигитовском месторождений установлены зародышевые конкреции разной формы и величины частицы K-слюдистого материала, обросшие тонкой корочкой гидроксидов марганца, а также единичные округлые образования, сопоставимые с биогенными структурами. В конкрециях отмечаются многочисленные реликты радиолярий. Остатки организмов как существенный компонент отмечены многими исследователями в современных конкрециях и ряд авторов придает биогенному фактору особое значение в генезисе конкреций [например, Ehrlich, 1980]. В умбритах обнаружены оксидно-железистые бактериоморфные нити, покрытые марганцовистыми пленками в ассоциации с аутигенным апатитом [Аюпова, Масленников, 2005].

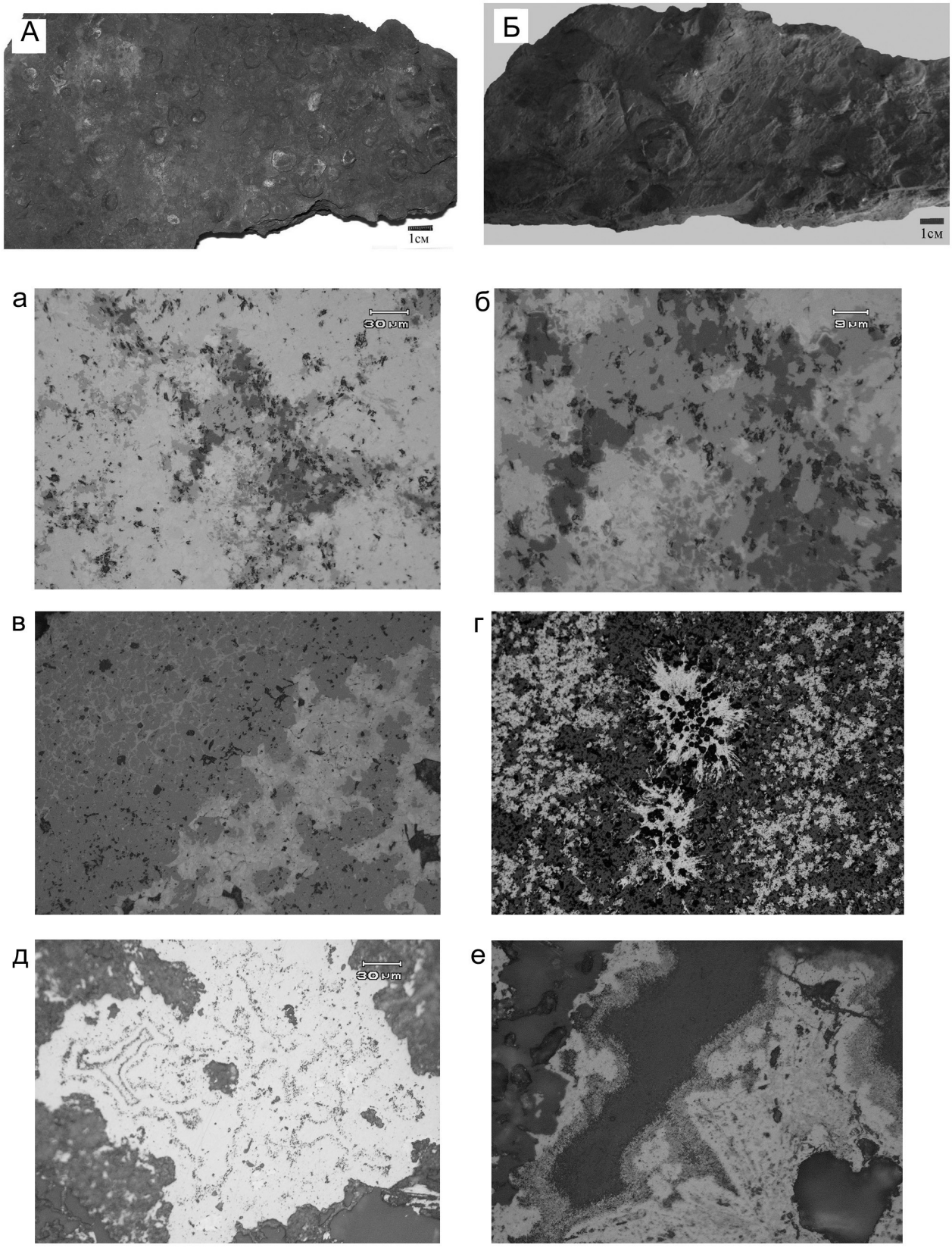
4) Морфологические и текстурно-структурные особенности конкреций, характерные наружные пояски, резкое преобладание марганца над железом, закономерное увеличение содержания марганца от центра к внешнему слою, а увеличение количества железа – от внешнего слоя к центру, повышенные концентрации Ni, Ba сопоставимы с железомарганцевыми конкрециями современных океанов. Хорошая сохранность конкреций объясняется захоронением их в виде пластов в хорошо обводненных тонкодисперсных высококремнистых илах, аналогично современным, т.е. об их «запечатывании» вышележащими осадками, что препятствовало вертикальной миграции марганца.



Фототаблица 34. А – марганцевые конкреции округлой и овальной форм, нат. образец; а – концентрически-зональное строение поясков роста, б-в – окремненное вулканическое стекло цементированное оксидами марганца, г – остроугольные изометричные формы вулканического стекла кислого состава, деталь рис. в, г – реликты радиолярий (округлое) в кремнисто-марганцевой основной массе, д – удлиненные (бактериоморфные) образование состоящие из марганцевого биотита в конкрециях, реликт радиолярий в основной массе конкреции. а-ж – отраженный свет. Янзигитовское марганцевое месторождение.



Фототаблица 35. А – колончатое строение марганцевых конкреций, Б – грибообразные строение марганцевых конкреций, полированные образцы; а-б – наружные пояски роста конкреций, состоящие в основном из оксидов марганца,в – волнообразные структуры во вцентральной части конкреций, г – скопления магнетита и криптомелана в марганцевых слоях, д-е – кристаллы магнетита (в центре обогащенные титаном участки), ж – реликт радиолрии в марганцевой матрице. а-ж – отраженный свет. Южно-Файзуллинское марганцевое месторождение.



Фототаблица 36. А-Б – лепешковидные конкреции, нат. образцы. а-б – замещение гаусманнита псиломеланом, в – замещение зернистых агрегатов браунита псиломеланом, г – развитие лучистых агрегатов гипергенных оксидов марганца среди анганита, д-е – натечные структуры гипергенных оксидов марганца. а-е – отраженный свет. Северо-Файзулинское месторождение.

ХЛОРИТОЛИТЫ

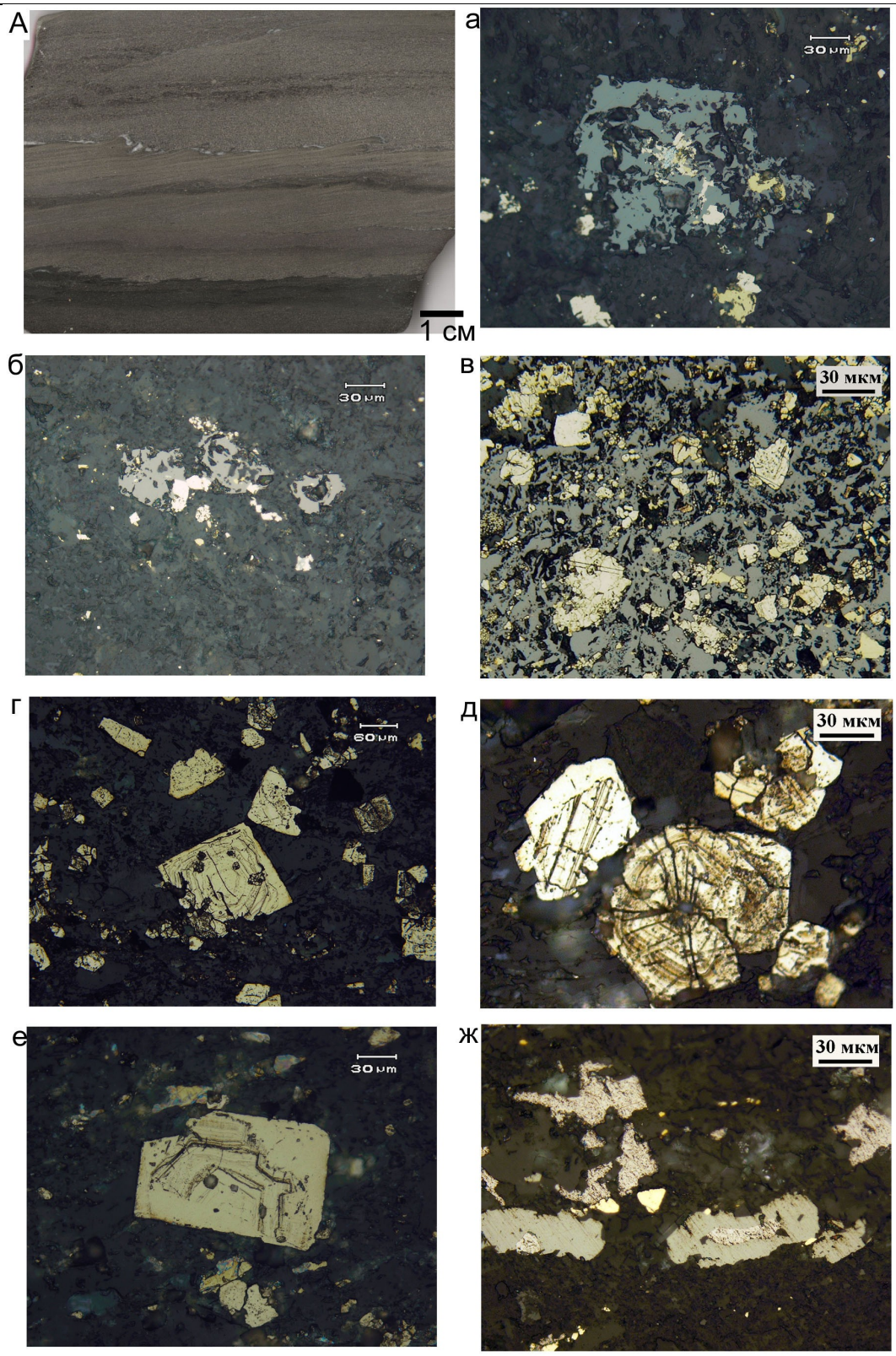
Хлоритолитьы образуют специфическую группу стратифицированных метасоматитов, главный породообразующий минерал которых хлорит. Хлоритолиты и их реликты в колчеданоносных регионах рассматриваются в качестве типоморфных признаков, который свойственен колчеданному семейству и встречаются в рудоконтролирующих вулканогенно-осадочных горизонтах.

По вопросу генезиса хлоритолитов в литературе существует несколько точек зрения. В настоящее время бесспорно установлено, что они не являются продуктами промежуточных зон метасоматических колонок и чисто гидротермально-осадочными образованиями. Гипотеза гидротермально-осадочного накопления хлоритолитов основывается только на фактах, доказывающих стратифицированность метасоматитов и их синхронность вулканизму. Однако она не учитывает микроструктурных особенностей хлоритолитов. Наиболее убедительной точкой зрения является то, что хлоритолиты продукты преобразования палаганитизированных осадков.

Хлоритолиты авторами проекта изучены на Учалинском месторождении. Изученные хлоритолиты приурочены к тонким ритмам, залегающим над сульфидными песчаниками, и образуют слойки мощностью 0.2–0.4 м. Внешне хлоритолиты – это плотные однородные, скрытокристаллические породы черного цвета. Они содержат хлопьевидные выделения лекйкоксена, обогащены кварцем, карбонатами (доломитом). По химическому составу хлорит относится к железистой разновидности (SiO_2 32.90, TiO_2 0.38, Al_2O_3 17.50, Fe_2O_3 8.12, FeO 22.94, MnO 0.34, MgO 4.39, CaO 0.55, Na_2O 0.05, K_2O 0.16, P_2O_5 0.18, ппп 7.14).

В хлоритолитах отмечается присутствие разнообразного по составу, но неравномерно распределенного в пределах слоев, рудного материала (до 15 % от объема слоя). Магнетит представлен сильно изъеденными кристаллическими выделениями с редкой вкрапленностью пластинчатого гематита и галенита. Следует отметить, что гематит в виде рассеянной вкрапленности отмечается и в кварц-хлоритовой цементирующей матрице. Так же, как и в сульфидных слоях, для магнетита характерно большое количество реликтовых включений пирита и халькопирита. В единичных случаях по сохранившимся внешним контурам выделений магнетита удается обнаружить его пластинчатое строение (псевдоморфоза по гематиту?). Халькопирит присутствует в виде ксеноморфных пятен или удлиненных согласно слоистости участков. Теннантит в ассоциации с галенитом и сфалеритом образует прожилки в кварц-хлоритовой матрице. В меньшем количестве в хлоритолитах присутствует пирит в виде кристаллов и их сростков с включениями фрамбоидов. Нередко отмечается замещение пирита галенитом. В целом, хлоритолиты характеризуются высокими содержаниями (в г/т): Cu до 2636, Zn до 1711, Pb до 776, Au до 1.77, Te до 17.14, Ga до 34.57 и U до 1.87 и Ba 1–2 %. Такие же особенности имеют хлоритолиты, ассоциирующие с сульфидными песчаниками и оксидно-железистыми продуктами окисления руд на Сибайском месторождении [2].

Хлоритолиты являются апогиалокластическими образованиями. Вероятно, трансформация гиалокластики в хлориты происходила за счет взаимодействия смешанослоистых силикатов с иловыми водами на стадии диагенеза. Образование железистых хлоритолитов может происходить в условиях повышенной восстановительности среды довольно при низких значениях pH. Но для рассматриваемых условий общая тенденция повышения pH (>9), видимо, сохраняется, о чем свидетельствует широкое присутствие в их составе доломита.



Фототаблица 37. А – сульфидные песчаники в переслаивании с хлоритовыми слоями, видны косая слоистость, следы взмучивания нелитифицированного осадка и в виде гофрированных деформаций, полированный образец. а-б – магнетитовые обособления с реликтами пирита и халькопирита, в – магнетит-пиритовые руды в кварц-хлоритовой массе, г-е – рудокласты зональных кристаллов пирита, кварц-хлоритовая основная масса и пирит-галенитовые ассоциации. Отраженный свет. Учалинское медно-цинково-колчеданное месторождение.

АЛЮМОСИЛИКАТНЫЕ ПОРОДЫ

Алюмосиликатные породы установлены среди метасоматитов островных дуг и окраинных морей палеозойского и мезозойского возраста и наиболее распространены в пределах Уральской палеозойской островодужной складчатой системы [Синяковская и др., 2003]. На месторождениях Куль-Юрт-Тау и Гайское их образование связано с процессом синрудного гидротермального метасоматоза исходных пород, накопление которых происходило на выклинке вулканокупольной структуры, контролирующей образование колчеданных руд. Нами выделены и изучены следующие разновидности пород:

1. Хлорит-серицит-кварцевые с вкрапленностью и прожилками пирита.
2. Серицит-кварцевые с вкрапленностью пирита;
3. Кварц-пирофиллитовые;
4. Кварц-серицит-пирофиллитовые;
5. Диаспор-пирофиллитовые;
6. Пирофиллитовые

Хлорит-серицит-кварцевые и **серицит-кварцевые** являются переходными от неизмененных пород к пирофиллит- и диаспорсодержащим высокоглиноземистым. Характерно их дискретное распределение в виде полос, линз мощностью от 50 до 150 м, невыдержанных по простиранию. Внешне породы имеют характерную светло- или серозеленую окраску, слабосланцеватую текстуру, местами с прожилково-вкрапленной пиритизацией. Более темные фьяммевидные или амебовидные выделения выполнены метельчатым агрегатом хлорита или тонкочешуйчатой массой серицита.

Микроскопическое изучение пород в шлифах позволило установить для них брекчиевидную микротекстуру, выраженную сочетанием дезинтегрированного кварцевого гетерогранобластового агрегата и пятен (размером 0.6–2.5 мм) линзовидной, пламевидной, амебовидной формы, выполненных неориентированной лепидобластовой хлоритовой или серицитовой массой. Размер отдельных чешуек от 0.008 (для серицита) до 0.1 (для хлорита) мм по удлинению. Встречаются бластопорфировые выделения кварца размером до 2,5 мм с резорбированными краями и частично гранулированные.

Кварц-пирофиллитовые породы установлены на флангах вулканокупольных сооружений в виде полос длиной от 600 до 1600 м шириной от 100 до 140 м. Преобладают линзовидно-сланцеватые разности серебристо-белого цвета. Линзы овальной формы имеют размеры 0.03–0.1 × 0.1–0.4 м, по удлинению ориентированы в направлении рассланцевания, сложены существенно кварцевым или пирофиллит-

кварцевым агрегатом, облекаются пирофиллитовой чешуйчатой массой светло-серого, серого и кремового цвета и ориентированы по сланцеватости.

Кварц-серицит-пирофиллитовые породы образуют маломощные (5–7 м, реже до 25 м) зоны протяженностью до 100 м среди пирофиллит-кварцевых разновидностей и макроскопически неотличимы от них. Текстурная неоднородность выражена в чередовании выдержанных правильных участков в виде плиток массивного сложения разной толщины – от 0.7 до 2.5 см и тонкосланцеватых полос шириной до 1.5 см, что обуславливает плитчато-сланцеватую текстуру. Материал плиток представлен плотной кварцевой тонкозернистой массой, а сланцеватые участки сложены микрочешуйчатым агрегатом серицита и пирофиллита с субпараллельной ориентировкой.

Микроскопически эти породы так же имеют близкие характеристики. Линзовидные или плитчатые участки сложены массивным кварцевым гранобластовым агрегатом с размером зерен 0.02–0.1 мм, в которых лепидобластовая составляющая (5–20 %) представлена пирофиллитом. Они облекаются лепидобластовым агрегатом с размером чешуек серицита 0.01–0.02 мм, замещенных частично или полностью микролепидобластами (0.0012–0.006 мм) пирофиллита, ориентированными по сланцеватости. Бластопорфиры редки и представлены изометричными зернами кварца (до 1.5 мм), резорбированными и раздробленными (трещины залечены микрочешуйчатым агрегатом пирофиллита) или плагиоклазовыми фенокристаллами, разбитыми по спайности на отдельные блоки, «растащенные» по сланцеватости, иногда частично или полностью замещенными микрочешуйчатой пирофиллитовой массой.

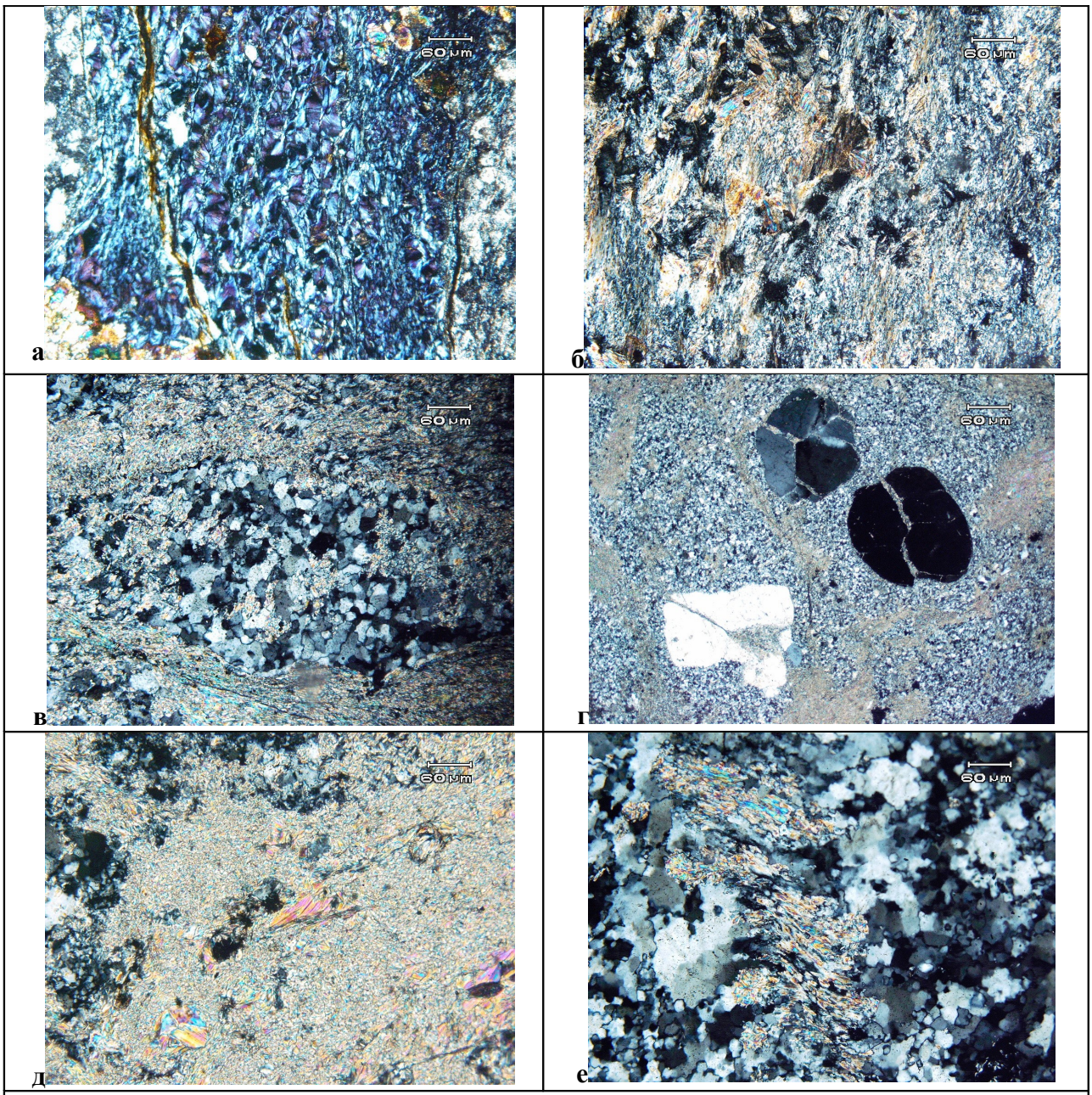
Диаспорсодержащие породы в виде линз и будин серого цвета размером 0.5–1.0х0.8–1.8 м пирофиллит-диаспорового состава (иногда – с примесью серицита) массивного сложения заключены в сланцеватый диаспор-пирофиллитовый, реже – диаспор-серицит-пирофиллитовый материал. Встречаются линзы кварц-пирофиллитового (0.3–0.8 м по удлинению) и небольшие стяжения диаспорового состава от 2–5 мм до 1–5 см размером округлой (первично окатанной?) формы. Обнаружение следов рассеянного органического вещества в этих породах [Сорока, 2009] может свидетельствовать об участии бактериального органического вещества в их формировании.

При микроскопическом изучении в шлифах в этих породах устанавливается пятнистая текстура за счет присутствия пятен овальной, линзовидной формы, выполненных диаспоровым агрегатом, распределенных в равномерночешуйчатой пирофиллитовой или пирофиллит-серицитовой массе. Структура породы гломерозернистая за счет кучного распределения зерен диаспора среди лепидобластовой ориентированной (слюдистой) массы. Она, в свою очередь, сложена пирофиллитовыми чешуйками размером не более

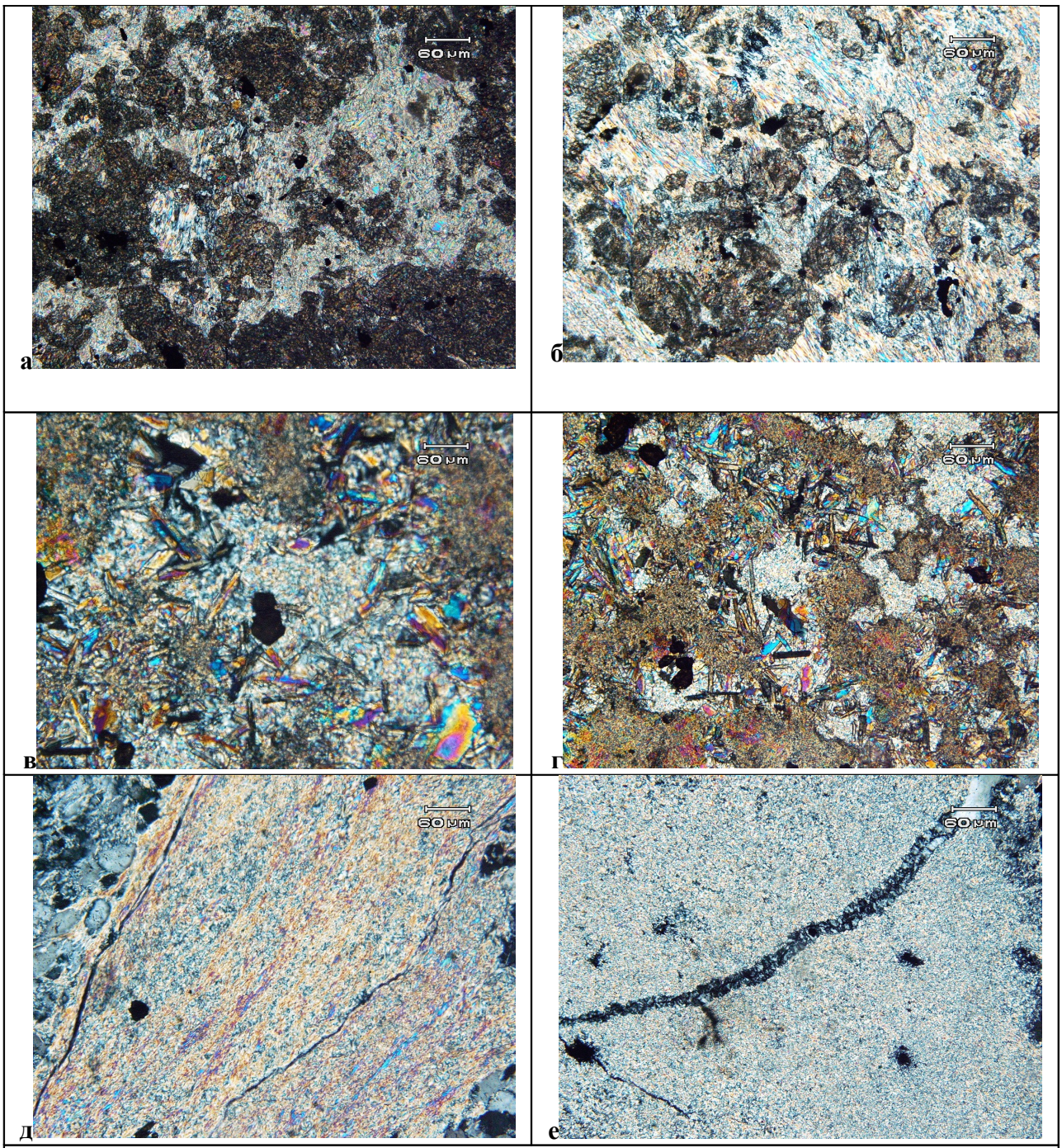
0,006 мм, иногда содержит зонки веерообразной, лепестковидной формы, выполненные более крупночешуйчатым (0,01-0,08 мм) серицитом. Диаспоровые обособления резко выделяются на фоне слюдистой массы за счет высокого рельефа и ярких перламутровых цветов интерференции.

Пирофиллитовые породы представлены пирофиллитовыми сланцами и пирофиллититами. Первые образуют линзы и полосы (от 3–5 см до 0.5 м мощностью и до 100 м протяженностью, имеют однородную микрочешуйчатую структуру и сланцеватую текстуру. Пирофиллититы сложены агрегатом плотного, «сливного» облика типа агальматолита, выполняют пространство между будинами, образуя линзы, пятна, полосы мощностью 0.1–0.3 м. Текстура пирофиллититов характеризуется неориентированным распределением микрочешуйчатого пирофиллитового агрегата.

Микроскопически структура этих пород одинакова – лепидобластовая, размерность пирофиллитовых чешуек не превышает 0.006 мм, ориентированное их распределение формирует сланцеватую текстуру для сланцев, в то время как в агальматолитах они расположены хаотично, микротекстура в этом случае массивная.



Фототаблица 38. Алюмосиликатные породы, месторождение Куль-Юрт-Тау (Башкортостан, Баймакский район): а – участок хлорит-серицит-кварцевой породы, выполненный неориентированной лепидобластовой хлоритовой массой метельчатой текстуры (шл. 2120-2); б – брекчиевидная микротекстура, выраженная сочетанием участков разноразмерной чешуйчатой серицитовой составляющей (шл. 2014-4); в – линзовидно-сланцеватая текстура кварц-пирофиллитовой породы (шл.2016-1); г – бластопорфиры кварца представлены изометричными зернами, резорбированными и раздробленными, трещины залечены микрочешуйчатым агрегатом пирофиллита (шл.2017-3а); д – реликты крупных чешуйчатых кристаллов серицита среди микрочешуйчатого пирофиллитового агрегата (шл.2121-4); е – массивный кварцевый гранобластовый агрегат с лепидобластовыми участками пирофиллита (шл.2013-1). Проходящий свет, скрещенные николи.



Фототаблица 39. Алюмосиликатные породы, месторождение Куль-Юрт-Тау (Башкортостан, Баймакский район): а, б – пятнистая текстура - диаспоровые гломерозернистые стяжения заключены в сланцеватый лепидобластовый пирофиллитовый агрегат (шл. 2064-6, 4040-2b); в, г – диаспоровые обособления резко выделяются на фоне пирофиллитовой массы за счет высокого рельефа и ярких перламутровых цветов интерференции (шл.2137-1, 2137-1а); д – лепидобластовая структура и сланцеватая текстура пирофиллитовых сланцев (шл.2013-8); е – лепидобластовая структура и массивная текстура пирофиллититов-агальматолитов, в центре шлифа секущий прожилок кварца (шл.2015-4). Проходящий свет, скрещенные николи.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Не отрицая теоретической возможности поступления и локального отложения гидротермального железистого материала и кремнезема, следует заметить, что в колчеданоносных зонах Южного Урала более надежными оказываются признаки гальмиролитического происхождения кремнисто-железистых пород, включающие реликтовые текстуры и структуры придонного замещения гиалокластов, биокластов и кластогенных сульфидов. Гиалокластиты могли служить достаточным источником железа, кремнезема и других элементов, необходимых для формирования кремнисто-железистых пород.

Разнообразие околорудных отложений на уральских колчеданных месторождениях определялось исходными соотношениями компонентов, участвовавших в гальмиролизе гиалокластических осадков. Джаспериты образовались в результате гальмиролиза гиалокластических осадков в присутствии примеси органических и известковистых веществ. При формировании госсанитов в процессах гальмиролиза, кроме гиалокластического и известковистого материала, участвовали сульфидные частички.

Вариант № 1. Гальмиролиз «чистых» гиалокластитов кислого состава проходил медленно с перераспределением кремнезема и глинозема и с формированием аутигенных алюмосиликатов и кварца, почти без накопления остаточной окисной железистой минерализации. Исключение составляют тонкообломочные гиалокластиты, при гальмиролизе которых происходил процесс опережающего выщелачивания алюминия и окремнения гиалокластов с формированием *кремнистых пелитолитов.*

Вариант № 2. Органические вещества и карбонатные осадки, смешиваясь с вулканическими стеклами, обеспечивали интенсивный гидролиз алюмосиликатов не только тонкообломочных, но и крупнообломочных гиалокластитов вплоть до формирования наиболее «зрелых» продуктов, содержащих исключительно железо и кремнезем (джаспериты). Предполагается, что на начальном этапе, при окислении органических веществ, появление H^+ интенсифицировало гидролиз алюмосиликатов опережающим многоступенчатым выносом алюминия, за счет разрушения более слабых алюмокислородных связей по сравнению с кремнекислородными. Образующиеся карбонаты поддерживали субщелочные среды, благоприятные для выноса карбонатных комплексов обычно инертных или малоподвижных элементов-гидролизатов, таких как Al, Ti и РЗЭ, при относительном накоплении кремнезема и гидрооксидного железа (иногда – сидерита).

Вариант № 3. При формировании госсанитов окисление примесного пирита с образованием H^+ активизировало процессы гидролиза алюмосиликатов. Однако, очевидно, на определенное время схема гальмиролиза гиалокластитов, по сравнению со вторым вариантом, была искажена за счет большей нейтрализации щелочной среды минералообразования. Элементы-гидролизаты в субнейтральных условиях оказывались немобильными и входили в состав смектит-хлоритов. Придонное окисление Fe^{2+} и последующие процессы диагенеза и катагенеза последних приводили к формированию хлорит-гематитовых и хлорит-магнетитовых госсанитов.

Вариант № 4. Появление умбритов в кровле слоев джасперитов и госсанитов обязано диагенетической миграции марганца из нижних частей слоя в более окислительные придонные обстановки минералообразования. В ряде случаев, придонный вынос остаточного кремнезема приводил к формированию железных и марганцевых руд.

Вариант № 5. Алюмосиликатная минерализация на месторождении Куль-Юрт-Тау связана с процессом синрудного гидротермального метасоматоза исходных пород в интервале температур 300-420 ºС. В процессе метасоматических преобразований происходит вынос фемических элементов (Mg, Fe^{+2}, Fe^{+3}), кальция, натрия и калия, привносятся кремний и гидроксил-ионы. Такая направленность изменения химического состава характерна для всех разновидностей пород, отличаясь лишь по интенсивности

привноса-выноса тех или иных компонентов. На минеральный состав метасоматитов оказывали влияние изменение значений pH и температурный градиент в разных зонах метасоматической колонки. Позднепалеозойские динамометаморфические преобразования и сопутствующие тектонические деформации определили формирование текстурно-структурных особенностей пирофиллитсодержащих метасоматитов.

Полученные выводы открывают перспективы пересмотра моделей гидротермально-осадочного генезиса некоторых месторождений железа, марганца и яшм, залегающих в субмаринных осадочно-вулканогенных комплексах Урала и других рудоносных регионов. Исследование роли бактериальных процессов (3 этап проекта) при гальмиролизе гиалокластитов может явиться весьма обнадеживающим направлением в будущих генетических построениях.

ИСПОЛЬЗОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

1. *Аюпова Н.Р.* Марстурит из Узельгинского колчеданоносного поля (Южный Урал) // Записки ВМО, 2003. № 4. С. 58–61.
2. *Аюпова Н.Р.* Апогиалокластитовые железистые и марганцовистые породы Узельгинского колчеданоносного поля (Южный Урал). Автореф. дисс. … канд-та геол.-мин. наук. Миасс: ИМин УрО РАН, 2004. 19 с.
3. *Аюпова Н.Р.* Умбриты Талганского медно-цинково-колчеданного месторождения (Ю. Урал) // Металлогения древних и современных океанов-2000. Открытие, оценка, освоение месторождений. Миасс. ИМин УрО РАН, 2000. С. 83–88.
4. *Аюпова Н.Р.* Особенности формирования умбритов на колчеданных месторождениях Узельгинского рудного поля (Южный Урал) // Топорковские чтения. Материалы международной научной горно-геологической конференции. Выпуск V. Рудный, 2001. С. 126–131.
5. *Аюпова Н.Р.* Лейкоксен в умбритах из колчеданных месторождений Узельгинского рудного поля (Южный Урал) // Уральский минералогический сборник. 2002. № 12. С. 32–41.
6. *Аюпова Н.Р., Котляров В.А.* Госсаниты Чебачьего медно-цинково-колчеданного месторождения (Южный Урал) // Известия ВУЗов. Геология и разведка, 2009. № 3 С. 32–38.
7. *Аюпова Н.Р., Масленников В.В.* Гальмиролититы Узельгинского колчеданоносного поля (Южный Урал). Миасс: УрО РАН, 2005. 199 с.
8. *Аюпова Н.Р., Белогуб Е.В., Новоселов К.А.* Железисто-кремнистые образования как индикаторы колчеданного оруденения (на примере Бабарыкинского рудного поля, Южный Урал) // Литосфера, 2011. № 3. С. 117–134.
9. *Батурин Г.Н., Дубинчук В.Т.* Микроструктуры железо-марганцевых конкреций океана: Атлас микрофотографий. М.: Наука, 1989. 288 с.
10. *Белевцев Я.Н., Бухарев В.П., Науменко В.В., Гончарук А.Ф., Попов Б.А., Степанов В.А., Усенко А.И.* О вулканогенно-осадочном происхождении магнетитовых руд Урала // Геол. рудн. мест., 1982. № 1. С. 53–75.
11. *Богданов Ю.А., Сорохтин О.Г., Зоненшайн Л.П. и др.* Железомарганцевые корки и конкреции подводных гор Тихого океана. М.: Наука, 1990. 299 с.
12. *Брусницын А.И.* Файзуллинская группа марганцевых месторождений (Южный Урал) // Металлогения древних и современных океанов-2001. История месторождений и эволюция рудообразования. Миасс: Геотур, 2001. С. 111–120.
13. *Брусницын А.И.* Генетическая минералогия метаморфизованных марганцевых отложений палеовулканогенных комплексов (на примере месторождений Южного Урала) / Автореф. дисс. д.-г.-м.н. Санкт-Петербург, 2008. 40 с.
14. *Брусницын А.И., Кулешов В.Н.* Генезис карбонатов из марганцовых руд Южного Урала по данным изотопного состава углерода и кислорода // Металлогения древних и современных океанов-2004. Достижения на рубеже веков. Миасс: Геотур, 2004. С. 119–127.
15. *Гаврилов А.А.* Эксгаляционно-осадочное рудонакопление марганца. М.: Недра. 1972. 216 с.
16. *Геосинклинальная и океаническая седиментация и вулканизм* (сравнительная характеристика) // Труды ГИН АН СССР. М.: Наука, 1984. Вып. 396. 222 с.
17. *Дриц В.А., Коссовская А.Г.* Смектиты как индикаторы геологических обстановок на континентах и в океанах // Генезис осадков и фундаментальные проблемы литологии. М.: Наука, 1989. С. 7–37.
18. *Дымкин А.М., Пругов В.П.* Стратиформный тип железооруденения и его генетические особенности. М.: Наука, 1980. 200 с.
19. Железорудная база России / Под ред. В.П. Орлова. М.: ООО «Геоинформмарк», 2007. 871 с.

20. *Зайков В.В., Зайкова Е.В., Кориневский В.Г.* О возможных аналогах океанических металлоносных осадков и железомарганцевых конкреций в силуре Южного Урала // Эволюция осадочного рудообразования в истории Земли. М.: Наука, 1984. 178–189.
21. *Зайков В.В. Масленников В.В., Зайкова Е.В.* Вулканизм и металлоносные отложения девонской островодужной системы Южного Урала. Екатеринбург, 1993. 146 с.
22. *Зайков В.В.* Вулканизм и сульфидные холмы палеоеокеанических окраин. М.: Наука, 1991. 206 с.
23. *Зайков В. В.* Условия сульфидного рудообразования в древних океанах // Металлогения древних и современных океанов-97. Процессы рудообразования. Миасс: ИМин УрО РАН, 1997. С. 38–46.
24. *Зайкова Е.В.* Кремнистые породы офиолитовых ассоциаций (на примере Мугоджар). М.: Наука, 1991. 134 с.
25. *Кронен Д.* Подводные минеральные месторождения. М.: Мир.1982. 392 с.
26. *Лисицын А.Е., Виноградов Б.К., Малинко С.В.* Скарны месторождения Солонго в Бурятии и перспективы их рудоносности // Сов. геология, 1974. № 3. С. 116–123.
27. *Масленников В.В.* Литологический контроль медно-колчеданных руд. Свердловск: УрО АН СССР, 1991. 141 с.
28. *Масленников В.В.* Седиментогенез, гальмиролиз и экология колчеданоносных палеогидротермальных полей (на примере Южного Урала). Миасс: Геотур, 1999. 348 с.
29. *Масленников В.В.* Гальмиролиз и железонакопление // Топорковские чтения (международная горно-геологическая конференция). Вып. VI. Рудный, 2004. С. 33–45.
30. *Масленников В.В., Аюпова Н.Р.* Кремнисто-железистые породы Узельгинского колчеданоносного поля (Южный Урал) // Литосфера, 2007. № 2. С. 106-129.
31. *Маслеников В.В., Зайков В.В.* О разрушении и окислении сульфидных холмов на дне Уральского палеоокеана // Доклады АН СССР, 1991. Т. 319. № 6, С. 1434–1437.
32. *Масленников В.В., Котляров В.А.* Микроструктуры кварц-гематитовых пород Сибайского и Октябрьского медно-колчеданных месторождений (Южный Урал) // Минералы месторождений и зон техногенеза рудных районов Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. С. 73–82.
33. *Маслов В.А.* Девон восточного склона Южного Урала. М.: Наука, 1980, 224 с.
34. *Нуварьева Ю.А.* Магматические породы и метаморфизм на колчеданных, сидеритовых и магнетитовых месторождениях Еравнинского рудного района в Забайкалье // Новые данные по магматизму Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, 1974. С. 76–88.
35. *Пуркин А.В., Денисова Т.А.* Геологические критерии прогнозирования и поисков на Урале скрытых стратиформных медноколчеданных месторождений, сформированных по продуктам субмаринного выветривания базальтов. Свердловск: Уралгеология, 1987. 190 с.
36. *Санько Л.А., Масленников В.В.* Придонные гидротермальные посторйки Талганского колчеданного месторождения // Придонные гидротермальные постройки колчеданононых районов. Свердловск: УрО АН СССР, 1988. С. 82–90.
37. *Синяковская И.В., Зайков В.В., Юминов В.В*. Геология и технологическая оценка месторождений пирофиллитового сырья Южного Урала // Геология и минералогия. Челябинск:ЮУрГУ, 2003. С.57-69.
38. *Сорока Е.И.* Высокоглиноземистые породы хребта Малдынырд (Приполярный Урал). Екатеринбург: УрО РАН, 2009. 82 с.
39. *Теленков О.С., Масленников В.В.* Автоматизированная экспертная система типизации кремнисто-железистых отложений палеогидротермальных полей Южного Урала. Мисс: ИМин УрО РАН, 1995. 200 с.
40. *Хворова И.В.* Парагенезисы кремнистых пород в герцинских геосинклиналях // Осадконакопление и вулканизм в геосинклинальных бассейнах. Тр. ГИН АН СССР. М.: Наука, 1979. Вып. 396. С. 38–59.

41. *Constantinou G., Govett G.J.S.* Genesis of sulfide deposits, ochre and umber of Cyprus // Trans. Inst. Mining Metal, 1972. B81. P. 34–36.
42. *Eggleton R.A., Keller J.* The palagonitization of limburgite glass – a TEM study // Neues Jahrbuch der mineralogie. 1982. H 7. P. 321–336.
43. *Elderfield H., Hawkesworth C.J., Greaves M.J., Calvert S.E.* Rare earth element geochemistry of oceanic ferromanganese nodules and associated sediments // Geochim. et Cosmochim. Acta, 1981. V. 45. № 4. P. 513–528.
44. *Fleet A.J., Pobertson A.H.F.* Ocean-ridge metalliferous and pelagic sediments of the Semail Nappe, Oman // J. Geol. Soc., 1980. 137, pt. 4. P. 403–422.
45. Hekinian, 1980;
46. *Herzig P.M., Hannington M.D., Scott S.D., Maliotis G., Rona P.A., Thompson G.* Gold-rich sea-floor gossans in the Troodos ophiolite and on the Mid-Atlantic ridge // Economic Geology, 1991. 86. P. 1747–1755.
47. *Jenkyns H.C.* Fossil noduls // Marine manganese deposits / Ed. G.P. Glasby. Amsterdam etc.: Elsevier, 1977. P. 87–108.
48. *Jenkyns H.C.* Pelagic environments // Sedimentary environments and facies. Oxford, 1986. P. 343–397.
49. *Karpoff A.M., Walter A.V., Pelumio C.* Metalliferous sediments within lava sequences of the Sumail ophiolite (Oman): mineralogical and geochemical characterization, origin and evolution // Tectonophysiecs, 1988. 151. P. 223–245.
50. *Kuypers E.P., Denier Ch. P.* Volcanic exhalative manganese deposits of the Micoya ophiolite complex, Costa Rica // Econ. geol., 1979. 74. P. 672–692.
51. *Little C.T.S., Maslennikov V.V., Morris N.J., Gubanov A.P.* Two paleozoic hydrothermal vent communities from the Southern Ural Mountains, Russia. Palaeontology. 1999. 42. P. 1043–1078.