

УДК 553.078:553.434+551.583.7

ПЕРИОДИЧНОСТЬ МЕДЕНАКОПЛЕНИЯ В ОСАДОЧНОЙ ОБОЛОЧКЕ ЗЕМЛИ

© 2008 г. И. Ф. Габлина, Ю. М. Малиновский

Геологический институт РАН
119017 Москва, Пыжевский пер., 7;
E-mail: gablina@ilran.ru

Поступила в редакцию 22.01.2007 г.

Рассмотрены физико-химические условия миграции и концентрации меди в осадочных породах, особенности формирования крупных и уникальных месторождений медистых песчаников и сланцев, распределение месторождений меди по стратиграфической шкале, причины уменьшения масштабов меденакопления от протерозоя к кайнозою. Показана генетическая связь медистых песчаников и сланцев с аридными красноцветными молассоидными формациями. Рассмотрены условия и периодичность образования рудоматеринских красноцветных формаций. Предложено объяснение периодичности максимального меденакопления в истории Земли.

Экзогенные месторождения меди (медистые песчаники и сланцы) известны в осадочных породах от раннепротерозойского до третичного возраста включительно. Они встречаются на различных стратиграфических уровнях в породах, испытавших различные стадии постседиментационных преобразований – от диагенеза до амфиболитовой стадии метаморфизма и гипергенеза. Их доля составляет 32.6% мировых запасов меди, основная часть которых заключена в крупных и гигантских месторождениях (запасы меди в них достигают 10 млн т и более).

Закономерности размещения и строения месторождений медистых песчаников и сланцев подробно описаны в работах [Богданов и др., 1973; Лурье, Габлина, 1972, 1978; Наркелюн и др., 1983; Габлина, 1983; Густафсон, Уильямс, 1984; Лурье, 1988; Kirkham, 1989 и др.]. Основными закономерностями, общими для месторождений-гигантов и мелких рудопроявлений, является связь с терригенными красноцветными формациями и локализация оруденения в сменяющих их по вертикали или латерали сероцветных, богатых органикой пиритсодержащих отложениях. Генетическая модель, наиболее полно объясняющая закономерности локализации и строения месторождений медистых песчаников и сланцев, основана на идеях А.И. Перельмана [1959], А.И. Германова [1962], А.В. Роуз [1976] и состоит в том, что медь и другие металлы выносятся подземными водами из красноцветных формаций и концентрируются в сульфидной форме на сероводородных геохимических барьерах [Hoyningen-Huene, 1963; Энсайд мл. и др., 1972; Лурье, Габлина, 1972, 1978, Габлина, 1983; Густафсон, Уильямс, 1984; Лурье, 1988; Wodzicki, Piestrzynski, 1986 и др.].

В целом месторождения и рудопроявления этого типа не обнаруживают явной периодичности в распределении по разрезу. Наиболее древние из них – медепроявления Флейк-Лейк, Стаг-Лейк, Десбаратс и другие, приуроченные к раннепротерозойской красноцветной формации Лорейн (Онтарио, Канада), а также мелкие месторождения Мангула и Аляска в серии Ломагунди (PR₁), залегающей на молассоидной красноцветной формации серии Деверас (Зимбабве, Южная Африка) [Наркелюн и др., 1983]. В России к раннепротерозойскому уровню относят месторождение Удокан, залегающее в одноименной осадочно-метаморфической серии, и мелкие рудопроявления Кондо-Каренгской, Восточно-Алданской и Олекмо-Токкинской зон Сибири, меденосные отложения которых обычно сопоставляют с удоканской серией. Однако отнесение рудовмещающих отложений Удокана к раннему протерозою, основанное на данных определения абсолютного возраста изотопными методами, ряд исследователей считают неправомерным, так как в них присутствуют формы строматолитов, характерные для рифея [Амантов, 1978]. Отпечатки медузоидов, обнаруженные в различных свитах удоканской серии [Вильмова, 1987], подтверждают рифейский возраст этих отложений. Таким образом, если исключить Удоканское месторождение, в раннепротерозойских осадочных и осадочно-метаморфических комплексах установлены лишь мелкие месторождения и рудопроявления меди.

Мелкие месторождения и рудопроявления медистых песчаников и сланцев известны в кембрии и ордовике Сибирской платформы и Австралии, в девоне южной окраины Русской платформы, Алтае-Саянской меденосной провинции и Казахстана, в пермских и мезо-кайнозойских отложе-

ниях Центральной Европы, Русской платформы, Африки и Америки [Наркелюн и др., 1983].

По максимальной концентрации меди в истории Земли могут быть выделены три основных этапа: позднедокембрийский, позднепалеозойский и мезо-кайнозойский (таблица). По масштабам накопления меди каждый последующий этап существенно уступает предыдущему: 21% приходится на докембрийские образования, около 10% – на палеозойские и 1.6% – на мезо-кайнозойские [Яншин, 1972]. Максимум концентрации меди связан с отложениями позднего протерозоя (поздний рифей–венд). Месторождения этого уровня известны практически на всех континентах. К ним относятся такие крупные и известные объекты, как Медный пояс Африки (Роан-Антелопе, Мушоши, Муфулира и др.), Уайт-Пайн в США, месторождения Афганистана (Айнак), Индии, Китая (Инмин, Люсюэ). Второй пик концентрации меди, уступающий по масштабам предыдущему, приходится на карбон–пермь. В отложениях этого возраста известны месторождения Джезказган в Казахстане (C_{2-3}), Любин-Серошовице в Польше, Мансфельд в Германии (P_2) и др. Отложения мезозоя–кайнозоя включают месторождения: Корокоро в Боливии (палеоген–неоген), Болео в Мексике (неоген), относительно мелкие месторождения и рудопроявления в юрских, меловых и палеогеновых красноцветных формациях провинций Юньнань и Хунань Китая [Наркелюн и др., 1983], меденосные отложения нижнего мела Таджикской депрессии и неогена Ферганской долины (Наукат).

УСЛОВИЯ МИГРАЦИИ МЕДИ

Красноцветные формации и природа их окраски

Независимо от возраста и степени метаморфизма вмещающих пород оруденение медистых песчаников и сланцев локализуется либо в самих красноцветных толщах, либо в базальных горизонтах перекрывающих их морских отложений (рис. 1). Реже оруденение отмечается в подстилающих морских отложениях на контакте их с красноцветами (Северная группа месторождений в Джезказганском районе, горизонт “А” в Игарском районе). Начиная с протерозоя, аридные красноцветные формации встречаются почти во всех системах, но наибольшего распространения достигли в позднем протерозое, девоне, перми, триасе, мелу и неогене (рис. 2).

Пространственная связь медистых песчаников и сланцев с красноцветными формациями обусловлена особенностями геохимического поведения меди в экзогенных условиях. Как показано в работах А.И. Перельмана [1959, 1968] и др., А.М. Лурье [1988] и др., аридные красноцветные

формации являются источником меди и средой, в которой она мигрирует.

Для красноцветных отложений, кроме окраски, характерны песчано-глинистый состав и присутствие карбонатов в цементе, а иногда и в виде самостоятельных линз и прослоев, нередко – парагенезис с эвапоритами. В большинстве случаев они представляют собой орогенные молассы, заполняющие предгорные и межгорные впадины (см. таблицу). Красно-бурый цвет пород вызван наличием дисперсных оксидов и гидроксидов железа, для сохранения которых необходимо длительное господство окислительной среды. Поэтому наиболее благоприятны для накопления красноцветных отложений континентальные условия, а также сухой и жаркий климат. Основным показателем окислительно-восстановительного потенциала среды осадконакопления является соотношение FeO/Fe_2O_3 и, соответственно, минеральная форма железа в осадках. В красноцветных породах отношение FeO/Fe_2O_3 ниже 1, т.к. преобладают оксидные минеральные формы железа, в сероцветных FeO/Fe_2O_3 выше 1, преобладают минералы двухвалентного железа (сульфиды, силикаты, карбонаты) [Габлина, 1990].

Как показали исследования Ф.В. Чухрова с соавторами [Гипергенные..., 1975], пигментирующее вещество красноцветных формаций может иметь двойную природу: оно либо привносится из области сноса в виде взвеси гетита ($FeOOH$), либо осаждается из раствора в форме ферригидрита ($2.5Fe_2O_3 \cdot 4.5H_2O$). Первая форма переноса характерна для тропических областей с высокой скоростью окисления, вторая – для областей умеренного климата, где реакции окисления протекают менее интенсивно, железо переходит в раствор в виде бикарбоната и выносится водами подземного стока. При выходе этих вод на поверхность железо окисляется с выделением ферригидрита, который в виде хлопьев и пленок на глинистых частицах переносится к местам седиментации, окрашивая породы в желто-бурые цвета. Сразу после образования ферригидрита при обычных температурах начинается его трансформация в гематит за счет отделения воды [Гипергенные..., 1975]. Переходной фазой, вероятно, может служить гидрогематит – тонкокристаллический гематит, содержащий до 8% слабо-связанной воды, выделение которой происходит в интервале температур 100–150°C. Исследования красноцветных отложений джезказганской толщи Казахстана C_{2-3} [Габлина, 1983] показали, что железистый пигмент в них представлен преимущественно тонкодисперсным гематитом. В менее измененных уфимских красноцветах Западного Приуралья (P_2) преобладает гидрогетит [Коссовская, Соколова, 1972]. В позднедокембрийских отложениях Китая в свите Дяюйтай в цементе обломочных пород наряду с гематитом в цементе

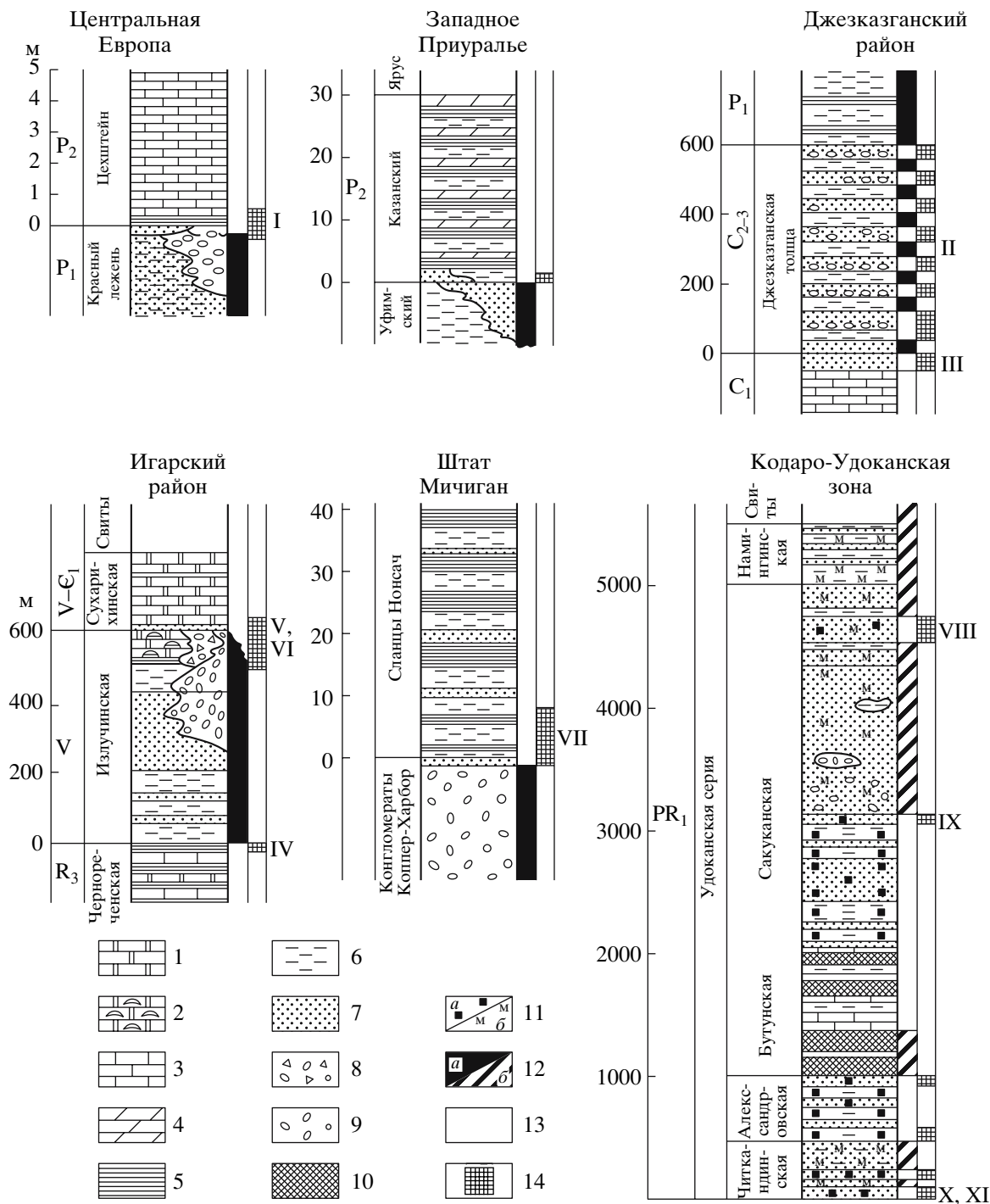


Рис. 1. Связь медистых песчаников и сланцев с красноцветными формациями.

1 – доломиты; 2 – строматолитовые доломиты; 3 – известняки; 4 – мергели; 5 – аргиллиты, глинистые сланцы; 6 – алевролиты; 7 – песчаники; 8 – брекчии, конгломератобрекчии; 9 – конгломераты; 10 – альбититы; 11 – аутигенные минералы-индикаторы окислительно-восстановительного потенциала пород в метаморфизованной удоканской серии (а – пирит, пирротин, б – гематит, магнетит); 12 – окраска пород: 12 – красноватая (а – наблюдаемая, б – реконструированная); 13 – сероцветная; 14 – медное оруденение.

I – Мансфельд, Зангерхаузен, Любин-Серошовице и др.; II – Джезказган; III – Северная группа месторождений; IV – горизонт “А”; V – горизонт “Б”; VI – Гравийское; VII – Уайт-Пайн; VIII – Удокан; IX – Ункур; X – Красное; XI – Правый Ингамит.

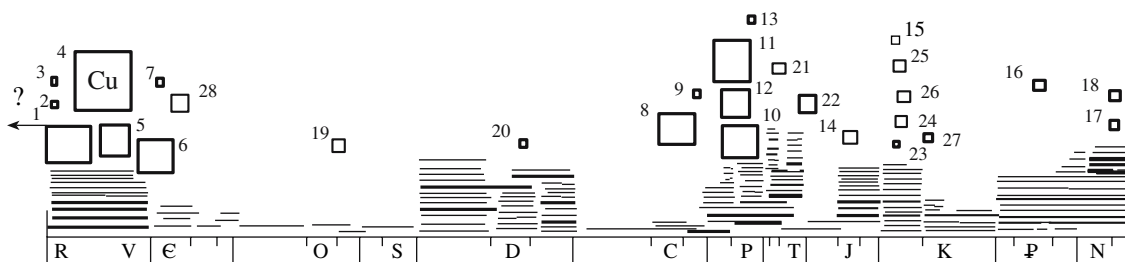


Рис. 2. Красноцветные формации и крупные месторождения меди в песчаниках и сланцах.

Длина линий соответствует возрастному диапазону красноцветных формаций.

Жирными линиями показаны наиболее мощные красноцветные толщи.

Сведения о красноцветных формациях по [Анатольева, 1978] с дополнениями.

1–18 – номера месторождений согласно таблице; 19–28 – номера месторождений и районов, не вошедших в таблицу в связи с недостатком информации: 19 – месторождение медистых глин Маунт-Лайелл (Австралия), 20 – Алтае-Саянская меденосная провинция, 21 – рудные районы Вейния и Миличан (Китай), 22 – месторождение Хеппи-Джек (США), 23 – месторождение Себоруко (Венесуэла), 24 – месторождение Кашуэйрас (ЮЗ Африка), 25 – месторождение Мерия (Северо-Африканская пров.), 26 – рудный район Хейли (Китай), 27 – меденосный район Бени-Меллаль (Северо-Африканская пров.), 28 – месторождение Тимна (Израиль). Величина квадратов примерно соответствует запасам месторождений.

присутствует гетит [Гипергенные..., 1975]. Красноцветные породы Нижнего Роана в провинции Шаба Заира, где они наименее метаморфизованы, также в составе цемента содержат гетит и гематит [Cailteux, 1973].

Условием образования и сохранения красноцветной окраски пород является господство окислительной обстановки в период осадконакопления и последующих стадий литогенеза отложений. Это условие обеспечивается низким или очень низким содержанием захороненного органического вещества. Согласно Н.М. Страхову [1964], красноцветные отложения формируются при содержании $C_{орг}$ менее 0.3%. При более высоких содержаниях $C_{орг}$ образуются зеленовато-серые и серые породы. По данным П.Т. Тажибаевой с соавторами [1964], содержание $C_{орг}$ в красноцветных породах джезказганской толщи колеблется в пределах 0–0.07%. Сероцветные породы нижележащей, таскудукской свиты нижнего карбона, переходной к морским, отличаются повышенным содержанием $C_{орг}$ – до 0.74% [Арустамов и др., 1963]. Красноцветные отложения излучинской свиты позднего протерозоя в Игарском районе содержат в среднем менее 0.1% остаточного $C_{орг}$, а сероцветные породы аналогичного литологического состава из перекрывающей их сухарихинской свиты (венд-нижний кембрий) – от 0.12 до 0.38% [Габлина, 1990]. Содержание общего железа в красноцветных толщах нередко выше, чем в осадочных породах других окрасок, при этом количество его обычно возрастает обратно пропорционально зернистости пород. Благоприятные условия образования и захоронения красноцветных формаций характерны для континентальных отложений, сформированных в аридном климате и имеющих широкое распространение в

фанерозое. Известны красноцветные формации и в докембрии. Это – прежде всего отложения рифея–венда: ушаковская свита и оселковская серия южного обрамления Сибирской платформы, излучинская свита Игарского района, Нижний Роан в Африке и др. К более древним относится раннепротерозойская формация Лорейн в Канаде, ятулий Карелии и др.

Условия формирования фанерозойских и докембрийских красноцветных отложений были различны. Если в фанерозе красноцветы являются маркерами аридного климата, то в докембрии при отсутствии наземной растительности климат не играл существенной роли. Многие [Мележик, 1987; Cloud, 1973 и др.] связывают образование красноцветов докембрия с жизнедеятельностью цианобактерий, фотосинтезирующих кислород. И.Н. Крылов [1983], указывая на находки несомненных строматолитов и микрофоссилий, начиная с 3.5–3.3 млрд лет (Нотр Пол, Австралия; Онвервахст, Южная Африка), считает, что уже к началу протерозоя содержание кислорода в атмосфере было близким к современному в результате жизнедеятельности организмов.

Таким образом, наличие условий для формирования и само существование красноцветных отложений в докембрии не вызывает у исследователей сомнений. Сложность заключается в диагностике их в докембрийских метаморфизованных толщах. Нами были предложены минерально-геохимические критерии выявления первично-красноцветных формаций в метаморфизованных осадочных толщах докембрия, утративших окраску в процессе метаморфизма [Габлина, 1990].

Как уже упоминалось, в неметаморфизованных отложениях красноцветные и сероцветные породы различаются отношением FeO/Fe_2O_3 , ми-

Главные эпохи экзогенного меденакпления в истории Земли

Эпоха	Рудоматеринские красноцветные формации		Рудовмещающие сероцветные отложения		Месторождения			Источник информации
	Возраст, серия	Особенности распространения	Свита, горизонт, возраст	Фациальный состав, положение относительно красноцветов	№	Название	Размер	
Протерозойская	ранний (?) протерозой, удоканская серия	в крупной межгорной впадине глубиной до 10000 м	горизонт в верхнесауканской подсвите удоканской серии, PR ₁ (?)	лагунные, мелководно-морские пиритсодержащие отложения внутри красноцветов	1	Удокан	крупное	[Богданов и др., 1966, 1973; Наркелон и др., 1977, 1983; Габлина, Михайлова, 1994; Володин и др., 1994]
			нижнесауканская подсвита, александровская свита удоканской серии PR ₁ (?)	дельтовые, мелководно-морские в подошве красноцветов	2	Ункур	мелкое	
					3	Александровское	мелкое	
	поздний протерозой, рудная серия	в межгорных впадинах и долинах глубиной до 1500 м	Рудный горизонт Нижнего Роана	базальные слои морских отложений в кровле красноцветов	4	Месторождения Медного пояса Африки	крупные	[Медный..., 1963; Calteux, 1973 Лурье, 1988]
	поздний протерозой, формация Коплер-Харбор	в крупной предгорной впадине глубиной до 1000 м	сланцы Нонсач, PR ₂	базальные слои морских отложений, богатые органикой, в кровле красноцветов	5	Уайт-Пайн (оз. Верхнее, США)	крупное	[White, 1971; Энсайн и др., 1972; Лурье, 1988]
	венд-кембрий, свита Лойхвар	в крупной межгорной впадине	свита Лойхвар	базальные слои морских отложений	6	Айнак (Афганистан)	крупное	[Юргенсон и др., 1981; Ящинин, Гируваль, 1981]
	венд, излучинская свита	в предгорной впадине глубиной до 300 м	излучинская (венд) и сухарихинская (венд-кембрий) свиты	карбонатные рифогенные образования, баровые песчаники, углеродистые сланцы в основании морских отложений, внутри и в кровле красноцветов	7	Гравийское (Игарский р-н)	мелкое	[Ржевский и др., 1988; Лурье, 1988]

Рудоматеринские красноцветные формации		Рудовмещающие сероцветные отложения		Месторождения			Источник информации
				№	Название	Размер	
Эпоха	Возраст, серия	Свита, горизонт, возраст	Фациальный состав, положение относительно красноцветов	№	Название	Размер	Источник информации
		Особенности распространения					
	средний-поздний карбон, джезказганская толща	джезказганская толща (C ₂₋₃)	вторично осветленные проницаемые горизонты внутри красноцветной толщи	8	Джезказган (Казахстан)	крупное	[Наркелюн, 1962; Габлина, 1983; Лурье, 1988]
	ранняя пермь, каргамышская свита	каргамышская свита (P ₁)	мелководно-морские, русловые, сабха внутри красноцветной толщи	9	Берестянское месторождение, рудопроявление Каргамышское и др. (Донбасс)	мелкие	[Лурье, 1988]
	ранняя пермь, мертвый красный лежень	цехштейн (P ₂)	баровые(?) песчаники, углеродистые сланцы в основании морских отложений	10	Мансфельд, Зангерхаузен, Рихельсдорф и др. (Германия)	рядовые	[Eisenhut, Kautzsch, 1954; Ноулинген-Нюене, 1963; Litologie..., 1968; Лурье, 1974; Wodzicki, Piesitzynski, 1986; Лурье, 1988; Габлина, 1997 и др.]
				11	Любин-Серошевице	уникальное	
				12	месторождения Северо-Судетской мульды (Польша)	рядовые, мелкие	
	поздняя пермь, уфимский, казанский, татарский ярусы	уфимский и казанский ярусы (P ₂)	аллювиально-озерно-дельтовые отложения, сабха внутри красноцветных отложений; базальные слои мелко-водно-морских отложений, богатые органикой	13	рудопроявления Западного Приуралья: Каргамышская группа и др.	мелкие	[Лурье, Габлина, 1972; Лурье, 1974; 1988]

Окончание		Рудоматеринские красноцветные формации		Рудовмещающие сероцветные отложения		Месторождения			Источник информации
		Возраст, серия	Особенности распространения	Свита, горизонт, возраст	Фациальный состав, положение относительно красноцветов	№	Название	Размер	
Эпоха Мезозойско-кайнозойская	средняя юра-нижний мел	в глубоких депрессиях (до 10000 м)	средняя юра-нижний мел	сероцветные горизонты внутри красноцветной толщи	14	месторождения Юнь-провинции Юнь-нань (Китай)	крупные	[Наркелон и др., 1983]	
	нижний мел	в краевых прогибах глубиной до 1100 м	нижний мел	лагуно-дельтовые, русловые, озерно-старичные, обогащенные органикой, внутри красноцветных отложений	15	рудопоявления Таджикской депрессии	мелкие	[Богданов и др., 1973; Наркелон и др., 1983]	
	палеоген-неоген, серия Корокоро	в интракратонном прогибе общей глубиной 10000-15000 м	нижняя и средняя части серии Корокоро	речные отложения внутри красноцветной толщи	16	Корокоро (Боливия)	мелкое	[Густафсон, Уильямс, 1984; Наркелон и др., 1983]	
	неоген	в межгорной впадине глубиной до 2500 м	бактрийская толща плиоцена	русловые, озерные сероцветные прослои внутри пестроцветной толщи	17	Наукат (Ферганская долина)	мелкое	[Наркелон и др., 1983]	
		в рифтовой зоне	ранний плиоцен	морские горизонты внутри красноцветных континентальных отложений	18	Болео (Мексика)	рядовое	[Густафсон, Уильямс, 1984; Cony et al., 2001]	

неральной формой железа и содержанием $C_{\text{орг}}$. На основании этих критериев была проведена реконструкция первичной окраски пород удоканской серии, метаморфизованной от низких ступеней зеленосланцевой фации до эпидот-амфиболитовой фации. В результате были выявлены комплексы пород, сформировавшихся в восстановительных условиях (с первичной сероцветной окраской), и первично-красноцветных пород, образованных в окислительной обстановке. Для первых характерно преобладание Fe^{2+} ($\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3 > 1$), широкое развитие вкрапленности аутигенного пирита (или пирротина) и повышенное содержание остаточного $C_{\text{орг}}$ (до 1.11, в среднем 0.4%). Первично-красноцветные комплексы отличаются низкими значениями $C_{\text{орг}}$ (в среднем менее 0.1%) и $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$ (в среднем 0.5), присутствием новообразованных гематита и магнетита. Правильность проведенной реконструкции подтверждается положением уровней меденосности в разрезе серии: как и в неметаморфизованных толщах, повышенные концентрации меди контролируются зонами геохимического противоречия – границами смены первично-красноцветных отложений сероцветными или участками первично-сероцветных пород внутри красноцветных комплексов (см. рис. 1). Современная серая окраска метаморфизованных первично-красноцветных континентальных формаций обусловлена собирательной перекристаллизацией тонкодисперсного гематита и последующим его переходом в магнетит под воздействием повышенных температур и снижения окислительного потенциала при метаморфизме.

Подобную реконструкцию можно провести и по другим метаморфизованным молассоидным континентальным формациям. Так, породы системы Катанга в пределах Медного пояса Африки в различной степени метаморфизованы. Степень метаморфизма возрастает с севера на юг и юго-запад [Мендельсон, 1963]. На крайнем севере (провинция Шаба, республика Заир), где катангские породы не метаморфизованы, песчаники и конгломераты подрудного горизонта сохраняют красную окраску, пигментирующее вещество в них представлено гетитом и гематитом. В южной части Медного пояса с нарастанием степени метаморфизма красноцветная окраска грубообломочных отложений подрудного горизонта меняется на серую, в составе цемента появляются кристаллический гематит и магнетит (мульда Роан-Мулиаши).

Геохимическая обстановка формирования красноцветных отложений

С позиции физической химии красноцветные отложения – это область устойчивости Fe^{3+} . Из диаграммы Eh–pH (рис. 3) видно, что в пределах этой области находятся все известные в природе

формы меди – двухвалентная, одновалентная, металлическая и сульфидная. При этом поля их устойчивости последовательно сменяют друг друга при падении окислительно-восстановительного потенциала. Граница, разделяющая Fe^{3+} и Fe^{2+} , находится в пределах поля устойчивости сульфидов меди.

Для красноцветных отложений не характерно обогащение пород медью. Ее содержание в породах близко к кларку или несколько ниже него [Борисенко, 1980; Перельман, Борисенко, 1962]. В то же время в подземных (поровых, пластовых) водах красноцветных формаций содержание растворенной меди может достигать более 50 мг/л [Пушкина, 1965; Щербаков, 1968] в зависимости от значений Eh и pH растворов. В настоящее время общепризнано, что основной формой переноса меди и других цветных металлов в водных растворах являются комплексные соединения. Седиментационные воды красноцветных континентальных отложений в период осадконакопления характеризуются высоким окислительным потенциалом и близкой к нейтральной средой (поле I на рис. 3). По мере их погружения и расходования кислорода на окислительные реакции Eh поровых растворов снижается, возникает среда, переходная от окислительной к восстановительной (поле II на рис. 3). В этих условиях двухвалентная медь восстанавливается до одновалентного состояния [Лурье, 1988]. В пластовых водах красноцветных формаций, сформированных в континентальных условиях, обычно присутствует хлор-ион, с которым Cu^+ образует водорастворимые комплексы. Соединения Cu^{2+} менее подвижны. Содержания ее в природных водах, близких к нейтральным (что характерно для пластовых вод красноцветных формаций), очень низкое – $n \times 10^{-3}$ – $n \times 10^{-4}$ [Голева и др., 1968; Перельман, 1968; Щербаков, 1968 и др.].

Протерозойские континентальные красноцветные отложения не содержат редуцента [Яншин, 1972]. В отличие от них аналогичные отложения фанерозоя (в связи с появлением высших растений на континенте) в геохимическом отношении более сложные образования. Они нередко содержат реликты органических остатков, которые свидетельствуют о том, что процесс окисления протекал не до конца. На этом основании А.М. Лурье [1988] выделяет два принципиально различных типа красноцветных отложений – рудоматеринские и безрудные красноцветные формации. В рудоматеринских медь (Cu^+) была подвижна (величина Eh соответствовала полю II на рис. 3). В безрудных красноцветных формациях величина Eh могла быть выше (поле I в области устойчивости Cu^{2+}) или ниже (поле III в области устойчивости сульфидной меди). В последнем случае происходит образование новых нерастворимых форм меди – сульфидной и самородной.

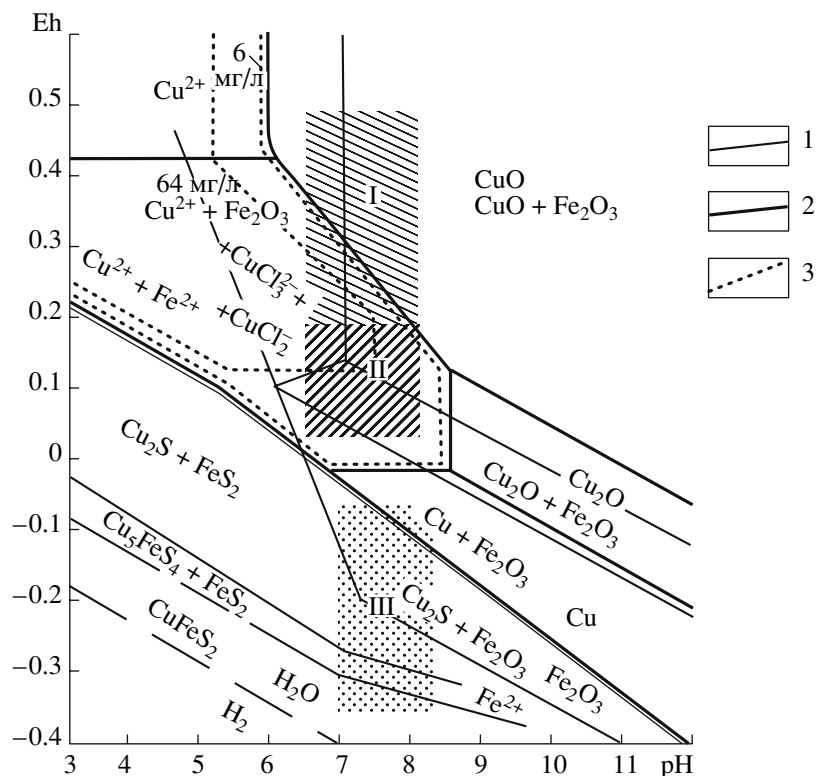


Рис. 3. Диаграмма устойчивости соединений меди и геохимические обстановки миграции и концентрации меди, по [Лурье, 1988].

1 – система Cu-Fe-S-O-H при 25°C и 1 ат общего давления, $\Sigma S = 10^{-4}$ моля; 2 – система Cu-S-O-H-Cl при 25°C, $\Sigma S = 10^{-4}$ моля, $\Sigma Cl = 0.5$ моля в виде NaCl; 3 – изолинии содержания меди в растворе NaCl.

I–III – геохимические обстановки: I – в седиментационных водах в период накопления континентальных красноцветов при активном водообмене; II – в пластовых водах в период пенепленизации и замедленного водообмена (формирование рудоносных растворов в катагенезе); III – в зоне восстановительного геохимического барьера (период сульфидообразования).

Эти красноцветные отложения по формам меди не отличаются от сероцветных (медь в них неподвижна). Поэтому их роль как источника меди ничтожно мала. К числу безрудных относятся красноцветы девона северо-запада Русской платформы, перми и триаса средней Печоры, неогена Каракумов и др. [Борисенко, 1980]. По существу, только две эпохи широкого распространения аридных красноцветных формаций – позднедевонская и пермо-карбоновая – совпадают с максимумами накопления меди в осадочных породах (см. рис. 2). Девонский период может служить примером обратных соотношений: интенсивное развитие красноцветной седиментации в девоне не сопровождается образованием сколько-нибудь значительных месторождений медистых песчаников и сланцев. Возможно, отсутствие редуцента в континентальных красноцветных отложениях протерозоя было одной из причин их максимальной продуктивности на медь.

Средне-верхнекарбоновые красноцветные отложения Чу-Сарысуйской впадины содержат

обильные остатки наземной растительности в форме слепков охристых красных глин. Вокруг них отсутствуют какие-либо признаки осветления. Растительная ткань полностью окислилась, не создав восстановительной обстановки. Следовательно, в этих отложениях не было условий для локального осаждения меди, и вся реакционноспособная медь могла мигрировать. Эти отложения являются наиболее вероятным источником меди Дзезказганского месторождения. В противоположность им пермские красноцветные отложения Западного Приуралья и Донбасса содержат большое количество остатков обуглившейся растительной ткани и глинистых сланцев, вокруг которых развиты зеленые каймы, указывающие на восстановление железа. Здесь не было условий для выноса больших масс меди, и поэтому с этими отложениями связаны месторождения небольшого масштаба. Таким образом, подвижность меди в континентальных красноцветных отложениях палеозоя менялась в зависимости от условий захоронения органического вещества.

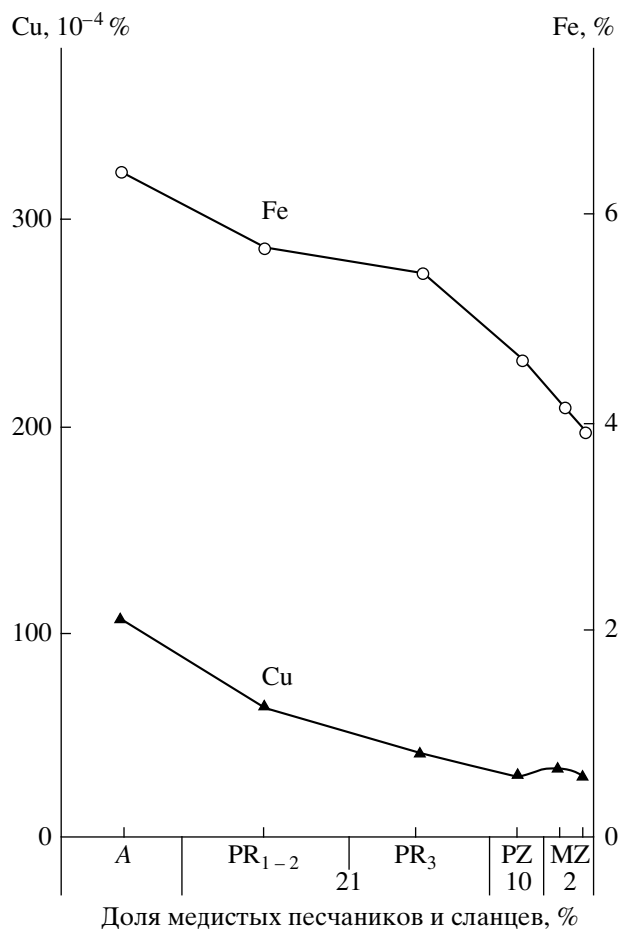


Рис. 4. Изменение среднего содержания железа и меди в глинах по стратиграфической шкале, по [Ронов, 1983] с дополнениями.

Третий этап меденакопления в истории Земли (мезо-кайнозойский), как уже отмечалось, был наименее продуктивным. Возможно, что причина ослабленного меденакопления связана с изменением условий образования красноцветных отложений. Поскольку в мезозое-кайнозое формирование красноцветных отложений происходило в результате постседиментационного окисления первично-сероцветных осадков, в них сохранялись относительно низкие значения Eh – вблизи границы, разделяющей поля устойчивости 2-х и 3-х валентного Fe (см. рис. 3). В этих условиях в красноцветных отложениях можно ожидать развитие преимущественно нерастворимых форм меди – сульфидной и металлической.

В отложениях четвертичного периода месторождения типа медистых песчаников и сланцев до сего времени не обнаружены. Это можно объяснить отсутствием аридных красноцветных формаций этого возраста. По мнению Л.Б. Рухина [1969], их образованию препятствует широкое развитие в четвертичный период травяного по-

крова, который ранее не распространялся на засушливые области. Вопреки этому представлению, Т.Р. Уокер [Walker, 1967] на примере современных и третичных отложений приморской пустыни на севере Калифорнийского залива убедительно показал, что для вызревания красноцветных формаций требуется время, измеряемое несколькими миллионами лет. Изученные Т.Р. Уокером отложения представлены аллювиальными, дельтовыми, прибрежно-морскими, звапоритовыми и золовыми осадками. Несмотря на то, что их накопление происходило при постоянных фациальных и климатических условиях, при переходе от четвертичных отложений к третичным наблюдается постепенное изменение серой окраски на красно-бурую. Это связано с разложением железосодержащих обломочных минералов, за счет которых образуется аутигенный железистый пигмент. Миграция железа и его распыление вызваны колебаниями Eh и pH поровых вод.

Согласно данным, приведенным в работе [Ронов, 1983], в осадочной оболочке Земли со временем происходит последовательное снижение содержания железа, вызванное сокращением площади выходов на поверхность эффузивов основного состава. Одновременно с железом уменьшается и фоновое содержание меди (рис. 4). Так как предполагается, что на интенсивность формирования рудных растворов в красноцветных отложениях оказывает влияние среднее содержание в них меди, то его уменьшение во времени должно отразиться в понижении рудогенерирующего потенциала красноцветных формаций.

УСЛОВИЯ КОНЦЕНТРАЦИИ МЕДИ

Как показали исследования медистых песчаников и сланцев различного возраста, осаждение меди происходило в сульфидной форме. Изотопные данные указывают на биогенное происхождение сульфидной серы в рудах. Решающую роль в генерации сероводорода в процессе формирования сульфидных руд играли сапрофитные сульфатредуцирующие бактерии. Следовательно, для концентрации меди необходимо наличие отмершей органики и сульфатредуцирующих бактерий.

Углеродистое вещество и проблематические органические остатки в осадочных породах известны, начиная с 3.8 млрд лет (Исуа, Гренландия), а несомненные строматолиты и кремнистые микрофоссилии – с 3.5–3.3 млрд лет [Крылов, 1983]. Анаэробные сульфатредуцирующие бактерии, по-видимому, также являются одними из наиболее древних живых организмов, время возникновения которых, как и строматолитообразователей (синезеленых водорослей), уходит за пределы более 2 млрд лет назад. Результаты их жизнедеятельности – сульфиды железа в углеродистых отложениях – известны на самых

древних уровнях докембрийского осадконакопления. Таким образом, условия, необходимые для концентрации меди в осадочных породах, возникли не менее 3 млрд лет назад.

Формирование медистых песчаников и сланцев происходило на геохимических барьерах двух типов – сингенетическом и эпигенетическом. Для рассмотрения периодичности меденакопления в истории Земли особый интерес представляют сингенетические барьеры. Их образование связано с накоплением органического вещества одновременно с осадками. Такие барьеры известны в следующих фациальных обстановках: мелководно-морской, лагунной, болотной, русловой, дельтовой. Два первых фациальных типа барьеров возникали на протяжении всей истории формирования медистых песчаников и сланцев. Они являются наиболее распространенными. С мелководно-морскими отложениями связана большая часть месторождений докембрия (большинство месторождений Медного пояса Африки, Уайт-Пайн (рис. 5а), рудопроявления обрамления Сибирской платформы) и фанерозоя (Мансфельд, Любин-Серошовице, медистые песчаники казанского яруса Западного Предуралья). Максимальные скопления меди в осадочных толщах докембрия по возрасту соответствуют периоду расцвета и быстрого распространения на Земле строматолитообразователей (синезеленых водорослей) в среднем рифее [Семихатов, 1987; Федонкин и др., 1987]. В результате их деятельности возникли обогащенные органикой отложения, развитые на огромных площадях бывших акваторий.

Очевидно, что вероятность встреч меденосных растворов с потенциальными геохимическими барьерами находится в прямой зависимости от масштабов этих барьеров. Следовательно, распространение на обширных площадях углеродистых отложений в конце докембрия обеспечило максимум возможностей для концентрации меди. Два других фациальных типа барьеров (болотный и русловой) появились лишь с девона в связи с развитием наземной растительности. Особенно широкое развитие эти фациальные типы геохимических барьеров получили, начиная с пермского периода. Однако фрагментарный характер захоронения растительных остатков в континентальных отложениях приводил к рассеянию меди в виде многочисленных мелких рудопоявлений. Примером последних являются медистые песчаники в верхнепермских отложениях Западного Предуралья. Крупные концентрации меди данного типа неизвестны.

Эпигенетические биогеохимические барьеры возникают на стадиях катагенеза при проникновении восстановителей (нефтяных вод, битумов, нефти, газов) в породы-коллекторы красноцветных формаций (см. рис. 5б). Как правило, это об-

ломочные и грубообломочные фации красноцветных формаций (дельтовые, аллювиальные, пролювиальные, конусов выноса и др.) с признаками локальных катагенетических изменений: осветления, пиритизации, кальцитизации [Габлина, 1983], в некоторых случаях битуминизации [Ржевский и др., 1988]. В истории развития Земли их формирование обеспечивалось двумя необходимыми условиями – наличием органического вещества и соседством углеродистых формаций с красноцветными молассоидными толщами. Следовательно, при соответствующем сочетании геологических факторов формирование эпигенетических барьеров и связанных с ними месторождений меди могло протекать на протяжении всего рассматриваемого отрезка времени без каких-либо изменений. Наиболее крупные концентрации меди этого типа (как и связанного с сингенетическими барьерами) отмечаются на двух стратиграфических уровнях – рифейско-вендском (некоторые месторождения Замбии, отдельные рудные тела в излучинской свите Гравийского месторождения) и пермско-карбоновом (Джезказган), совпадающих с пиками накопления углеродистых отложений, с одной стороны, и с широким развитием красноцветных формаций – с другой.

Таким образом, условия, необходимые для формирования медистых песчаников и сланцев, возникли одновременно с появлением первых аридных красноцветных формаций, являющихся рудоматеринскими для меди (более 2 млрд лет назад). Изменение условий экзогенного меденакопления в истории Земли связано с эволюцией живого вещества на планете. Максимум концентрации меди в рифее–венде совпадает с периодом расцвета синезеленых водорослей. Появление в фанерозое растительности на суше привело к образованию “бесплодных” красноцветных формаций, а также к увеличению фациальных типов отложений, служивших геохимическими барьерами.

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ КРУПНЫХ И УНИКАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МЕДИ В ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩАХ

Для месторождений медистых песчаников и сланцев, независимо от их размеров, характерны общие закономерности строения и размещения. Но образование месторождений-гигантов возможно лишь при следующих условиях:

- 1) наличие крупных осадочно-породных бассейнов с красноцветными отложениями;
- 2) наличие обширных площадных геохимических барьеров;
- 3) длительность и однонаправленность процесса сульфидообразования [Габлина, 1997].

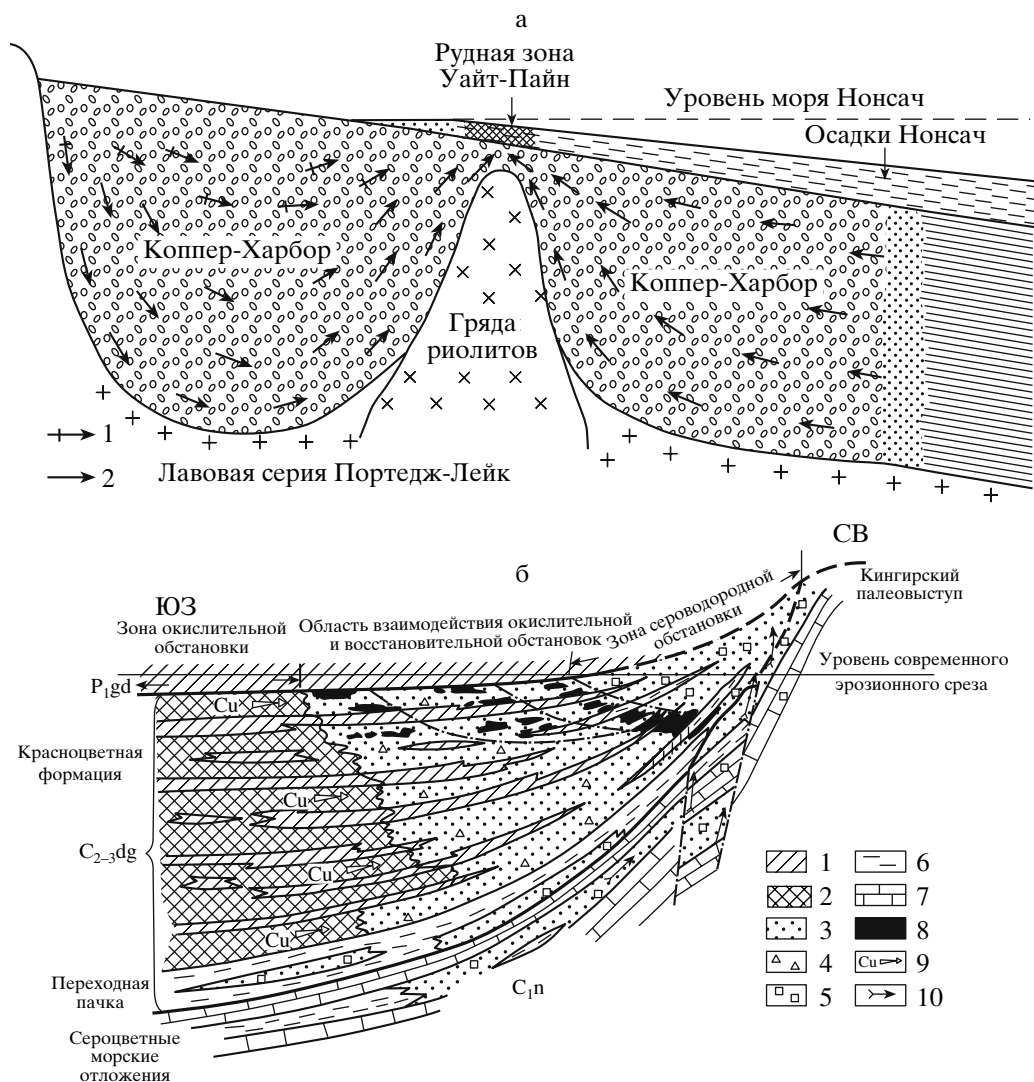


Рис. 5. Модели формирования месторождений меди в осадочных толщах на сингенетическом (а) и эпигенетическом (б) геохимических барьерах.

а – модель формирования месторождения Уайт-Пайн в сероводородсодержащих донных илах морского бассейна [White, 1971]. 1, 2 – предполагаемое направление движения подземных вод в подстилающей красноцветной формации Коппер-Харбор: 1 – инфильтрационных, 2 – элизионных. б – модель формирования Дзезказганского месторождения во вторично-осветленных породах-коллекторах [Габлина, 1983]. 1 – красноцветные аргиллиты, алевролиты; 2 – красноцветные песчаники, конгломераты; 3 – сероцветные песчаники, конгломераты; 4 – рассеянная вкрапленность сульфидов меди; 5 – вкрапленность пирита; 6 – серые аргиллиты, алевролиты; 7 – известняки; 8 – рудные залежи; 9 – направление движения меденосных растворов; 10 – пути миграции восстановителей (углеводородов, H_2S).

P_{1gd} – нижнепермские отложения (жиделисая свита); C_{2-3dg} – продуктивная средне-верхнекаменноугольная красноцветная (дзезказганская) толща; C_{1n} – нижнекаменноугольные морские сероцветные отложения (намюрский ярус).

Для месторождений, связанных с сингенетическими барьерами, первые два условия обеспечиваются при морской трансгрессии в области развития предгорных и межгорных впадин, заполненных красноцветами (см. рис. 5а).

Как видно из таблицы, крупные и гигантские месторождения этого типа связаны с обширными, площадными барьерами морского происхождения. На локальных, разрозненных внутриформационных сингенетических барьерах, образующихся

в континентальных условиях (русловые, болотные и др. фации), формируются серии мелких, разобщенных, рассеянных по большой территории месторождений и рудопроявлений (Каргалинская группа в уфимских красноцветах Западного Приуралья, рудопроявления в картамышской свите Донбасса).

Однако даже при наличии обширных площадных барьеров морского происхождения на них иногда образуются лишь мелкие, несущественные

скопления рудного компонента (рудопроявления Белебеевской и др. зон Западного Приуралья в казанском ярусе). Отличия этих рудопоявлений от близких к ним по условиям залегания и времени формирования цехштейновых месторождений Европы заключается в одном: морские отложения цехштейна перекрывают крупные трогги глубиной 600–1000 м и более, заполненные “мертвым красным лежнем”, тогда как в ложе казанского моря в Западном Приуралье подобные крупные впадины с грубообломочным материалом красноцветов отсутствовали. Там под основанием казанских морских отложений грубообломочные (проницаемые) породы заполняют лишь фрагменты русловых врезов глубиной до 10 м в глинистых красноцветных породах уфимского яруса (рис. 6), что не могло не отразиться на масштабах оруденения. Малопродуктивными являются также сингенетические барьеры в основании красноцветных формаций (горизонт “А” Игарского района, Северная группа месторождений в Джезказганском районе, Ункур и др. медепроявления в основании среднесакусанской подсвиты и александровской свиты Кодаро-Удоканской зоны), т.к. процессы диффузии, обеспечивающие минерализацию такого типа, приводят лишь к формированию бедной сульфидной вкрапленности в сероцветных отложениях на контакте их с красноцветами.

Для формирования крупных месторождений на эпигенетических барьерах необходимы крупные осадочно-породные бассейны с элизионным режимом подземных вод и конседиментационные поднятия, вблизи которых могла бы происходить их разгрузка (см. рис. 5б). Необходимым условием образования эпигенетических барьеров является присутствие сопряженных битуминозных формаций – источников восстановителей, а также наличие разломов или литологических окон, по которым могла осуществляться гидравлическая связь между геохимически контрастными растворами (флюидами). Примером является Джезказган, расположенный на склоне конседиментационного Кингирского поднятия в северной части крупной Джезказган-Сарысуйской впадины, заполненной красноцветными континентальными отложениями джезказганской толщ. Красноцветная джезказганская формация подстилается мощной нефте-газоматеринской карбонатной толщей нижнего карбона – предполагаемого источника восстановительных флюидов (см. рис. 5б).

Большую роль в образовании месторождений-гигантов играет длительность формирования оруденения. На Джезказгане формирование руд осуществлялось на протяжении стадий катагенеза и метагенеза вмещающих отложений. Длительность процесса обеспечивалась стабильностью гидродинамического режима в Джезказган-

Сарысуйской впадине. В результате ее длительного конседиментационного прогибания (с девона до конца перми) в бассейне установился элизионный режим подземных вод, при котором воды, отжимающиеся из глинистых осадков, двигались по водоносным горизонтам от центра впадины к бортам и локальным поднятиям. Месторождение сформировалось вблизи конседиментационного Кингирского поднятия, осложненного долгоживущим глубинным разломом, где в течение длительного времени осуществлялась разгрузка и смешение вод (флюидов), контрастных по геохимическим характеристикам [Габлина, 1983, 1997].

Формирование гигантского месторождения Любин-Серошовице связано с деятельностью сингенетического барьера на границе базальных слоев цехштейна, обогащенных органикой, и подстилающих отложений “мертвого красного лежня”. Оно продолжалось на протяжении стадий сингенеза, диагенеза и катагенеза вмещающих пород. На начальных стадиях медь поступала в нелитифицированные осадки цехштейна при разгрузке слабоокислительных элизионных вод из подстилающих красноцветных отложений на дне цехштейнового моря. Затем в связи с изменением гидродинамического режима бассейна по тем же каналам (проницаемым слоям “красного лежня”) в уже литифицированные породы цехштейна стали поступать кислородсодержащие воды. В результате их длительного воздействия произошло окисление, переотложение и существенное обогащение первичных медных руд, а также привнос новых рудных элементов [Wodzicki, Piestrzynski, 1986; Ермолаев и др., 1996; Габлина, 1997].

Начало оруденения на Удокане связано со стадиями диагенеза и катагенеза вмещающих отложений и обусловлено функционированием сингенетического барьера – пачки пиритсодержащих первично сероцветных прослоев в мощной красноцветной толще. Современный облик месторождения формировался на протяжении всей истории существования рудовмещающих отложений – от протерозоя до настоящего времени. При этом существенную роль в концентрации меди сыграли наложенные процессы, связанные с региональным и контактовым метаморфизмом и гипергенезом [Габлина, Михайлова, 1994; Габлина, 1997].

ПЕРИОДИЧНОСТЬ ОБРАЗОВАНИЯ МЕДИСТЫХ ПЕСЧАНИКОВ И СЛАНЦЕВ

Стратиграфическое размещение медистых песчаников и сланцев явной периодичности не обнаруживает (см. табл.); наблюдается лишь неравномерность распределения месторождений по стратиграфической шкале.

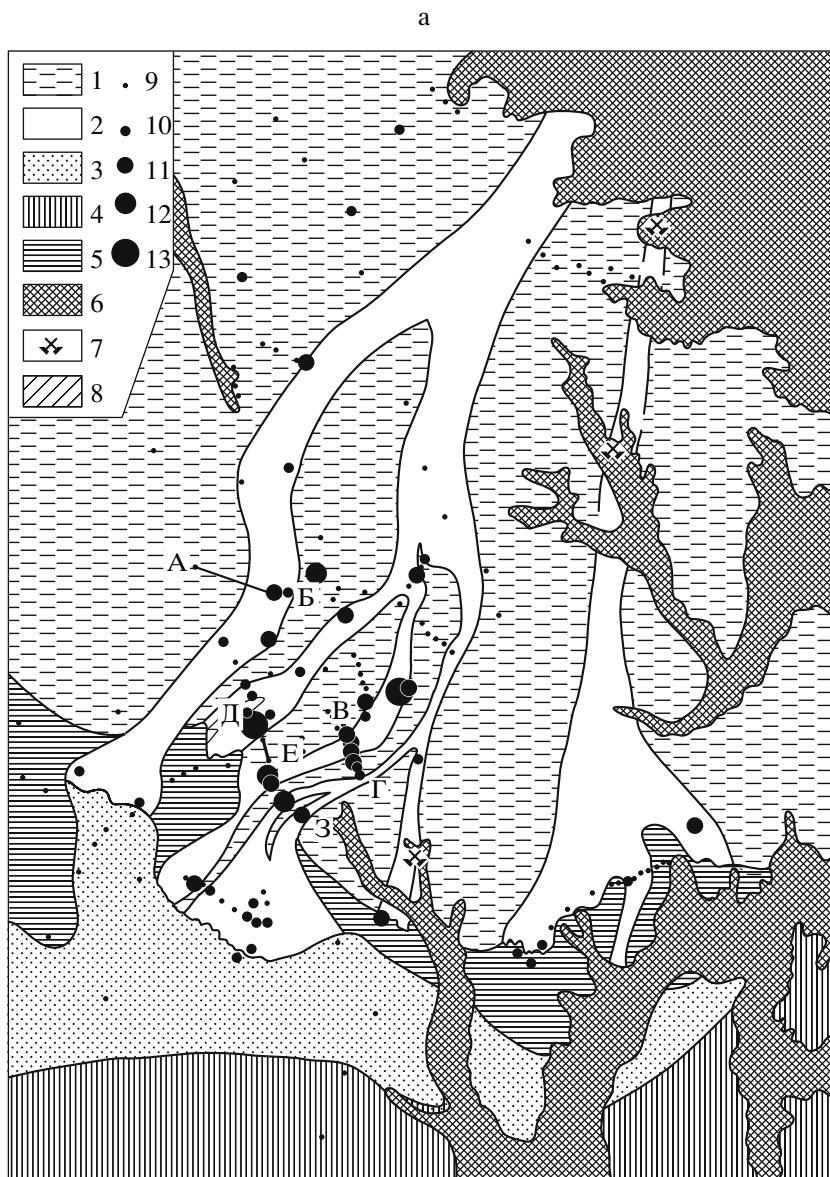


Рис. 6. Палеогеографическая схема Белебеевского участка для конца уфимского века (а) и литолого-фациальные профили (б) [Лурье, Габлина, 1972].

1, 2 – континентальные условия осадконакопления: 1 – прибрежная равнина (преимущественно глины и алевролиты красноцветные), 2 – русла и конусы выноса (преимущественно песчаники красноцветные); 3–5 – бассейновые условия осадконакопления: 3 – бары и отмели (песчаники серого цвета), 4 – участки бассейна с повышенной соленостью (доломиты, гипсы, алевролиты и глины с гипсами), 5 – лагуны опресненные (переслаивание красноцветных глин, алевролитов, реже песчаников); 6 – площади, на которых казанские отложения уничтожены эрозией; 7 – ранее разрабатывавшиеся месторождения; 8 – минерализованные зоны на разрезах (содержание $\text{Cu} > 0.1\%$); 9–13 – количество меди в основании морских отложений казанского яруса (лингуловой пачке, $\text{кг}/\text{м}^2$): 9 – < 2.5 , 10 – > 2.5 , 11 – > 5 , 12 – > 10 , 13 – > 20 .

На разрезах отношение горизонтального масштаба к вертикальному 1:10.

В то же время общеизвестна периодичность глобальных изменений: формирование и распад суперконтинентов (цикл Вилсона), цикл Бертра-на (~180 млн лет), периодичность колебаний уровня Мирового океана, периодичность гляцио-эр, биосферные ритмы и др., с которыми должны быть связаны и процессы образования месторож-

дений. Поэтому, чтобы обнаружить скрытую пе-риодичность накопления медистых песчаников и сланцев, необходимо их рассматривать на фоне глобальных изменений. При таком подходе отчетливо проступает связь уникальных и крупных месторождений с суперконтинентами – Панотией и Пангеей (рис. 7).

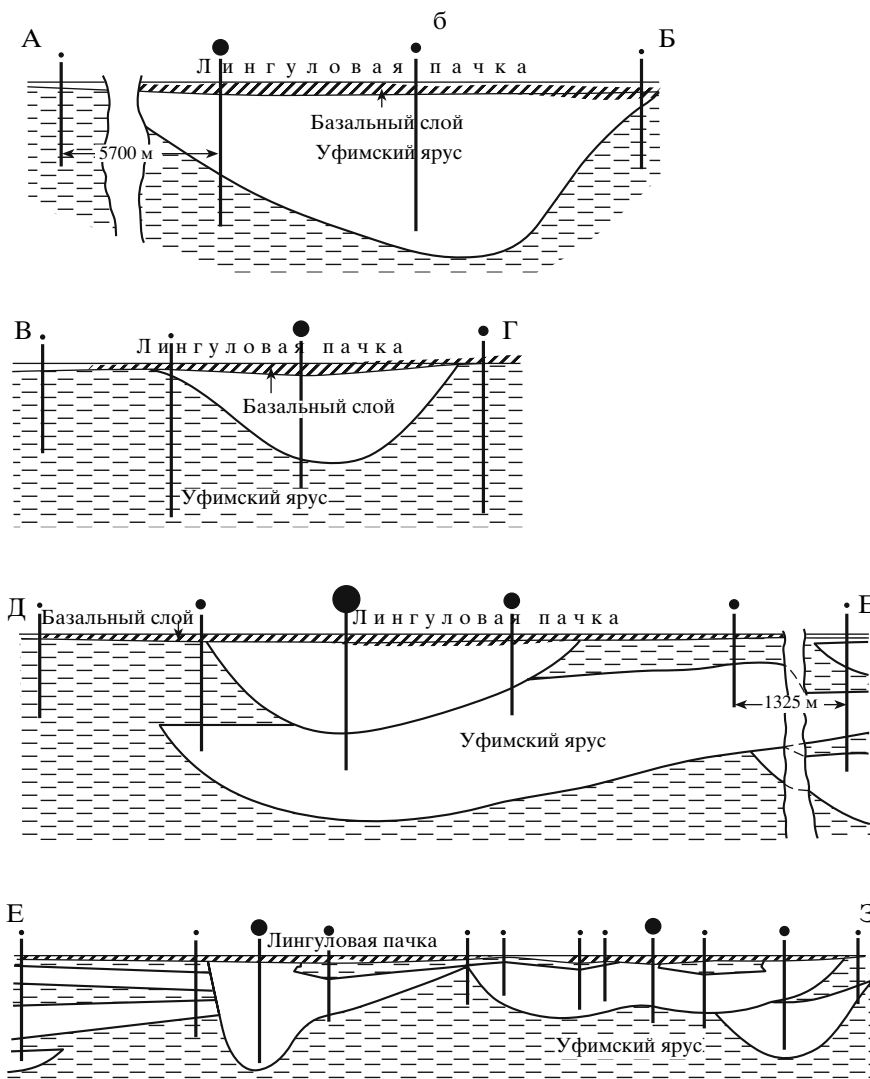


Рис. 6. Окончание.

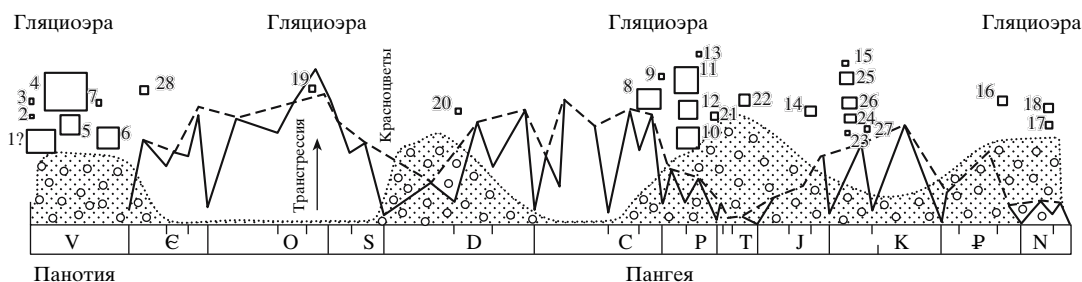


Рис. 7. Месторождения меди в песчаниках и сланцах на фоне крупнейших глобальных изменений. Крапом показаны красноцветные формации, по [Анатольева, 1978]; номера месторождений см. на рис. 2.

В условиях суперконтинента Панотии образовались крупные месторождения медного пояса Африки, Уайт-Пайн (оз. Верхнее, США) и Айнак (Афганистан), а также, возможно, уникальное Удоканское месторождение. Существование

Пангеи способствовало появлению крупнейших месторождений Джеккаганской группы (Казахстан) и медных месторождений Европы в отложениях "красного лежня" и цехштейна: Мансфельд, Зангерхаузен, Рихельсдорф и др. (Германия), а

также гигантского месторождения Любин-Серовице (Польша).

С позиций изложенной модели образования медистых песчаников и сланцев такая закономерность естественна. Для появления крупных месторождений необходимы мощные толщи красноцветных рудоматеринских отложений и углеродистые геохимические барьеры. Формирование мощных красноцветных континентальных толщ связано с климатическими особенностями суперконтинентов. Именно на суперконтинентах были наиболее благоприятные условия для формирования гигантских ледниковых покровов и особых климатических условий, когда влажный тропический пояс практически отсутствовал [Жарков, 2004]. В низких и средних широтах суперконтинентов к началу их распада господствовал резко континентальный аридный климат, в чем можно убедиться на примере палеогеографии Пангеи в перми и триасе [Жарков, 2004].

При низком уровне Мирового океана в условиях начинающегося растяжения континентальной земной коры в формирующихся грабенах накапливались огромные массы красноцветных пород. Особый тип циркуляции в атмосфере и океане, возникший в результате оледенения, сохранялся и после деградации ледников. Так, например, появление устойчивого влажного тропического пояса произошло только в альбе [Чумаков, 2004], почти сто миллионов лет спустя после деградации ледников. Поэтому накопление красноцветных толщ, а с ними и медистых песчаников и сланцев, сразу не обрывается, но постепенно сокращается. Так, в среднем-верхнем кембрии известно лишь одно, среднее по запасам месторождение Тимна (Израиль) и незначительные медепроявления в Западно-Аравийской меденосной зоне, южном обрамлении Сибирской платформы и др. [Наркелюн и др., 1983], а максимум меденакопления в верхней юре–нижнем мелу, связанный с месторождениями Северо-Африканской провинции и рудных районов Юньнань и Хейли (Китай), значительно меньше пермского.

Как видим, крупные экзогенные месторождения меди приходятся на гляциоэры и последующие аридные эпохи. Вместе с тем, длительный ледниковый период в среднем ордовике–силуре, который не сопровождался сильным понижением уровня Мирового океана и большим материковым оледенением, не способствовал образованию крупных месторождений меди. Кроме мелких рудопроявлений в обрамлении Сибирской платформы, в позднеродовикских отложениях известно только одно среднее по запасам месторождение медистых глин (Маунт-Лайелл в Австралии) [Наркелюн и др., 1983]. Таким образом, чем значительнее континентальное оледенение, тем больше формируется крупных месторождений

меди. Впрочем, это касается и всех других рудосодержащих и нефтегазоносных отложений фанерозоя [Малиновский, 1982].

Если максимумы накопления медистых песчаников и сланцев не обнаруживают отчетливой периодичности, то их минимумы, которые приходятся на ранний ордовик, ранний карбон и поздний мел, следуют друг за другом с периодом около 180 млн лет (бертрановский период). Названные эпохи характеризуются минимальным накоплением красноцветных и углеродистых формаций, максимальным уровнем Мирового океана и максимальным расширением влажных тропических зон, которое продолжалось и в самом начале гляциоэра.

Переход от теплых эр к ледниковым выглядит парадоксально, т.к. максимальное потепление неожиданно сменяется ледниковьем. Он происходит на фоне высокого уровня Мирового океана и максимального сокращения аридных зон, когда отражательная способность (альbedo) Земли сокращается, и возрастает поступление солнечной энергии. Не менее странным выглядит и переход от гляциоэра к теплым: резкое похолодание вдруг сменяется потеплением климата. Этот переход совершается при максимальном развитии материкового оледенения и аридизации климата, когда поверхность Земли усваивает минимальное количество солнечной энергии. Причем деградация, например пермского ледникового щита, совершалась без какого-либо изменения положения Пангеи [Жарков, 2004]. Такая парадоксальность может свидетельствовать об автоколебательной природе явления [Малиновский, 2007]. Эти автоколебания происходят в биосфере, включающей, по В.И. Вернадскому, живое вещество, гидросферу, тропосферу и верхнюю часть литосферы. Каков же их возможный механизм?

Водная толща современного мирового океана стратифицирована преимущественно по температуре. Температуры глубинных и промежуточных вод в среднем составляют около 2.5°C. Известно [Huber et al., 2000], что глубинные воды океана в позднем мелу перед началом современной гляциоэры имели температуру от 7–11 до 20°C и были стратифицированы по солености. Причем движение глубинных вод происходило от экватора к полюсам [Кузнецова, Корчагин, 2004], в то время как ныне движение обратное – от полюсов к экватору. Вслед за А.П. Лисицыным [1989] можно принять, что для всех гляциоэра характерна Т-циркуляция, а для теплых эр – S-циркуляция. Т-циркуляция формируется естественными “холодильниками” у полюсов, а S-циркуляция – погружением теплых соленых вод в аридных зонах. Т-циркуляция создает “холодный океан”. S-циркуляция – “теплый”. Однако А.П. Лисицин считает, что климат на континентах зависит лишь от того, в какую

климатическую зону сместились континенты, а S-циркуляция намного слабее T-циркуляции, так как в мелу на дне океана не обнаружено контуритов. Дело в том, что в мелу, и особенно в позднем, когда почти полностью сформировалась стратификация вод по солености, циркуляция должна была быть слабой.

T-циркуляция замирает, когда весь океан становится холодным. В результате поверхностные теплые течения типа Гольфстрима перестают действовать. Тепло не поступает к полюсам, и создаются условия для развития максимального оледенения и аридизации климата. Это приводит к образованию в низких широтах океана тяжелых теплых вод повышенной солености, которые там накапливаются до какого-то предела, после чего резко прорываются в глубинах океана к полюсам, приводя в движение меж океанский конвейер и разрушая оледенение. Так вступает первая, углеродистая фаза биосферных ритмов [Малиновский, 2007], которую можно сравнить с апвеллингом глобальных масштабов. Благодаря такому “апвеллингу” вместе с биогенными элементами, которые поступают в зону фотосинтеза океана, атмосфера получает значительное количество CO₂. В итоге происходит одновременное увеличение биопродуктивности и сброс системой углерода, как в морских, так и в наземных экосистемах [Малиновский, 1982, 2007]. Таяние ледников способствует подъему уровня Мирового океана, и углеродистые отложения первых фаз биосферных ритмов перекрывают рудоматеринские красноцветные толщи, сформировавшиеся в “кальциевые” фазы предыдущих ритмов, создавая сингенетические геохимические барьеры.

По мере расхода накопившихся теплых вод повышенной солености происходит замедление океанских течений, и постепенно вступает вторая – “кальциевая” фаза биосферных ритмов. Она длится в несколько раз дольше “углеродистой” пока не накопится очередная критическая масса вод в низких широтах. Причем вблизи критических состояний процесс может быть инициирован внешними воздействиями (падение космических тел, землетрясения и др.). Таким образом, S-циркуляция, формирующая теплый океан, протекает тоже ритмично (биосферные ритмы). По мере прогрева всех вод океана она постепенно ослабевает. В результате расширяются зоны влажного тропического климата, перестают накапливаться массы вод повышенной солености меж океанский конвейер почти замирает и перестает подавать тепло к полюсам [Малиновский, 2007].

Такие условия существовали в раннем ордовике, раннем карбоне и позднем мелу. Для них характерно малое количество углеродистых толщ, минимумы накопления осадочных полезных ископаемых и максимумы накопления карбонатов.

Сформировавшаяся стратификация вод “теплого океана” и, как следствие, слабая работа меж океанского конвейера приводили к тому, что на фоне теплого гумидного климата в среднем ордовике, среднем карбоне и палеогене возникало материковое оледенение. Вблизи полярных “холодильников” накапливались массы холодных, более плотных вод, которые порциями в глубинах океана перемещались к экватору, создавая T-циркуляцию и биосферные ритмы. Строение биосферных ритмов при T-циркуляции и S-циркуляции одинаковое: первая фаза – “углеродистая”, вторая – “кальциевая”. Первая фаза способствует кратковременной гумидизации климата, а вторая часто заканчивается солеобразованием. Известные триады: углеродистые отложения – карбонаты – соли представляют собой биосферные ритмы [Малиновский, 2003].

Медистые песчаники и сланцы занимают определенное место в биосферных ритмах – на границе смены “кальциевых” фаз “углеродистыми” фазами последующих ритмов. “Углеродистые” фазы биосферных ритмов наступают резко и постепенно переходят в “кальциевые”. В ледниковые эпохи “углеродистые” фазы сопровождаются подъемом уровня океана за счет периодического таяния льдов. Поэтому углеродистые отложения имеют больше возможностей перекрыть континентальные красноцветные толщи, образовавшиеся в “кальциевые” фазы предыдущих биосферных ритмов. Для “кальциевых” фаз биосферных ритмов характерно нарастание аридизации климата, которое к их завершению достигает максимума. В результате самые контрастные смены обстановок осадконакопления приходятся на границы биосферных ритмов, что приводит к образованию геохимических барьеров, с которыми связаны экзогенные месторождения меди.

Итак, образование медистых песчаников и сланцев подчинено общим законам периодичности накопления нефтегазоносных и рудосодержащих отложений с бертрановским и вилсоновским периодами. Однако вилсоновский цикл их образования (~ 400–450 млн лет), который обусловлен временем максимального развития красноцветных формаций на суперматериках, здесь играет ведущую роль.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Связь месторождений медистых песчаников и сланцев с красноцветными молассоидными формациями объясняется подвижностью меди (Cu⁺) в слабоокислительной среде, характерной для пластовых вод этих формаций. Осаждение меди происходит в сульфидной форме на сероводородных геохимических барьерах двух типов: сингенетических и эпигенетических.

2. Снижение концентрации меди в осадочной оболочке Земли от докембрия к кайнозою может быть связано с действием нескольких факторов: эволюцией живого вещества в истории Земли; снижением фонового содержания меди в осадочных породах; изменением условий образования красноцветных отложений.

3. Максимальные концентрации меди в осадочной оболочке обусловлены главным образом наличием крупных и уникальных месторождений (более 10 млн т), для образования которых необходимы следующие условия: наличие крупных впадин, выполненных рудоматеринскими красноцветными формациями; наличие обширных площадных восстановительных барьеров; длительность процесса рудообразования. Поэтому наиболее древние месторождения, формирование которых продолжается до настоящего времени (за счет вторичного обогащения в зоне гипергенеза), нередко являются и наиболее крупными концентраторами меди в осадочных отложениях.

4. Периодическое образование медистых песчаников и сланцев связано с глобальными биосферными ритмами. Главные эпохи меденакопления приходится на начальные стадии перестройки океанической циркуляции и соответствуют сменам “кальциевых” фаз крупнейших биосферных ритмов “углеродистыми” фазами следующих.

5. Выявленная периодичность максимального меденакопления в истории Земли совпадает с периодами максимального развития красноцветных формаций на суперконтинентах – Панотии и Пангеи, период возникновения которых соответствует циклу Вилсона (400–450 млн лет).

Работа выполнена при финансовой поддержке программы фундаментальных исследований ОНЗ-2 и РФФИ (грант 05-05-64952).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Амантов В.А.* Нерешенные вопросы стратиграфии протерозоя зоны БАМ // Труды ВСЕГЕИ. Новая серия. 1978. Т. 302. С. 87–93.
- Анатольева А.И.* Главные рубежи эволюции красноцветных формаций. Новосибирск: Наука, 1978. 192 с.
- Арустамов А.А., Есенов Ш.Е., Паришин Г.Б., Штифанов В.И.* Медистые песчаники Северного Джекказгана. Алма-Ата: Наука, 1963. 139 с.
- Богданов Ю.В., Кочин Г.Г., Кутырев Э.И. и др.* Медистые отложения Олекмо-Витимской горной страны. Л.: Недра, 1966. 322 с.
- Богданов Ю.В., Бурьянова Е.З., Кутырев Э.И. и др.* Стратифицированные месторождения меди СССР. Л.: Недра, 1973. 312 с.
- Борисенко Е.Н.* Геохимия глеевого катагенеза в породах красноцветной формации. М.: Наука, 1980. 164 с.
- Вильмова Е.С.* Первая находка фауны и следов жизнедеятельности в удоканской серии Удоканского прогиба (Восточное Забайкалье) // III Всесоюзный симпозиум по палеонтологии докембрия и раннего кембрия. Тез. докл. Петрозаводск, 1987. С. 18–19.
- Володин Р.Н., Четкин В.С., Богданов Ю.В. и др.* Удоканское месторождение медистых песчаников (Восточная Сибирь) // Геология рудных месторождений. 1994. Т. 36. № 1. С. 3–30.
- Габлина И.Ф.* Минералого-геохимические критерии выделения красноцветных формаций в метаморфических толщах докембрия в связи с их меденосностью // Литология и полез. ископаемые. 1990. № 3. 95–109.
- Габлина И.Ф.* Особенности формирования крупных месторождений медистых песчаников и сланцев // Геология рудных месторождений. 1997. Т. 38. № 4. С. 372–386.
- Габлина И.Ф.* Условия меденакопления в красноцветных континентальных формациях. М.: Наука, 1983. 111 с.
- Габлина И.Ф., Михайлова А.И.* Закономерности локализации медного оруденения на Удоканском месторождении // Литология и полез. ископаемые. 1994. № 3. С. 147–168.
- Германов А.И.* Гидродинамические и гидрохимические условия образования некоторых гидротермальных месторождений // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1962. С. 79–98.
- Гипергенные окислы железа в геологических процессах. М.: Наука, 1975. 207 с.
- Голева Г.А., Поляков В.А., Нечаев Т.Н.* Распространение и формы миграции меди в подземных водах // Геохимия. 1968. № 5. С. 586–594.
- Густафсон А.Б., Уильямс Н.* Стратиформные месторождения меди, свинца и цинка в осадочных породах // Генезис рудных месторождений. М.: Мир, 1984. С. 156–224.
- Жарков М.А.* Палеогеографические перестройки и обстановки седиментации в перми и раннем триасе // Климат в эпохи крупных биосферных перестроек / Под ред. Семихатова М.А., Чумакова Н.М. М.: Наука, 2004. С. 158–180.
- Ермолаев Н.П., Габлина И.Ф., Бернад В.В.* Перераспределение платиноидов, золота и серебра в медистых песчаниках и сланцах (Нижняя Силезия, Польша) // Геохимия. 1996. № 9. С. 840–851.
- Косовская А.Г., Соколова Т.Н.* Граувакки красноцветной формации Оренбургского Приуралья // Граувакки. М.: Наука, 1972. С. 232–284.
- Крылов И.Н.* Органический мир докембрия и его влияние на осадочные процессы // Биогеохимические аспекты формирования осадочных пород и руд. Тез. докл. Л., 1983. С. 23.
- Кузнецова К.И., Корчагин О.А.* Глобальная экспансия планктонных фораминифер: триас, юра, мел // Климат в эпохи крупных биосферных перестроек / Под ред. Семихатова М.А., Чумакова Н.М. М.: Наука, 2004. С. 124–148.
- Лисицын А.П.* Эволюция океанов // Эволюция геологических процессов. Докл. советских геологов на XXVIII сессии МГК. М.: Наука, 1989. С. 153–166.
- Лурье А.М.* Месторождения меди в морских осадках // Советская геология. 1974. № 1. С. 20–29.
- Лурье А.М.* Генезис медистых песчаников и сланцев. М.: Наука, 1988. 182 с.

- Лурье А.М., Габлина И.Ф. Источник меди при формировании месторождений мансфельдского типа в Западном Приуралье // *Геохимия*. 1972. № 1. С. 75–88.
- Лурье А.М., Габлина И.Ф. Принципиальная схема образования экзогенных месторождений меди // *Докл. АН СССР*. 1978. Т. 241. № 6. С. 1402–1406.
- Медный пояс Северной Родезии. М.: ИЛ, 1963. 472 с.
- Малиновский Ю. М. Синфазная стратиграфия фанерозоя. М.: Недра, 1982. 176 с.
- Малиновский Ю.М. Биосферные основы литологии. М.: Изд-во РУДН, 2003. 111 с.
- Малиновский Ю.М. Нефтегазовая литология. М.: Изд-во РУДН, 2007. 156 с.
- Мележик В.А. Красноцветы раннего докембрия – результат биохимической деятельности организмов // III Всесоюзный симпозиум по палеонтологии докембрия и раннего кембрия. Тез. докл. Петрозаводск, 1987. С. 66–67.
- Наркелюн Л.Ф. Геология и оруденение Джезказганского месторождения (по материалам рудного района Покро) // *Тр. ИГЕМ АН СССР*. Вып. 87. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 131 с.
- Наркелюн Л.Ф., Безродных Ю.П., Трубачев А.И. и др. Медистые песчаники и сланцы южной части Сибирской платформы. М.: Недра, 1977. 223 с.
- Наркелюн Л.Ф., Салихов В.С., Трубачев А.И. и др. Медистые песчаники и сланцы мира. М.: Недра, 1983. 414 с.
- Перельман А.И. Некоторые вопросы геохимии катагенеза в осадочных месторождениях типа медистых песчаников. // *Тр. ИГЕМ АН СССР*. Вып. 28. М.: Изд-во АН СССР, 1959. С. 5–21.
- Перельман А.И. Геохимия эпигенетических процессов. М.: Недра, 1968. 331 с.
- Перельман А.И., Борисенко Е.Н. Очерки геохимии меди в зоне гипергенеза // *Тр. ИГЕМ АН СССР*. Вып. 70. М.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 30–99.
- Пушкина З.В. Поровые воды глинистых пород и их изменение по разрезу // *Постседиментационные изменения четвертичных и плиоценовых глинистых отложений Бакинского архипелага*. М.: Наука, 1965. С. 160–203.
- Ржевский В.Ф., Габлина И.Ф., Васильевская Л.В., Лурье А.М. Генетические особенности Гравийского месторождения меди // *Литология и полез. ископаемые* 1988. № 2. С. 86–97.
- Ронов А.Б. Химический состав осадочных пород важнейших структурных зон континентов и пути его эволюции // *Геохимия платформенных и геосинклинальных осадочных пород и руд*. М.: Наука, 1983. С. 7–18.
- Рухин Л.Б. Основы литологии. М.: Недра, 1969. 272 с.
- Семихатов М.А. Таксоны докембрийских строматолитов в пространстве и времени // III Всесоюзный симпозиум по палеонтологии докембрия и раннего кембрия. Тез. докл. Петрозаводск, 1987. С. 87–89.
- Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. Т. 2. М.: Изд-во АН СССР, 1964. 267 с.
- Тажимаева П.Т., Эйриси М.В., Сафаргалиев Г. О роли органического углерода в рудообразовании Джезказганского месторождения // *Изв. АН Каз. ССР. Серия геол.* 1964. № 4. С. 91–95.
- Федонкин М.А., Чумаков Н.М., Янкаускас Т.М. Проблемы глобальных биотических и абиотических событий в позднем докембрии // III Всесоюзный симпозиум по палеонтологии докембрия и раннего кембрия. Тез. докл. Петрозаводск, 1987. С. 99–101.
- Чумаков Н.М. Климатическая зональность и климат мелового периода // *Климат в эпохи крупных биосферных перестроек / Под ред. Семихатова М.А., Чумакова Н.М.* М.: Наука, 2004. С. 105–123.
- Щербаков А.В. Геохимия термальных вод. М.: Недра, 1968. 234 с.
- Юргенсон Г.А., Акрам М., Алами Г. и др. Минеральные типы руд и последовательность образования сульфидов на месторождении Айнак (республика Афганистан) // *Изв. вузов. Сер. геология и разведка*. 1981. № 6. С. 150–153.
- Энсайн К.О. (мл.), Уайт У.С., Райт Дж.К. и др. Медные месторождения Уайт-Пайн в сланцах Нонсач, штат Мичиган // *Рудные месторождения США*. Т. 1. М.: Мир, 1972. С. 602–627.
- Янишин А.Л. О принципах выделения геологических формаций // *Домезозойские красноцветные формации*. Новосибирск: Наука, 1972. С. 5–12.
- Яцинин С.Б., Гируваль Т. Айнакское месторождение меди (Афганистан) // *Сов. геол.* 1981. № 7. С. 78–82.
- Cailteux J. Minerals cuprifères et roches encaissantes à Musoshi province du Shaba republicque du Sair // *Am. Soc. Geol. Belg.* 1973. V. 96. № 3. P. 495–521.
- Cloud P. Paleoeological significance of the banded iron formation // *Econ. Geol.* 1973. V. 68. № 7. P. 1135–1143.
- Cony A.G., Scott S.D., Bellon H., Beaudoin G. The Boleo Cu-Co-Zn depozit, Baja California Sur, Mexico: the role of magmatic fluids in genesis of a synsedimentary deposit // *Mineral deposits at the 21st Century*. 2001. P. 223–226.
- Eisenhut K., Kautzsch E. *Handbuch für dem Kupferschiferbergbau*. Leipzig, 1954. 334 p.
- Hoyningen-Huene E. Zur Paläohidrologie des Oberrotliegenden und Zechsteins in Harzvorland // *Ber. Geol. Ges. DDR*. 1963. H. 1. S. 201–220.
- Huber B.T., Norris R.D., Macleod K.G. Deep-sea paleotemperature record of extreme warmth during the Cretaceous // *Geology*. 2000. V. 30. № 2. P. 123–126.
- Kirkham R.V. The distribution, settings and genesis of sediment-hosted stratiform copper deposits // *Sediment-hosted, Stratiform copper deposits* // *Geol. Assoc. Can. Spec. Pap.* 1989. № 36. P. 3–38.
- Litologie, Paläogeographie und Metallführung des Kupferschiefers in der DDR. Autorenkollektiv // *Geologie*. 1968. Bd. 17. H. 6/7. P. 776–791.
- Rose A.W. The effect of cupriforous chloride complexes in the origin of red-bed copper and related deposits // *Econ. Geol.* 1976. V. 71. P. 1036–1048.
- Walker T.R. Formation of red-bed in modern and ancient deserts // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1967. V. 78. № 3. P. 510–521.
- White W.S. A paleohydrologic model for mineralisation of the White Pine Copper Deposit, Norten Michigan // *Econ. Geol.* 1971. V. 66. № 1. P. 1–13.
- Wodzicki A., Piestrzynski A. An ore genetic model for the Lubin-Sierszowice mining district, Poland // *Mineral. Deposita*. 1986. V. 21. P. 70–80.