

УДК 551

ПРОБЛЕМЫ СИДЕРИТООБРАЗОВАНИЯ И ЖЕЛЕЗОРУДНЫЕ ЭПОХИ. СООБЩЕНИЕ 1. ТИПЫ СИДЕРИТСОДЕРЖАЩИХ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

© 2004 г. В. Н. Холодов, Г. Ю. Бутузова

Геологический институт РАН
119017 Москва, Пыжевский пер., 7
Поступила в редакцию 22.12.2003 г.

В статье подчеркнута неустойчивость сидерита в процессах седиментации, диагенеза и метаморфизма осадочных и вулканогенно-осадочных железных руд. Рассмотрены закономерности распределения сидерита в джеспиллитах докембрия, в метасоматических рудах Бакальского типа, в континентально-морских угленосных формациях и оолитовых железных рудах. Рассмотрены особенности генезиса докембрийских джеспиллитов, рифейско-нижнепалеозойских элизионно-гидротермальных месторождений и отмечена генетическая связь конкреционных сидеритов угленосных формаций и оолитовых железных руд с низовыми углепроизводящими торфяными болотными залежами.

Как это впервые показал Н.М. Страхов [1947], железорудный процесс прерывист во времени; в течение докембрия и фанерозоя отчетливо вырисовываются эпохи, когда усиленно формировались многочисленные и часто разнотипные месторождения железных руд, и эпохи, когда железорудный процесс слабо проявлял себя, редуцировался, а иногда и совсем сходил на нет.

С минералогической точки зрения железорудные месторождения представляют собой концентрацию карбонатов, силикатов, сульфидов и гидроксидов железа; иногда эти скопления мономинеральны, но чаще слагают рудные тела в различных сочетаниях.

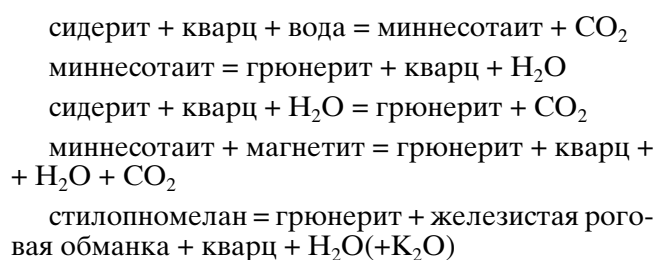
Среди железорудных карбонатных минералов широко распространены сидерит (FeCO_3) с его разновидностями (марганцевая – олигониты, магниевая – сидероплезиты) и анкерит $\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe}^{+2}, \text{Mn})(\text{CO}_3)_2$.

В осадочных железных рудах наибольшим распространением пользуется сидерит. Более того, в ряде случаев имеются все основания считать именно сидерит тем первичным минералом, образование которого предопределило весь ход рудообразующего процесса; без реконструкции условий сидеритообразования наши представления о железорудном процессе становятся весьма неполными.

Очень важная особенность сидерита заключается в том, что он представляет собой крайне неустойчивый минерал. При воздействии кислорода воздуха он легко окисляется по схеме $4\text{FeCO}_3 + \text{O}_2 \rightarrow 2\text{Fe}_2\text{O}_3 + 4\text{CO}_2$, образуя аморфные фазы, гётит, гидрогётит, гематит и другие гидроксиды железа.

Как экспериментально показали И.Г. Киссин и С.И. Пахомов [1967, 1969], при нагревании сидерита с водой при температуре 75°C возникает неустойчивая гидроокись $\text{Fe}(\text{OH})_2$ и уголекислота, причем двухвалентное железо легко растворяется в воде.

В процессах метаморфизма, по мнению R.G. Schmidt [1963], В.М. French [1968], Г.Б. Мори [1972], К. Клейна [1975], за счет сидерита в очень большом диапазоне температур могут образовываться вторичные силикатные минералы (миннесотаит $\text{Fe}_3\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$, гриналит $(\text{Fe}, \text{Mg})_6\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_8$, стилпномелан $\text{K}_{0.6}(\text{Mg}, \text{Fe}^{+2}, \text{Fe}^{+3})_6(\text{Si}, \text{Al})_6(\text{O}, \text{OH})_{22}$, грюнерит $(\text{Fe}^{+2}, \text{Mg})[\text{Si}_8\text{O}_{12}](\text{OH})_2$ по следующим схемам:



Можно сделать вывод, что все вторичные преобразования сидеритовых месторождений, будь то гипергенное выветривание и окисление руд кислородом воздуха, погружение в глубь элизионных систем и гидролиз или более глубокие метаморфические изменения при высоких температурах и давлениях, равным образом приводят к разрушению сидеритовых залежей и к замещению сидеритов другими минералами.

В связи с эфемерностью сидеритовых месторождений закономерности их распределения на площади и во времени требуют специальных ре-

Сравнительная характеристика джеспиллитовых формаций докембрия и связанных с ними железорудных месторождений

Особенности выделенных типов формаций	Тип джеспиллитовых формаций	
	тип Алгома	тип озера Верхнего
Распространение в стратиграфическом разрезе	Преобладают в архее, но распространены в широком стратиграфическом интервале от архея (Мичипикотен, Онтарио, Канада) до кембрия (Джетым-тау, Киргизия), ордовика (Батерст, Англия) и карбона (Тайнаф, Англия)	Формируют крупные, почти одновозрастные бассейны в стратиграфическом интервале 2.0–2.5 млрд. лет, на границе архея и протерозоя (оз. Верхнее, Канада, Минас Жераис, Бразилия, Трансваль, ЮАР, Кривой Рог, Украина, КМА, Россия, Хаммерсли, Австралия)
Структурное положение	Зеленокаменные пояса кратонов, рифтогенные впадины	Перикратонные бассейны, синклинии, осложненные продольными разломами
Соотношение с эффузивным образованием	По простираию джеспиллитовые формации сменяются разнообразными эффузивными толщами	Как правило, субсинхронные эффузивы отсутствуют, но встречаются в смежных стратиграфических интервалах
Фациально-минералогические особенности	Широкое распространение имеют сульфидная (пирит, пирротин) и карбонатная фации (сидерит, анкерит); в меньшей степени развиты оксиды (магнетит, мартит, гематит) и силикаты железа	Преобладают оксиды (магнетит, мартит, гематит), карбонаты (сидерит, анкерит) и силикаты железа; сульфидная фация редуцирована или даже полностью отсутствует
Геохимическая характеристика	Руды джеспиллитовых месторождений чрезвычайно сходны по содержанию порообразующих компонентов и элементов-примесей. Железорудные формации с возрастом 2.3–3.8 млрд. лет по положительной аномалии Eu, отношению Eu/Sm и изотопному составу Nd сходны между собой, но отличаются от более молодых джеспиллитов	

конструкций и долго будут вырисовываться только в самых общих чертах.

Цель данной статьи заключается в том, чтобы собрать в единую картину разрозненные сведения о распространении и генезисе сидеритовых месторождений во времени и дать ей более или менее обоснованное истолкование.

ЖЕЛЕЗНЫЕ РУДЫ ДОКЕМБРИЯ И СИДЕРИТОВЫЕ ФАЦИИ

Развитые преимущественно в докембрии джеспиллиты представляют собой железорудные породы, в которых чередуются слои или полоски кварцевого или яшмового материала и рудных минералов (магнетит, мартит, гематит, силикаты и карбонаты железа, пирит, минералы марганца); толщина слоев колеблется от 0.1 до 20 мм, причем в некоторых случаях они группируются в циклы. Именно с джеспиллитовыми формациями связаны крупнейшие железорудные месторождения мира [Страхов, 1947; James, 1983; Холодов, Бутузова, 1999, 2001].

В настоящее время большинство исследователей, вслед за Г.А. Гроссом [Gross, 1965, 1980] различают два типа джеспиллитовых скоплений: тип Алгома и тип озера Верхнего. Их сравнение приводится в таблице.

Опираясь на минералого-палеогеографические исследования, Н.Л. Джеймс [James, 1954,

1983] выделил в джеспиллитовых формациях четыре группы фаций: окисную (магнетит, мартит, гематит), карбонатную (сидерит, анкерит), силикатную (гриналит, стилпномелан, миннесотаит) и сульфидную (пирит, реже пирротин). Они развиваются как в джеспиллитах типа Алгома, так и в отложениях оз. Верхнего, хотя в джеспиллитах первого типа обычно преобладают сульфидные и карбонатные фации, а в отложениях второго типа – оксидные, карбонатные, и в меньшей степени – силикатные (см. табл.).

Изучение джеспиллитов района Мичипикотен в провинции Онтарио (Канада), принадлежащих к типу Алгома, позволило А.М. Гудвину [Goodwin, 1973] показать, что с увеличением глубины палеобассейна окисные фации сменяются карбонатными, а затем – сульфидными (рис. 1а). Дж. Менард [1985], обобщивший работы D.A. White, V.M. French, R.W. Mersden и G.B. Morey, изучавших железорудную формацию Бивабик-Ганфлинт, штат Миннесота, США, относящуюся к типу оз. Верхнего, установил, что между мелководными фациями зернистых кварцитов и мелководными полосчатыми фациями распространена целая гамма минералого-геохимических ассоциаций – от гематит-магнетитовых к силикатным (миннесотаит, грюнерит, стилпномелан) и карбонатным образованиям (сидерит, анкерит). Этот ряд соответствует переходу от более мелко-

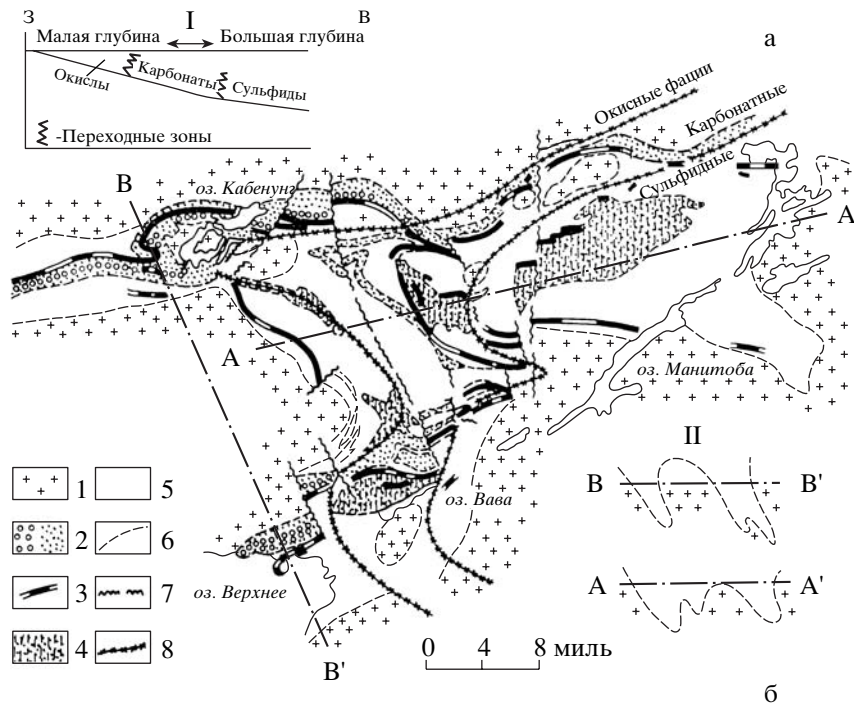


Рис. 1. Прямая минералого-геохимическая зональность в докембрийских месторождениях.

а – распределение фаций джеспилитов в бассейне Мичипикотен [Goodwin, 1973].

1 – граниты; 2 – глубоководные осадки (левая часть) – конгломераты, граувакки, сланцы; 3 – железистая формация; 4 – фельзитовые вулканиты; 5 – мафические вулканиты; 6 – геологические границы; 7 – разломы; 8 – постепенные или ориентировочные границы железистых фаций. I – идеализированный разрез через бассейн Мичипикотен, иллюстрирующий взаимоотношения фаций по мере углубления; II – структурные разрезы.

б – стратиграфическая колонка джеспилитов Бивабик в штате Миннесота (США). Составлена Дж. Менардом [1985] по данным W.A. White, V.M. French, R.W. Mersden и G.W. Morey.

водных к более глубоководным отложениям (см. рис. 1б).

Особенность выделения минералого-геохимических фаций в железистых кварцитах заключается в

том, что здесь мы имеем дело со сложной и чередующейся в тонкослоистых образованиях полиминеральной массой; выделить в ней преобладающие минералы-индикаторы необычайно трудно.

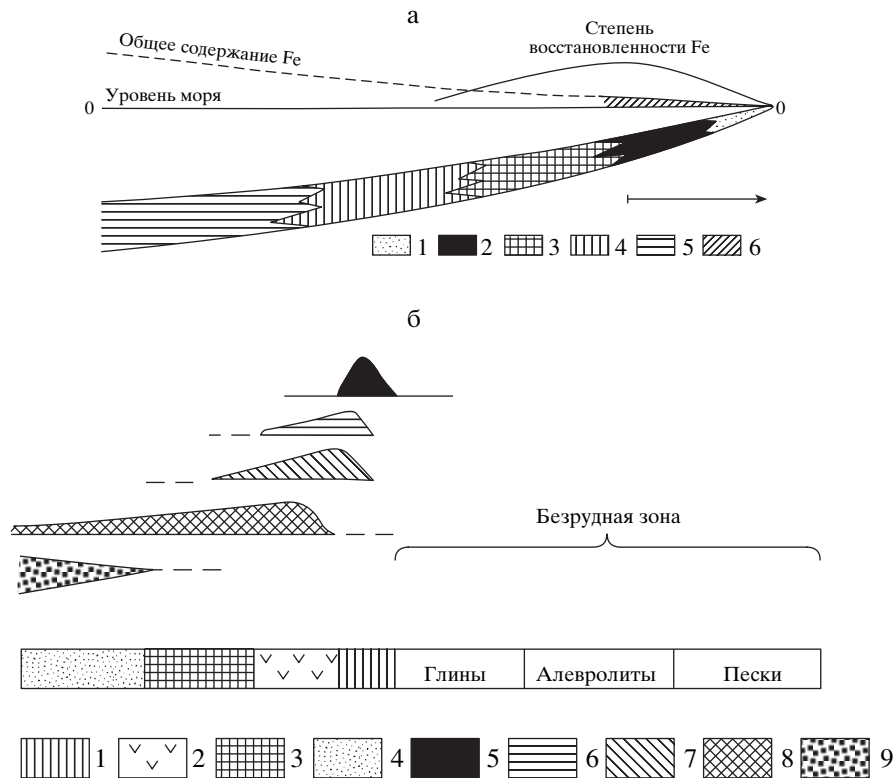


Рис. 2. Обратная минералого-геохимическая зональность в докембрийских месторождениях.

а – схема минералого-геохимической зональности внутри джеспиллитовой формации [Страхов, 1960].

1–2 – безрудная фация: 1 – песчаники и алевриты, 2 – глинистые сланцы; 3–6 – рудная фация: 3 – силикатные и сидеритовые роговики с пиритом, 4 – магнетитовые роговики, 5 – гематитовые роговики, 6 – кларк железа.

б – аутигенно-минералогическая зональность фациального профиля железисто-кремнисто-сланцевой формации [Плаксенко и др., 1972]. Типы пород, слагающих джеспиллитовую формацию КМА: 1 – малорудные и безрудные кварциты, 2–4 – кварциты: куммингтонито-магнетитовые, 3 – магнетитовые, 4 – гематит-магнетитовые; 5–9 – минералы-индикаторы: 5 – пирит, 6 – сидерит-пистомезит, 7 – железистые силикаты (куммингтонит), 8 – магнетит, 9 – гематит.

Вероятно, в связи с этим в работах Н.А. Плаксенко [1959, 1966], Н.М. Страхова [1960, 1963], а также Н.А. Плаксенко с соавторами [1972] в железорудном бассейне КМА (Россия) был описан несколько иной тип минералого-геохимической зональности; Н.М. Страхов назвал ее обратной (рис. 2а).

Прослеживая переходы джеспиллитовой толщи в прибрежные фации, Н.А. Плаксенко [1959, 1966] установил, что на мелководье ее аналогами являются терригенные отложения – пески, алевролиты и глины, измененные до кварцитов и сланцев. При движении с юго-востока на северо-запад, по линии г. Ястребовка–г. Тим, в пределах собственно джеспиллитовой рудоносной формации выделяются сначала силикатно-карбонатная фация, затем – магнетитовая и гематитовая фации, знаменующие развитие наиболее глубоководных обстановок.

В полном соответствии с увеличением окислительного потенциала в осадках более глубоководной части палеоводоема ведут себя минералы-индикаторы, формируя ряд: пирит–сидерит–магнетит–гематит (см. рис. 2б).

До сих пор неясно, какая из двух выделенных минералого-геохимических зональностей наиболее типична для докембрийских железорудных формаций; этот спорный вопрос требует исследований, направленных на специальное минералого-геохимическое изучение джеспиллитовых толщ.

Тем не менее очевидно, что сидеритовая фация во всех случаях является постоянным членом фациальных рядов и пользуется очень широким распространением в джеспиллитовых толщах докембрия.

Следует подчеркнуть, что несмотря на тесную пространственную связь, существующую между палеогеографической обстановкой в палеоводоеме и составом рудных минералов, слагающих разные фации джеспиллитов, образование ассоциаций рудных минералов, по-видимому, представля-

ет собой сложное и многостадийное явление. В нем принимали участие седиментационно-диагенетические процессы, наложенные на них позднее процессы катагенеза и регионального метаморфизма, а также сменяющие их во времени явления гипергенного выветривания.

При этом, как это хорошо показала М.В. Тимофеева [1987] на примере железистых кварцитов Чаро-Токкинского месторождения Алдана и ряда других железорудных месторождений Сибири и Хингана, метаморфические изменения полностью наследуют обстановки седиментации и диагенеза.

Последовательность минералообразования в докембрийских джеспиллитовых формациях была исследована в многочисленных работах С.Р. van Hise, G.W. Gruner, F.F. Grond, D.F. White, H.L. James, E. Spenser, G. Persival, G.L. La Berge, B.M. French, E. Dimroth, I.I. Chauvel, R.V. Mersden, F. Lepp, C. Klein, Н.И. Свитальского, Ю.Г. Гершойга, П.П. Каниболоцкого, Я.Н. Белевцева, В.С. Федорченко, Б.И. Пирогова, В.В. Пироговой, В.П. Трощенко, А.А. Илларионова, Ю.А. Александрова и др.

Лучше всего изученными оказались нижнепротерозойские железорудные формации озера Верхнего (Месаби, Ганфлинт, Куюна, формация Бивабик, штат Миннесота, США) и примерно одновозрастные им железорудные формации КМА и Кривого рога (Россия, Украина).

В железистых кварцитах озера Верхнего подавляющее большинство исследователей видят типичные хемогенные или биохемогенные осадки; структурные взаимоотношения различных компонентов руд позволяют считать, что первичными минералами, возникшими в осадках палеоводоёма, были сидерит, “первичный силикат”, а также аморфный кремнезем, содержащий гидроксиды железа [Gruner, 1946; James, 1954; White, 1954]. По мнению многих исследователей, магнетит, а, возможно, и гриналит, являются также первичными минералами, однако Ж.Д. Ла Берж [La Berge, 1964] и Б.М. Франч [French, 1968] пришли к выводу, что в джеспиллитовой формации Бивабик магнетит вторичен.

При сравнении более и менее метаморфизованных участков формации Бивабик (зона Ганфлинт и зона Куюна) в железорудных толщах возрастает количество силикатов железа – гриналита, миннесотаита и стилпномелана [Мори, 1972], хотя в работах Д.А. Уайта [White, 1954] было показано, что их распространение внутри толщи контролируется определенными стратиграфическими интервалами. В целом, большинство канадских и американских исследователей считают миннесотаит и стилпномелан типичными метаморфическими минералами.

В джеспиллитах формации Куруман серии Витватерсранд (ЮАР, Африка) Р.Д. Fockema [1967] и Г.Д. Бьюкс [1975], а также в близких к ним по возрасту железорудных формациях Хаммерсли супергруппы Маунт-Брюс (Западная Австралия) А.Ф. Trendall, I.C. Blockley [1970] и А.Ф. Тренделл [1975], наряду с миннесотаитом и стилпномеланом, установили широкое распространение рибекита (крокидолита). Этот амфибол ($\text{Na}_2\text{Fe}_3^{+2}\text{Fe}_2^{+3}[(\text{Si}_8\text{O}_{22})(\text{OH},\text{F})_2]$) залегает в виде протяженных пластов в ассоциациях с магнетитом и кремнистым материалом и, по-видимому, образовался в связи с метаморфическими процессами.

Сходные данные были получены российскими и украинскими учеными при изучении минерального состава железорудных толщ Кривого Рога и КМА.

Исследовавшие криворожские джеспиллиты Н.П. Семененко [1955] и Ю.Г. Гершойг [1937, 1940, 1956] неоднократно подчеркивали первичность карбонатов железа. Ю.Г. Гершойг обосновал следующую последовательность минералообразования в железорудных формациях Ингулецкого и Саксаганского участков на разных стадиях процесса:

Седиментация и диагенез – карбонат железа (сидерит), гидроксиды железа, опаловое вещество, глинистый материал, железистые хлориты.

Метаморфизм – магнетит, гематит, сидерит, доломит, рибекит, серицит, мусковит, сульфиды.

Выветривание – магнетит, гематит, лимонит, гидрогётит, опаловое вещество.

Автор подчеркнул, что первичный минеральный состав был, по-видимому, полностью стерт последующим метаморфизмом. Только реликты первичного сидерита свидетельствуют о существенной роли карбонатов железа в седиментации и диагенезе. Кроме того, Ю.Г. Гершойг [1956] утверждал, что метаморфогенный магнетит возник за счет первичного сидерита.

В работе В.С. Федорченко [1956], тоже исследовавшего железистые кварциты Кривого Рога, утверждалось, что сидерит является главным и наиболее распространенным минералом рудоносных отложений. Этот автор считал, что магнетит самостоятельно образовался на стадии диагенеза, а не замещал сидерит. В целом, В.С. Федорченко описал огромное разнообразие сидеритовых фаций Кривого Рога.

Еще дальше в своих выводах пошли М.С. Точилин [1952, 1956] и А.И. Тугаринов с соавторами [1972]; они утверждали, что широкое распространение сидерита, стадийные взаимоотношения этого минерала с магнетитом, а также относительная бедность железистых кварцитов КМА и Кривого Рога элементами-примесями однознач-

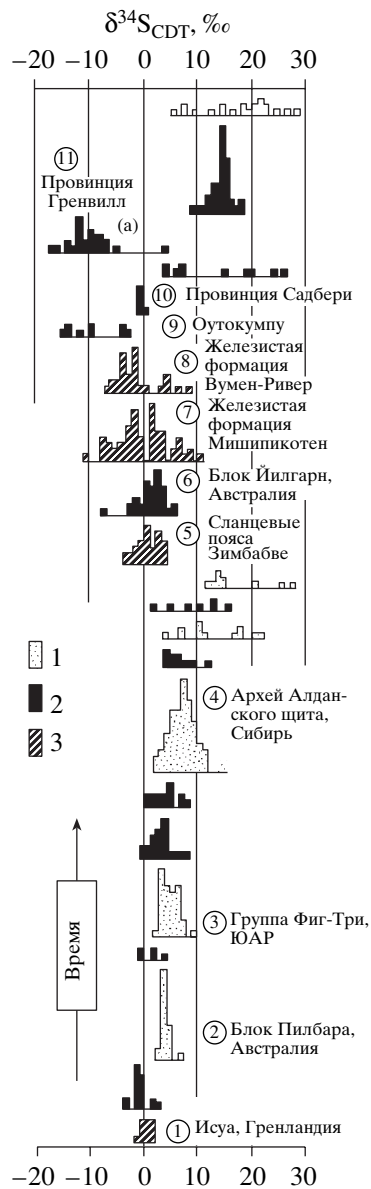


Рис. 3. Значения $\delta^{34}\text{S}$ в осадочных сульфидах и сульфатах в период между 3.7–1.0 млрд. лет [Schidlowski, 1979].

1 – осадочные сульфаты; 2 – осадочные сульфиды; 3 – осадочные сульфиды, ассоциирующиеся с железистыми формациями.

но указывают на первоначальную карбонатную природу джеспиллитовых толщ.

Не разделяя таких крайних выводов, мы все-таки должны подчеркнуть, что роль сидеритовых фаций в строении докембрийских железорудных толщ несомненно была велика. При этом она, по-видимому, была значительной и в месторождениях типа озера Верхнего, и в месторождениях типа Алгома.

По всей вероятности, такой примат сидеритовых фаций отражал две кардинальные особенно-

сти докембрийской Земли: 1) устойчивое существование углекислой атмосферы вплоть до рубежа 2.2 млрд лет и последующий переход к кислородной атмосфере; 2) огромное влияние вулканогенно-гидротермального поступления железа, которое в докембрийских бассейнах успешно конкурировало со сносом рудного материала с суши.

Проблема эволюции атмосферы в истории Земли рассматривалась в работах В.И. Вернадского, А.П. Виноградова, Н.М. Страхова, А.Б. Ронова, А.В. Беркнера, Л. Маршалла, Х.Д. Холланда, М.И. Будыко, А.Л. Яншина, В.И. Виноградова, П. Клауда, А.В. Сочавы, Э.М. Галимова и многих других авторов. В настоящее время три группы фактов можно положить в основу представлений о становлении кислородной атмосферы.

1. Широкое развитие восстановительных фаций в докембрийских толщах архея и появление в более поздних протерозойских отложениях типичных красноцветных формаций [Анатольева, 1978; Холланд, 1989; Сеницын, 1990].

2. Находки окатанных зерен уранинита (и пирита) в золотоносных конгломератах, залегающих в основании железорудных скоплений типа озера Верхнего; по последним данным, их абсолютный возраст древнее возраста самих конгломератов [Shidlowski, 1968; Rundle, Shelling, 1977; Meddaugh, 1983].

3. Изотопный состав серы. Систематическое изучение изотопов серы в разрезах, охватывающих временной интервал от 3.7 и до 1.0 млрд лет, выполненное М. Шидловски [Schidlowski, 1981], а также В.И. Виноградовым с соавторами [1976] и позднее К. Хаттори с соавторами [1985], позволяет утверждать, что становление кислородной атмосферы, близкой к современной, происходило в интервале времени, совпадающем с образованием железорудных формаций типа озера Верхнего. Как следует из рис. 3, увеличение разброса значений $\delta^{34}\text{S}$ происходит в постархейское время и особенно рельефно проявляется в формациях Мичипикотен, Вумен Ривер и провинции Садбери. Между тем, именно переход от стабильных значений значений $\delta^{34}\text{S}$ к их колебаниям означает, что в процесс включилось окисление сульфидной серы до сульфатной и последующее избирательное извлечение микроорганизмами легких изотопов серы в условиях полузамкнутых систем, осуществляемое для создания серии новых сульфидов.

В одной из предыдущих работ мы уже рассматривали проблему источника вещества при формировании докембрийских железных руд [Холодов, Бутузова, 2001]. В результате анализа опубликованного материала было показано:

1. Несомненно генетически связанные с вулканогенными процессами руды типа Алгома и руды типа озера Верхнего неясного происхождения об-

ладают близким геохимическим составом [Gole, Klein, 1981].

2. Для всех докембрийских руд, возраст которых древнее 2.3 млрд. лет, типична положительная европиевая аномалия в составе редкоземельных элементов-примесей [Danielson et al., 1992; Bau, Moller, 1993]. Именно такая же европиевая аномалия характерна для современных железорудных океанических образований, связанных с гидротермальным процессом [Michard, 1989 и др.].

3. Расчет масс-баланса изотопов неодимия позволяет установить, что при формировании железорудной формации Хаммерсли (2.35–2.65 млрд. лет) количество материала, поступившего из гидротерм, составляет 50% [Albert, McCulloch, 1993].

К сказанному следует добавить, что только сочетание осадочного и гидротермального источника способно объяснить колоссальные массы железа, накопленного в джеспиллитах. Действительно, согласно подсчетам Х. Холланда [1989], в железистых формациях мира, образовавшихся в интервале 2.5–2.0 млрд. лет, заключено примерно 2×10^{14} т железа.

Если учесть, что современное ежегодное поступление железа в Мировой океан оценивается весьма незначительной величиной 9.47×10^8 т металла, причем 9.45×10^8 т вносится в силикатной и органоминеральной форме и только 0.02×10^8 т в форме растворов [Гордеев, 1983], становится очевидным, что современные условия не приложимы к железорудным процессам докембрия.

Действительно, при реконструкции допротерозойской обстановки на суше необходимо учитывать, что водосборы того времени заключали в себе огромное количество железа. Источником его являлись архейские зеленокаменные пояса с их коматиитами, железорудными формациями и основными эффузивами, огромные и резко обогащенные железом плутоны основных и ультраосновных пород, сформировавшиеся во время постархейского тектоно-магматического цикла (Стилуотер, Лорами, США, массив Главного хребта Кольского полуострова, Колар, Джугджур, Россия, Фисканиссет, Гренландия, Великая дайка Зимбабве, Африка и многие другие), широко распространенные на площади архейских материков парагнейсы и кристаллические сланцы, в которых средние содержания железа изменялись от 4.4 до 7.91% [Ронов, 1980]. Даже гранитоиды докембрийского времени содержат около 13674 г/т магнетита, что в 10 раз превышает среднее количество магнетита в гранитоидах фанерозоя [Ляхович, Сидоренко, 1986].

Дефицит кислорода в атмосфере и углекислородное выветривание обеспечивали практически полное извлечение двухвалентного железа из материнского субстрата и его активный перенос в конечные водоемы стока. Следует, однако, подчерк-

нуть, что наряду с растворенным железом в нижнепротерозойские палеоводоемы, так же как и в современные, несомненно поступало железо в виде железистой взвеси – в силикатных и карбонатных формах.

Деятельность подводных гидротерм в нижнем протерозое, по-видимому, также была слабо измерима с современной. В связи с малой толщиной коры, поступление гидротермального железа определялось не циркуляцией морских вод в базальтах, а непосредственным влиянием мантии, которая, согласно подсчетам А. Рингвуда [1972], в среднем содержит 6.5% Fe, из которых почти 95% находится в гидротермально миграционноспособной двухвалентной форме. Поступлению гидротермального железа в осадочные бассейны способствовало также резкое усиление магматической дифференциации в верхней мантии, которое имело место в интервале 2.5–3.5 млрд лет и возможный примат вертикальной дифференциации над горизонтальной [Рингвуд, 1972].

Благоприятные условия для возникновения нижнепротерозойской железорудной эпохи определили в основном общепланетарные факторы; поэтому механизм формирования отдельных железорудных месторождений или бассейнов тоже должен в главном определяться именно глобальными явлениями, хотя и варьировать в зависимости от конкретных обстановок.

К сожалению, степень изученности джеспиллитовых месторождений не позволяет в настоящее время создать достоверные модели их формирования. Так, например, трудно согласиться с ультраактуалистической схемой рудогенеза, разработанной Х. Борхертом [Borchert, 1952, 1960], Х.Д. Холландом [Holland, 1973, 1978] и Дж.И. Дривером [Drever, 1974], в основе которой в качестве главного источника железа рассматриваются воды Мирового океана, а сам механизм рудообразования сводится к деятельности апвеллингов, поставляющих железо из зоны восстановления и больших глубин в зону окисления – мелководья. Эта модель несомненно противоречит существованию обратной геохимической зональности Н.М. Страхова – Н.А. Плаксенко, не объясняет широкое распространение карбонатных фаций в джеспиллитах типа оз. Верхнего, не совмещается с мелководностью платформенных морей, в которых иногда шло накопление железисто-кремнистых толщ (Хаммерсли, Австралия) и не подтверждается значениями концентраций Fe и SiO₂ в прибрежных зонах современных апвеллингов.

Создание современных моделей джеспиллитового рудообразования должно, на наш взгляд, опираться на более широкий набор эмпирических данных, системно характеризующих отдельные месторождения. При этом нельзя не учитывать особенности формирования джеспиллитовых

скопления в рифтогенных и платформенных палеоводоемах, особенности первичного распределения органического вещества, интенсивность микробиологической деятельности в илах, возможное влияние эвапоритового процесса на формирование минералов железа, вероятность микробиологического осаждения различных форм железа и множество других факторов концентрации рудных компонентов.

СИДЕРИТООБРАЗОВАНИЕ В ФАНЕРОЗОЕ

Месторождения сидеритов бакальского типа

Группа месторождений Бакал расположена в западной части Южного Урала и занимает площадь более 100 кв. км; месторождения были описаны в работах А.Н. Заварицкого, А.А. Яницкого, О.П. Сергеева, З.М. Старостиной, В.А. Тимескова, В.А. Филиппова, Г.А. Соколова, Г.А. Браун, А.М. Калинин, М.Л. Скобникова и др., а в последнее время – В.А. Пронина, Л.В. Анфимова и М.Т. Крупенина.

Здесь на смятых в складки и эродированных архейских породах Тарташского метаморфического комплекса в районе Бакальских месторождений залегают рифейские толщи бурзяния, представленные тремя свитами: айской, саткинской и бакальской.

Айская свита слагается двумя подсвитами: нижней – конгломерато-песчаниково-вулканогенной (навышской) и верхней – песчано-сланцевой. Общая мощность свиты колеблется от 1500 до 2000 м.

Саткинская свита сложена преимущественно доломитами и известняками, чередующимися с мергелями и углеродистыми филлитовыми сланцами. Подразделяется на ряд подсвит и на площади испытывает сильные фашиальные изменения. В нижней ее части залегают рудосодержащие карбонатные породы Ахтенского сидеритового месторождения, а в верхней – магнезитосодержащие карбонаты Саткинской группы месторождений. Суммарная мощность – 2300–2500 м.

Бакальская свита является главной рудосодержащей свитой региона; она представлена чередованием строматолитовых известняков и доломитов с филлитовидными серицит-кварцево-глинистыми сланцами. В районе месторождений Бакал в свите различают две подсвиты и семь литологически различных горизонтов: макаровский, березовский, иркусканский, нижнебакальский, среднебакальский, верхнебакальский и буландихинский. С нижнебакальскими и верхнебакальскими карбонатными толщами связаны сидеритовые месторождения Новобакальское, им. ОГПУ, Буландихинское, Шиханское, Объединенное, Восточное, Рудничное, Иркускан и др. К карбонатным отложениям бакальской свиты приурочены

также месторождения магнезита (Шиханское, Ивановское, Бакальское, Золотая Яма и др.), барита (Петлинское рудопроявление) и полиметаллов (сульфиды свинца, цинка, меди). Общая мощность свиты – 1200–1400 м.

На нижнерифейских отложениях, абсолютный возраст которых оценивается в 1650–1400 млн. лет [Унифицированные..., 1980], с размывом и угловым несогласием залегают зигальгинская или машакская свиты юрматия, сложенные терригенными отложениями или основными эффузивами.

В тектоническом отношении район относится к Башкирскому антиклинорию – крупной зоне скучивания аллохтонных пластин, надвинутых друг на друга с востока на запад [Камалетдинов, 1986].

Месторождения связаны с крупным Верхнебакальским синклинорием, залегающим в центральной и северо-восточной части структуры первого порядка; в свою очередь, синклинорий осложнен разломами и многочисленными складками третьего порядка, оси которых совпадают с хребтами Шуйда, Буландиха и Иркускан (рис. 4а) и простираются в северо-восточном направлении.

Сидеритовые рудные тела залегают среди карбонатных пород и образуют пластообразные залежи, гнезда, линзы и штоки. Размеры их колеблются в пределах от нескольких десятков до 2500 м в длину и от 2–4 до 80–100 м по мощности. Выше уровня грунтовых вод сидеритовые руды сменяются бурыми железняками и турьитами, формирующими “железные шляпы”.

Сидеритовые руды состоят из собственно сидерита, сидероплезита (от 5 до 30% магнезия) и пистомезита (от 30 до 50% магнезия); содержание железа в них колеблется от 27 до 45%. Исключительно “чистые” по содержанию серы и фосфора руды Бакальских месторождений в настоящее время характеризуются запасами, превышающими 1 млрд тонн [Анфимов, 1997].

Как было показано в статьях и монографии Л.В. Анфимова [1978, 1982, 1997], для сидеритового оруденения Бакальского района характерны следующие особенности: 1) сложная форма рудных тел, не всегда совпадающая со слоистостью рудовмещающих пород; 2) пересечение рудными телами границ фаций и пластов; 3) находки реликтов строматолитовых структур и магнезитов внутри сидеритовых залежей; 4) следы метасоматического замещения сидеритами рудовмещающих пород – доломитов, известняков и магнезитов; 5) отсутствие генетической связи между сидеритоносностью свит и распространением интрузий.

Все это позволяет рассматривать сидеритовое оруденение как типичное эпигенетическое образование, “наложенное” на седиментационный

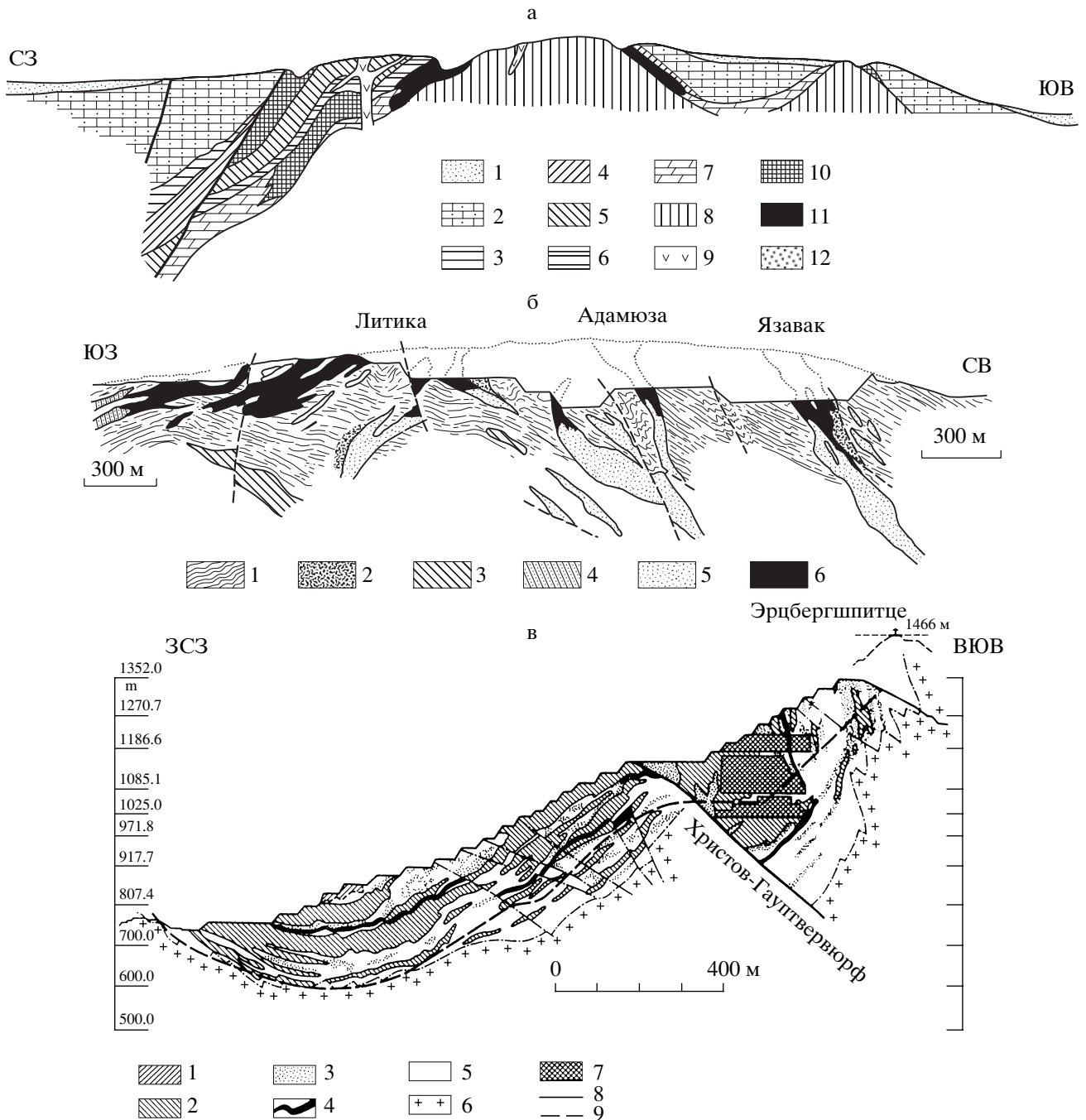


Рис. 4. Типичные геологические разрезы месторождений сидеритов Бакальского типа.

а – схематический геологический разрез Бакальского железорудного поля.

1 – четвертичные отложения (делювиальные глинисто-кварцевые); 2–12 – протерозойские отложения: 2 – зигальгинская свита (кварциты и песчаники кварцевые); 3–12 – бакальская свита: 3 – сланцы и филлиты буландихинского горизонта, 4 – породы карбонатно-глинистые и филлиты нижнего подгоризонта, 5 – среднебакальский горизонт (нерасчлененный), 6 – сланцы и доломиты нижнего подгоризонта, 7 – доломиты нижнебакальского горизонта, 8 – сланцы и филлиты иркусканского горизонта, 9 – диабазы и продукты их измельчения, 10 – руды сидеритовые, 11 – руды окисленные и полуокисленные, 12 – брекчии сидерито-сланцевые и кремнисто-сланцевые.

б – геологический разрез месторождения Любич [Noth, 1952].

1 – палеозойские сланцы и песчаники; 2 – метаморфизованные сланцы; 3 – палеозойские известняки; 4 – метаморфизованные известняки; 5 – сидериты; 6 – известняки.

в – геологический разрез месторождения Эрцберг [Zitzman, Neumann-Redling, 1977].

1 – обнаженные глинистые сланцы; 2 – сидериты; 3 – анкериты; 4 – перемятые глинистые сланцы; 5 – рудосодержащие известняки; 6 – порфириды (кварцевые кератофиры); 7 – подземные выработки; 8 – положение выработок в 1959 г.; 9 – положение выработок после 1959 г.

процесс рифейского времени, но подвергает сомнению положение о непосредственной связи рудообразования с магматизмом.

С данными Л.В. Анфимова [1997] хорошо согласуются материалы М.Т. Крупенина [1999, 2001, 2003], который с помощью методов абсолютной геохронологии показал, что формирование магнетитов происходило только на первые десятки млн. лет позднее вмещающих их карбонатных толщ, образование сидеритов приурочено к интервалу 1100 млн лет (изотопные Pb и Th-Pb методы), т.е. отстает от времени формирования вмещающих карбонатных отложений на 300–550 млн лет, а возникновение баритовых тел и полиметаллической минерализации представляет собой еще более позднее явление и к тому же связанное с мантийными источниками вещества.

Следует, однако, подчеркнуть, что вопрос об источнике железа при формировании Бакальских месторождений решается гораздо менее определенно.

Л.В. Анфимов убедительно показал, что филитовые сланцы рудоносных комплексов несколько обеднены железом по сравнению со сланцами безрудных отложений; обратные соотношения обнаруживаются в доломитах, которые в рудосодержащих толщах относительно обогащены железом и магнием. Так как локализация сидеритовых месторождений оказывается обычно тесно связана с зонами глубоких катагенетических преобразований, автор делает логически обоснованный вывод о том, что главным источником металла являлись, по-видимому, глинистые толщ, интенсивно измененные в области элизионных систем. Сходная модель рудообразования была ранее предложена В.Н. Холодовым и З.Р. Кикнадзе [1989] для объяснения формирования юрских колчеданных месторождений Большого Кавказа.

В отличие от Л.В. Анфимова [1997], М.Т. Крупенин [2001, 2003] рассматривает сидеритовое оруденение как составную часть рифейской металлогении, подчеркивает значение мантийных компонентов в образовании самых поздних барит-полиметаллических рудных проявлений и утверждает определяющую роль не только элизионного, а эксфильтрационного (гидротермального) механизма в образовании железных руд. Согласно его представлениям, в периоды усиления тектонической активности гидротермальные растворы, наряду с переотложением железа внутри рудосодержащего комплекса (жильная сидерит-анкеритовая минерализация), могли привносить рудные компоненты из корового источника и подстилающих пород.

С привносом железа из метаморфизованных отложений нижележащих архейских толщ хорошо согласуется то обстоятельство, что в древних

отложениях Тарташского комплекса, развитых в пределах Башкирского антиклинория, широко развиты железистые кварциты (джеспиллиты); по данным Н.А. Чеботарева и Э.Н. Наумовой [1971], в протерозойских отложениях этого региона выделяются две рудоносные толщи разного возраста. По сведениям Ю.А. Александрова [1975], нижняя рудная толща представляет железорудную эпоху Русской платформы и, по существу, является восточным продолжением КМА и Кривого рога.

Если учесть большую роль первичных сидеритовых фаций в образовании протерозойских джеспиллитов, а также крайнюю неустойчивость сидерита в катагенно-метаморфических преобразованиях, можно предположить, что древние железорудные толщ Башкирского поднятия могли активно влиять на формирование состава бакальских гидротерм.

Нельзя также исключить поступление железа и углекислоты из еще более глубоких областей мантии. В современных гидротермах рифовых зон Мирового океана содержание железа колеблется от 42 до 1046 мг/кг, что на несколько порядков превышает его количество, растворенное в морской воде [Von Damm, Bischoff, 1987], а концентрация CO₂ достигает 252–484 мг/кг [Mottle, 1983; Merlivat et al., 1987], причем по изотопическим данным основная масса углекислоты в них имеет ювенильное происхождение [Галимов, 1968].

Месторождения сидеритов Бакальского типа довольно широко распространены в палеозойско-мезозойских отложениях различных районов мира; все они локализируются в карбонатных отложениях и несут в себе признаки сидеритового или анкеритового метасоматоза.

По данным А.Н. Заварицкого [1939], а также А.А. Яницкого и О.П. Сергеева [1962], к этой группе принадлежит приуроченное к кембро-ордовическим карбонатным толщам месторождение Абаил (Казахстан), месторождения Эрцберг, Польстер, Туляк, Коннерслам (Австрия) и Зигерлянд (Германия), связанные с девонскими известняками, залегающие среди пермо-карбонатовых карбонатных толщ руды месторождений Арзберг (Германия) и Любич (Югославия), приуроченное к триасовым карбонатным отложениям месторождение Рудобанья (Венгрия), а также локализованные среди меловых карбонатных пород руды Уэнзы (Алжир) и Бильбао (Испания).

Особенности геологического строения месторождений Любич и Эрцберг показаны на геологических разрезах (см. рис. 4б, 4в). Обращает на себя внимание удивительное сходство в условиях залегания и формах рудных тел всех трех железорудных объектов. Кроме того, хорошо видно, что на месторождениях Любич и Эрцберг гораздо ин-

тенсивнее, чем на Бакале, проявляется связь между сидерит-анкеритовым орудуением и тектоническими нарушениями, причем в некоторых случаях сидерит-анкеритовые тела особенно четко контролируются разломами (Любич).

Континентально-болотные сидериты, связанные с угленосными отложениями

Резко отличается от всех предыдущих типов сидеритовых месторождений конкреционно-пластовые залежи, связанные с угленосными толщами. Они были описаны в работах П.И. Степанова, М.Д. Залесского, Ю.А. Жемчужникова, Н.М. Стрехова, В.И. Яворского, П.В. Зарицкого, А.В. Македонова, Л.В. Пустовалова, З.В. Тимофеевой, Р. Kukuk, R. Matsumoto, T.H. Phillips, I.W. Schopf, A. Zitzman, Chr. Neumann-Redling и многих других исследователей.

Эти сидеритовые скопления пространственно тесно ассоциируются с угольными пластами и обычно локализуются как в паралических, так и в лимнических угленосных отложениях.

Значительные концентрации сидерита были установлены в верхнекарбонных паралических угленосных толщах Аппалачей (США), в центральной Англии, в Рурском угольном бассейне (Германия) и в Донбассе (Россия). Масштабы этих бассейнов уже сами по себе наводят на мысль об огромном значении сидеритовых залежей в железорудном процессе.

Действительно, Великий Аппалачский бассейн (рис. 5а) расположен на территории штатов Пенсильвания, Вирджиния, Огайо, Кентукки, Теннесси, Алабама и Джорджия, занимает площадь в 180000 км² и содержит более 400 млрд т высокоуглефицированных углей. Углесодержащие отложения пенсильванского и миссисипского возраста (нижний и верхний карбон) смяты в пологие синклинальные складки, колеблются в мощности от 700–800 до 1500 м и содержат от 28 до 30 угольных пластов толщиной от 1 до 3 м. В разрезах постоянно чередуются угольные пласты, песчаники, сланцы и известняки; в породах, подстилающих и перекрывающих угли, широко распространены сидеритовые конкреции, линзы и пласты.

В 80-х годах прошлого века суммарные запасы углей Англии оценивались в 45 млрд т; угленосные толщи этой страны приурочены к вестфальскому ярусу среднего карбона и локализуются в бассейнах трех групп – северной, центральной и южной.

К северной группе угленосных бассейнов принадлежат Дургам-Нортумберлендский, Кемберлендский и Шотландский бассейны. В них сосредоточено около 8–10% угольных запасов страны; кроме того, в Шотландском и Кемберлендском регионах потенциальные запасы железных (сиде-

ритовых) руд с содержаниями 28–44% Fe оценены в 590 млн т.

К центральной группе бассейнов относятся Йоркширский (Йоркшир-Дербишир-Ноттингем), Лейчестерширский, Варвикширский, Ланкаширский, Северный и Южный Стаффордширский, а также Северный Уэльс. При этом в Йоркширском регионе сосредоточено около 30% угольных запасов Великобритании, а в Йоркширском и Стаффордширском бассейнах потенциальные запасы сидеритовых руд с содержаниями 29–39% Fe достигают 2 млрд т; в начале двадцатого века они усиленно добывались в промышленных масштабах, причем, как это отметили А. Зицман и Хр. Неуманн-Редлинг [Zitzman, Neumann-Redling, 1977], месторождения бассейна Стаффордшир рассматривались скорее как железорудные, чем угольные залежи.

В южную группу входят Южно-Уэльский, Форрест-оф-Дин и Бристоль-Сомерсетский бассейны. Среди них наибольшее значение имеет Южно-Уэльский бассейн, расположенный севернее Бристольского залива и занимающий площадь в 2600 км², в том числе 400 км² ниже уровня моря. Как было показано в работах В. Гибсона [Gibson, 1927], П.И. Степанова и С.И. Миронова [1937] и др., угленосная толща здесь принадлежит к стаффордскому и вестфальскому ярусам среднего карбона, сложена углями, песчаниками и сланцами и колеблется в мощности от 700 до 2800 м (рис. 6а). Она слагает крупную субширотную синклинальную складку, рассеченную многочисленными сбросами и осложненную структурами второго порядка (см. рис. 6б, 6в).

Угленосные отложения включают в себя 80 угольных пластов, среди которых обычно выделяются 12–25 рабочих пластов мощностью от 0.3 до 3.3 м. До глубины 1200 м углетплотность составляет 22.3 млн т/см². В бассейне добываются угли высокого качества, причем по добыче антрацита Южно-Уэльский бассейн занимает первое место в Англии.

Сидериты, залегающие в кровле и подошве угольных пластов, содержат 34–38% Fe; их потенциальные запасы оцениваются в 2 млрд т руды.

Рурский каменноугольный бассейн (Германия) является самым крупным сосредоточением энергетического сырья Германии; его промышленные запасы составляют примерно 25% запасов углей этой страны. Залежи угля приурочены к отложениям среднего карбона. Общая площадь Рурского бассейна оценивается в 6200 км²; он представляет собой северное крыло крупной субширотной тектонической структуры, резко осложненное вторичной складчатостью и разломами и несогласно перекрытое пермскими, меловыми и третичными полого залегающими толщами.

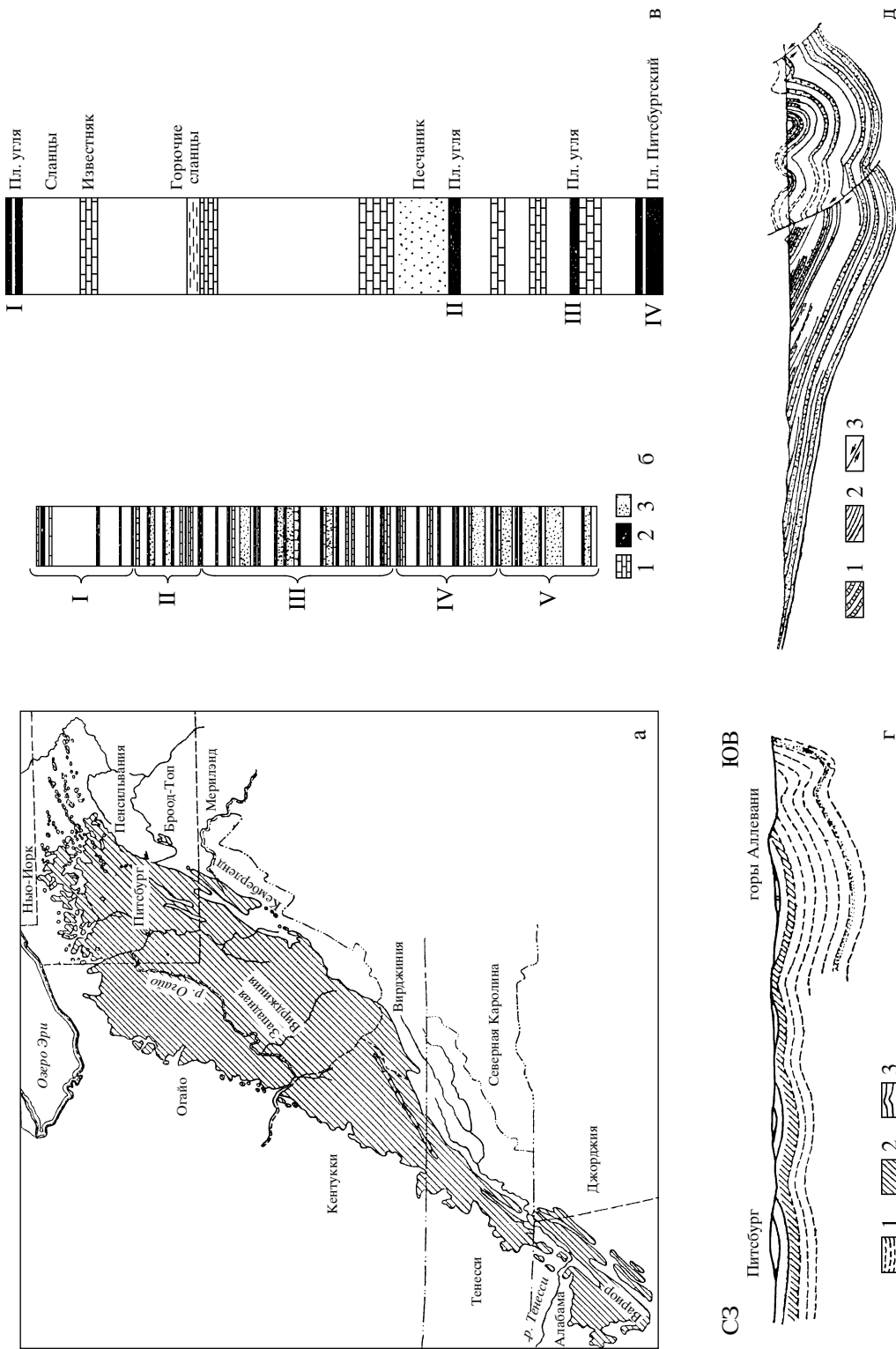


Рис. 5. Геологическое строение и угленосность Великого Аппалачского бассейна [Степанов, Миронов, 1937].
 а – Великий Аппалачский бассейн; угленосная площадь заштрихована;
 б – разрез угленосной толщи в штате Мериленд: I – V – группы слоев: I – Дункард, II – Мононхелла, III – Конимауч, IV – Аллегани, V – Потсвилл; 1 – известняки; 2 – угли; 3 – песчаники;
 в – разрез группы Мононхелла в Западной Вирджинии;
 г – геологический разрез Аппалачского бассейна в пределах штата Пеннсильвания: 1 – нижний палеозой, 2 – миссисипиан (Поконо), 3 – пенсильваний с угольными пластами;
 д – геологический разрез через южную часть Аппалачского бассейна (бассейн Кахеба): 1 – песчаники, 2 – угольные пласт, 3 – выбросы.

а

Подразделения			Мощность	
			СВ	ЮЗ
Карбон средний	Верхний Coal measures Радстокский ярус	Верхняя угленосная толща – сланцы и уголь- ные пласты	122	300
	Средний Coal measures Стафордский и Вест- фальский ярусы	Песчаник Pennant, а на западе угли	213	914
		Нижняя угленосная толща (Steam coal se- ries), сланцы и главная масса угля	300	1210
	Millstone grit	Песчаники, сланцы, в основании конгло- мерат	90	456
Карбон нижний	Серия Carboni ferous Limestone	Известняки, руды железа		
Девон	Красные песчаники			

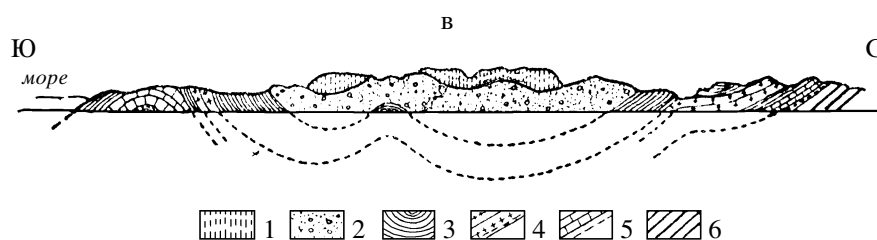
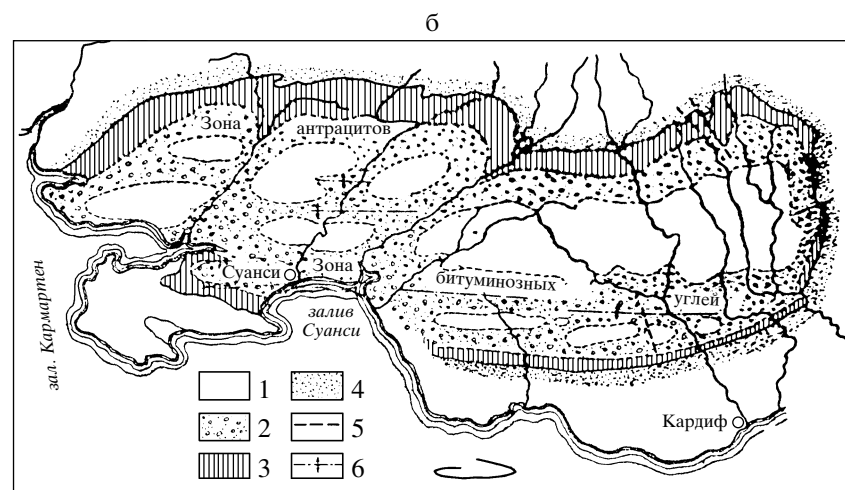


Рис. 6. Геологическое строение и угленосность бассейна Южный Уэльс [Степанов, Мионов, 1937].

а – разрез угленосной толщи;

б – схематическая геологическая карта восточной части Южно-Уэльского бассейна: 1–3 – продуктивные отложения карбона: 1 – верхний отдел, 2 – средний отдел, 3 – нижний отдел; 4 – песчаник Millstone grit; 5 – сбросы; 6 – ось антиклинали;

в – геологический разрез Южно-Уэльского бассейна: 1 – верхняя угленосная толща, 2 – песчаник (Pennant sandstones), 3 – нижняя угленосная толща, 4 – жерновой песчаник (Millstone grit), 5 – каменноугольный известняк, 6 – красный древний песчаник (девон).

В пределах угленосной части разреза насчитываются 80 угольных пластов; средняя мощность пласта – 1 м.

Запасы жирных и газовых углей до глубины 1200 м оцениваются в 38.4 млрд т; как отмечают А. Зицман и Хр. Науманн-Редлинг [Zitzman, Neumann-Redling, 1977], с ними тесно связаны линзовидные прослои сидеритов, запасы которых примерно равны 20 млн т руды.

Донецкий каменноугольный бассейн (Россия) только в старой своей части занимает площадь в 23000 км². Границы Большого Донбасса окончательно не выяснены, но можно смело утверждать, что эта угленосная структура по площади вряд ли сильно уступает Великому Аппалачскому бассейну.

На известняках нижнего карбона здесь залегает колоссальная по мощности толща карбона и перми (>20 км), сложенная чередованием песчаников, сланцев и известняков; в ней содержится более 200 угольных пластов. Основная масса углей (125) приходится на средний карбон, причем мощность их колеблется от 0.3 до 6–7 м.

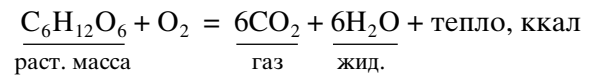
По данным П.И. Степанова и С.И. Мирнова [1937], запасы углей Донбасса составляют 71 млрд т.

Особенности строения и условия залегания сидеритовых руд в угленосных толщах были детально освещены в работах П. Кукука [Kukuk, 1938, 1939], а также в монографиях Н.М. Страхова [1947], А.В. Македонова [1965] и П.П. Зарицкого [1970, 1971]. Было установлено, что сидеритовые стяжения обычно залегают в кровле и подошве угольных пластов, образуя в них так называемые “угольные почки” – сидеритовые конкреции, включающие хорошо сохранившиеся обломки стигматий или древесины, углефицированные фрагменты стеблей, листьев и других растительных остатков. Наряду с этим, конкреции выходят за пределы угольного пласта, образуя во вмещающих породах цепочки караваеобразных стяжений, иногда сливающихся в единую плиту. Присутствие большого количества дисперсной растительной органики обычно окрашивает эти образования в черный цвет; отсюда в английских угольных бассейнах появилось их наименование “black band” (черная плита). Особенности пространственных взаимоотношений конкреций и линз сидеритов с пластами углей показаны на рис. 7а и 7б. В рурских углях и угленосных толщах П. Кукук отметил частое сонахождение сидеритов с остатками пресноводных моллюсков.

Хорошо известно, что в пресноводных низовых торфяных болотах, которые являются местом рождения паралических углей, осуществляется интенсивное разложение железосодержащих силикатных минералов [Страхов, 1947; Ковалев, 1985]. Кроме того, концентрация растительной биомассы в торфяниках создает пони-

женный окислительно-восстановительный потенциал, достаточный для перевода трехвалентного железа в интенсивно мигрирующее двухвалентное; при этом кислая глеевая среда характеризуется повышенной концентрацией водорода, в пределах pH = 3–6.5 [Перельман, 1979]. Благодаря всем этим особенностям, воды торфяных болот обычно содержат 100–250 мг/л растворенного железа и, по существу, представляют собой железистые рудоносные растворы [Кауричев, 1957; Ковалев, Генералова, 1969; Коротков, Ходина, 1981; Ковалев, 1985].

Диagenетические преобразования растительной массы в торфяных болотах совершаются при участии термофильных бактерий и включают в себя процессы тления, гумификации и битуминизации; при этом основная направленность процесса тления выражается формулой:



Выделяющаяся при этом углекислота в пресноводных бессульфатных водах торфяников активно воздействует на карбонатные равновесия и в конечном счете предопределяет формирование сидеритовых конкреций.

Как показали исследования А.В. Македонова [1957] пермских отложений Печерского угольного бассейна и П.В. Зарицкого [1985] каменноугольных месторождений Донбасса, коэффициенты угленосности и конкрециенности, отражающие интенсивности накопления и преобразования растительной органики, с одной стороны, и темпы формирования сидеритовых конкреций – с другой, изменяются симбатно (рис. 8в). Это означает, что между угленакоплением и сидеритообразованием существуют глубокие генетические связи и, по-видимому, один процесс определяет другой.

Следует отметить, что углеобразование в паралических бассейнах развивается циклично; торфонакопление в пресноводных болотных фациях обычно прекращается при трансгрессии морского палеоводоёма, в результате чего в разрезе появляются сначала безугольные фации лагун, затем – прибрежно-морские фации пересыпей и барров и в заключение – типично морские солоноватоводные фации, отмеченные развитием мелководных известняков.

Далее наступает регрессивная стадия цикла, и смена фациальных обстановок развивается в обратной последовательности, пока не возвратится к торфонакоплению в условиях пресноводных болот.

Распределение сидеритовых залежей в полном цикле угленосных отложений было изучено А.В. Македоновым [1957] в отложениях воркутинской свиты Печоры (см. рис. 8а). Полученная им схема была подтверждена статистическими

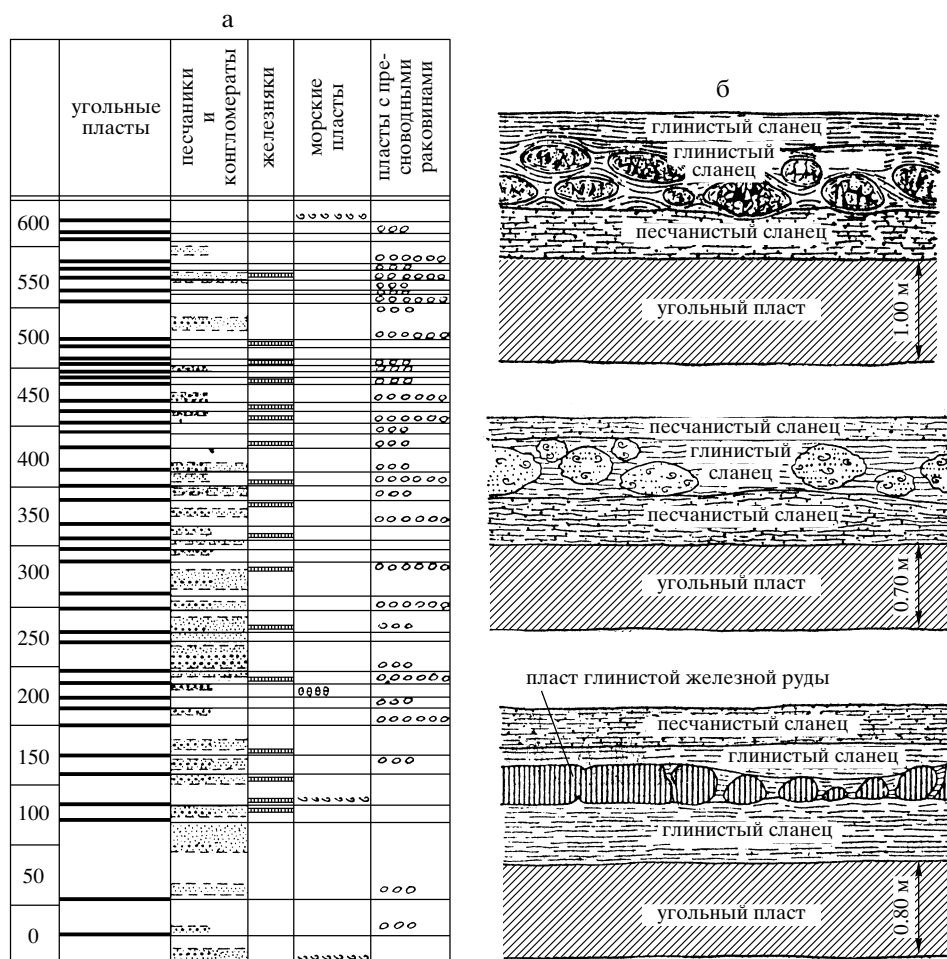


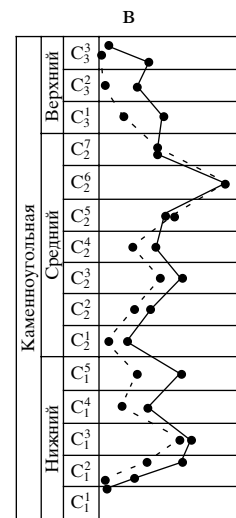
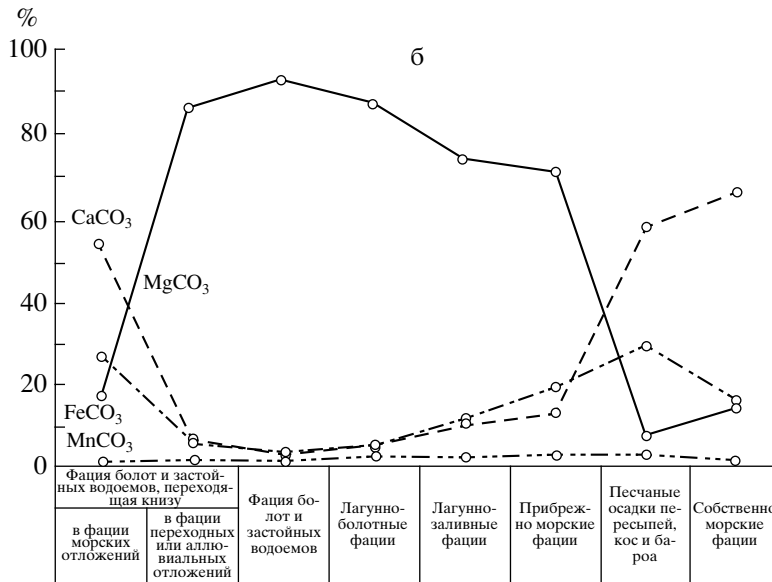
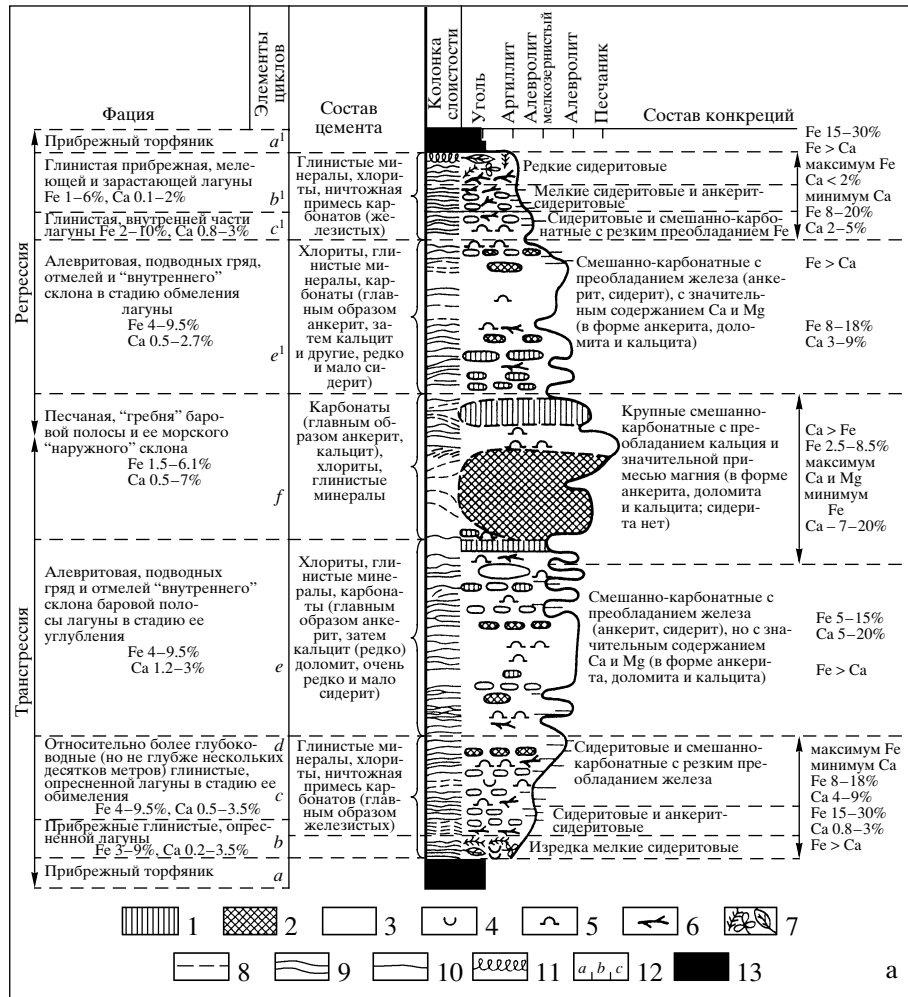
Рис. 7. Соотношение угольных и сидеритовых пластов в Рурском бассейне [Kukuk, 1938, 1939].

а – распределение угольных пластов, а также сидеритовых пластов, линз и конкреций в разрезе угленосного бассейна;
б – детали строения пластов, линз и конкреций и их сопряжение с угольными пластами.

исследованиями П.В. Зарицкого с соавторами [1971], охватившими угленосные отложения Донбасса, Караганды, Тунгусского, Подмосковского, Кизеловского и других угольных бассейнов СССР (см. рис. 8б).

Из диаграммы рис. 9 следует, что сидеритовые слои в наборе угленосных фаций отчетливо тяготеют к пресноводно-болотным и полуморским фациям; собственно морские отложения содержат карбонаты железа в незначительном количестве. Опираясь на работы В.Х. Ньюхауза [Newhouse, 1927], Л.Ж. Баас-Бекинга и Д. Мура [Baas-Becking, Moore, 1961], П.В. Заварицкого [1970], Л.Я. Кизильштейна [1974] и В.А. Ковалева [1985], можно предположить, что именно в этой части разреза могут быть распространены диагенетические сульфидные конкреции, формирование которых в значительной мере предопределяется сульфатностью морских вод и наличием органического вещества, вызывающего вспышку микробиологической сульфатредукции в илах.

Сидеритовые месторождения и рудопроявления карбонового возраста, связанные с углями, пользуются чрезвычайно широким распространением в мире. На североамериканском континенте их присутствие было установлено в Пенсильванском антрацитовом бассейне [Foster, Feicht, 1946], во Внутренней угленосной провинции [Mamay, Yochelson, 1962], в Канаде [Baxter, 1960]. В Евразии, кроме уже упомянутых нами рудопроявлений Донбасса, они были встречены в Карагандинском угольном бассейне [Коперина, 1956] и на Экибастузском месторождении [Бутова, 1954]. Огромный интерес с точки зрения распространения сферосидеритов представляет Кузнецкий угольный бассейн; здесь известны углесодержащие толщи карбонового, пермского и юрского возраста, причем во всех трех стратиграфических подразделениях устанавливаются конкреции и линзы сидеритов [Яворский, Бутов, 1927; Колотухина, 1949]. Пермско-карбоновый возраст имеют также угленосные толщи и сидеритовые залежи



Минусинского угольного бассейна [Лабунский и др., 1977]. Имеются все основания утверждать, что пермо-карбоновые угленосные отложения, содержащие сидеритовые скопления, разрабатываются в Индии (серия Ранигани) [Fermor, 1935], в северном Китае (провинции Шанси, Шэнси и Ордос) [Вильнер, 1959] и известны в южной Африке [Орлова, 1950].

Второй эпохой развития угольно-сидеритовых месторождений является юрско-меловой период. Скопления залежей угля и карбонатов железа юрского возраста, кроме Англии и Германии, известны на Урале (Богословское месторождение) [Тимошенко, 1953], на Кавказе (Ткварчели) [Купров, 1953], в Сибири [Тимофеев, 1970; Волкова, 1977; Семериков, 1977], в Средней Азии [Ишина, Сальникова, 1977]; они разрабатываются в южных провинциях Китая и в пределах Зырянского бассейна Верхоянского хребта [Степанов, Миرون, 1937; Страхов, 1947], где их стратиграфическое положение датируется как юрско-меловое.

Континентально-морские оолитовые гётит-хлорит-сидеритовые руды

На протяжении всего фанерозоя очень широким распространением пользуются оолитовые гётит-хлорит-сидеритовые месторождения железных руд, описанные в работах Л. Берга, В.А. Обручева, В. Линдгрена, В. Эммонса, К.И. Богдановича, Н.М. Страхова, Б.П. Кротова, Д.П. Сердюченко, А.В. Глебова, Л.Н. Формозовой, Е.Ф. Шнюкова, Дж. Менарда, А.Ф. Hallimond, E. Harder, J.H. Taylor, R.C. Dunham, R.L. Folk, R.P. Sheldon, A. Hallem и других.

Хорошим примером такого типа железорудных залежей является Керченский железорудный бассейн (Украина, Россия), связанный с киммерийскими слоями плиоцена и детально описанный в работах А.Д. Архангельского с соавторами [1930], С.В. Константова с соавторами [1933], В.Ф. Малаховского [1956], Е.Ф. Шнюкова, П.И. Науменко [1961], В.Н. Холодова [1968, 1973], Е.В. Голубовской [1993, 1999, 2001] и др.

Рудосодержащие морские киммерийские отложения распространены на огромной площади от Арабатского и Феодосийского заливов Керченского полуострова и до средней части Западно-Кубанской впадины в Предкавказье, однако рудные пласты обычно локализуются в конседиментационных синклиналях-впадинах (см. рис. 9а).

Наиболее крупные скопления железных руд разрабатывались в Эльтиген-Ортельской и Камыш-Бурунской впадинах, где мощность железорудного пласта колеблется от 6 до 12 м. Оруденение представлено тремя литолого-геохимическими типами руд – табачными, коричневыми и “икрянными”; их соотношения на площади Камыш-Бурунской мульды показаны на рис. 9б.

Главным структурным элементом руд являются гётит-шамозит-сидеритовые оолиты, в которых многократно чередуются гётитовые и хлоритовые слойки; сидерит обычно замещает внешние концентры, цемент породы, обнаруживает все признаки более позднего минералообразования (рис. 9в). Оолиты в ядрах содержат обломочный материал, иногда обломки тех же, но деформированных оолитов, реже – оруденелые обломки раковин.

В табачных рудах изредка встречаются крупные сидеритовые конкреции; их соотношения с рудой однозначно доказывают, что в ассоциации гётит-хлорит-сидерит последний является постумным минералом, завершающим процесс диагенетической переработки руд.

В рудоносных пластах Керченского бассейна, наряду с многочисленными остатками солоноватоводных моллюсков (главным образом, семейств *Dreissenidae* и *Cardidae*), довольно часто встречаются скопления зоо- и фитоморфоз; они были детально описаны в работах Ф.В. Чухрова [1937, 1940] и А.У. Литвиненко [1956]. При этом было показано, что и кости животных (тюленей, китов, носорогов, гиппарионов), и остатки древесины, размеры которых достигают 0.20 м в поперечнике и до 1.7 м в длину, замещаются баритом, фосфатами железа, сидеритом, хлоритом и гидрогётитом; микроструктуры, возникающие при

Рис. 8. Фациально-палеогеографическая связь между распределением сидеритовых образований и угольными пластами.

а – распределение и изменение состава конкреций в разрезе типичной циклотемы руднической подсвиты Печорского бассейна [Македонов, 1957]: 1–3 – конкреции: 1 – известково-анкеритовые и известково-доломит-анкеритовые, 2 – анкеритовые, анкерит-доломитовые и известково-сидерит-анкеритовые, 3 – анкерит-сидеритовые и сидеритовые; 4 – антракозидовая и другая опресненно-лагунная фауна; 5 – растительный шлам; 6 – растительный детрит; 7 – хвощевые, папоротники, кордаиты; 8 – неясная слоистость; 9 – ясная слоистость; 10 – скрытая слоистость; 11 – комковатая текстура; 12 – индексы элементов циклов; 13 – угольный пласт;

б – закономерности изменения содержаний карбонатных компонентов в конкрециях в зависимости от фациального характера вмещающих их пород [Зарицкий, 1985];

в – корреляция коэффициентов угленосности (пунктир) и конкрециенности (сплошная линия) в разрезе карбона Донбасса [Зарицкий, 1985].

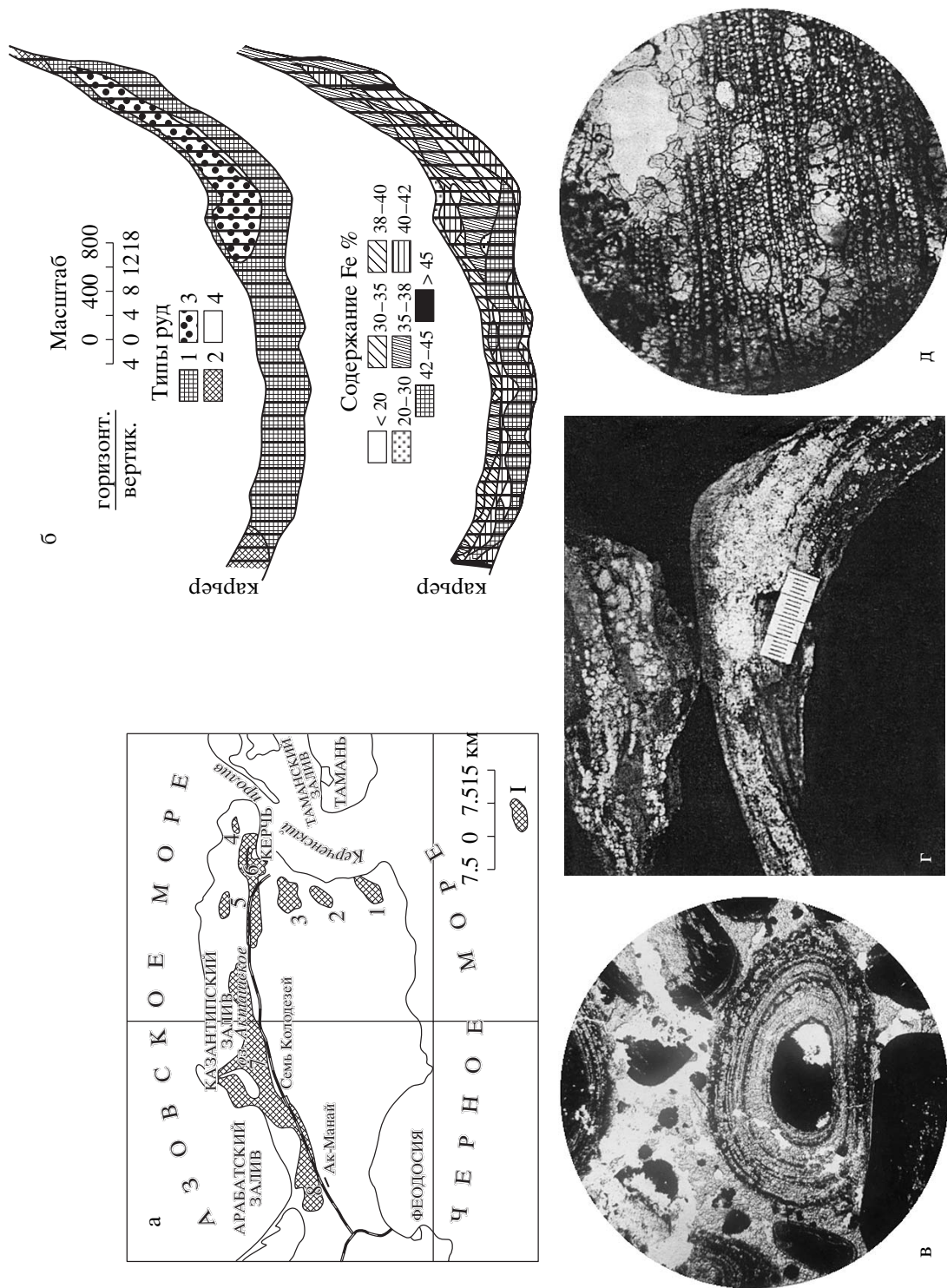


Рис. 9. Условия залегания и структуры морских оолитовых гётит-хлорит-сидеритовых руд Керченского железорудного бассейна.
 а – обзорная карта железорудных месторождений Керченского полуострова: 1–8 – железорудные месторождения: 1 – Кыз-Аульское, 2 – Эльтиген-Оргельское, 3 – Камыш-Бурунское, 4 – Баканское, 5 – Кезенское, 6 – Катерлезкое, 7 – Северная мулда, 8 – Акманайская мулда;
 б – геологический разрез Камыш-Бурунского месторождения [Шнюков, Науменко, 1961]; 1–3 – типы руд: 1 – табачная, 2 – коричневая, 3 – инкряная, 4 – глины; в – микрофотография гётит-хлорит-сидеритового оолита, в котором сидерит замещает внешние концентры, светлое – хлорит-сидеритовый цемент, увел. ×17, без анализатора;
 г – снимок фитоморфозы [Литвиненко, 1956] – частично баритизированная древесина с импрегнациями барита;
 д – микрофотография среза древесины дуба, частично замещенного сидеритом [Литвиненко, 1956].

замещении древесины сидеритом, показаны на рис. 9г, 9д.

Сходные месторождения гётит-шамозит-сидеритовых оолитовых железных руд широко распространены на восточном склоне Урала, в Тургайской впадине и в южной части Западно-Сибирской низменности (Россия), а также в Северном Приаралье (Казахстан). По фаціальным признакам среди железорудных месторождений юрского и палеогенового возраста здесь выделяются оолитовые железные руды, локализованные в древних речных палеодолинах (месторождения Лисаковское, Аятское, Шиелинское, Кировское, Кутан-Булак и др.), и оолитовые железные руды, связанные с типичными морскими фациями (Кок-Булак, Колпашевское, Бакчарское и другие месторождения Западно-Сибирского бассейна); они были детально описаны в работах Л.Н. Формозовой [1959, 1962], А.Л. Яницкого [1960], В.П. Казаринова [1958], М.П. Нагорского [1958], Д.П. Сердюченко и А.В. Глебова [1964].

Как было показано в работах Л.Н. Формозовой [1959], в палеогеновых рудах Северного Приаралья очень широко распространены фитоморфозы. Размеры минерализованной древесины достигают 1.0–1.5 м в длину и 10–15 см в поперечнике; чаще всего древесина замещена фосфатами, реже сидеритом и кремнистыми минералами. Подавляющее большинство обломков древесины аллохтонны; они очень широко развиты в аллювиальных рудах и сравнительно редки в морских.

В работах С.С. Шульца [1967, 1972], В.Н. Холодова, М.Р. Реймова [1996] и М.Р. Реймова [1996] в меловых, реже – палеогеновых железорудных проявлениях Северного Приаралья были описаны автохтонные фитоморфозы – трубоподобные реликты стволов и пней деревьев, замещенных минералами железа и кремния. Они принадлежали к остаткам болотных кипарисов и обычно препарировались эрозией в присводовых частях антиклинальных складок, образуя крупные трубоподобные тела.

С приведенными данными созвучны сведения, собранные в работах В.В. Лаврова [1955, 1961]; этот исследователь в пределах Арало-Сибирских равнин выделяет среднеолигоценую углисто-лептохлоритовую формацию, показывает в ней широкое распространение прослоев и линз бурых углей, местами образующих углисто-колчеданные залежи, описывает в них большое разнообразие растительных остатков, отпечатков листьев, остатков плодов и семян и показывает их одновозрастность с гётит-хлорит-сидеритовыми оолитовыми рудами Лисаковского (Тургай), Лоциновского (Прииртышь), а также Кутанбулакского (Приаралье) месторождений.

Весьма интересные данные были получены при изучении фаціальных условий формирова-

ния древних морских оолитовых железных руд. Палеогеографические исследования Е.Ф. Bubnoff, L. Cayeux, H.F. Hallimond, E.C. Harder, A.O. Hayes и других авторов, направленные на реконструкцию условий образования юрских руд Англии, Франции и Германии, силурийских и ордовических железных руд США и Канады, были обобщены Н.М. Страховым, который пришел к выводу, что все они возникли "... в обстановке чрезвычайно мелководных и прибрежных частях моря и представляют собой отложения заливов, бухт, лиманов и самой верхней, прибрежной, части шельфа, причем в разных случаях месторождения связаны, конечно, с разными ландшафтами прибрежной зоны" [Страхов, 1947, с. 135].

В сущности, этот вывод Н.М. Страхова блестяще подтвердил Дж. Менард [1985], который проанализировал модели образования морских гётит-хлорит-сидеритовых руд, предложенные А. Хеллемом [Hallem, 1967, 1975], Р. Хантером [Hunter, 1970] и М. Ренджером [Ranger, 1979]; они представлены нами на рис. 10. Характерно, что и в этих случаях скопления гётит-хлорит-сидеритовых оолитов обычно ассоциируются с процессами угленакопления на суше, где в обстановке низовых торфяных болот накапливаются значительные массы растительного материала. В ордовических отложениях Ньюфаундленда (см. рис. 10а), когда наземная растительность еще не получила своего полного развития, болотные обстановки, возможно, возникали за счет концентрации цианобактериальных сообществ и примитивных водорослей, образующих подводные луга [Каныгин, 2001]; можно думать, что именно в такой "параличской" среде появились первые плауновидные растения, существование которых в досилурийское время вызывает ожесточенные споры [Мейен, 2001].

В силурийское время (см. рис. 10б) влияние на формирование прослоев морских оолитовых гётит-хлорит-сидеритовых руд Клинтон (Аппалачи, США) могли оказывать заболоченные участки крупной дельты палеореки. В соответствии с данными Ф. Фолка [Folk, 1962], отложение железной руды в этом регионе всегда сопровождалось заметным обмелением бассейна.

Юрские железорудные отложения Англии (см. рис. 10в), по данным А. Хеллема [Hallem, 1975], формировались в области развития терригенных фаций в непосредственной близости от лесных заболоченных массивов.

Как видно на рис. 10в, углепроизводящие торфяные болота, расположенные в лесных массивах, здесь нередко оказывались одновозрастными с морскими оолитовыми гётит-хлорит-сидеритовыми рудами.

В заключение этого раздела следует подчеркнуть, что последовательность минералообразования на Керченских железорудных месторождени-

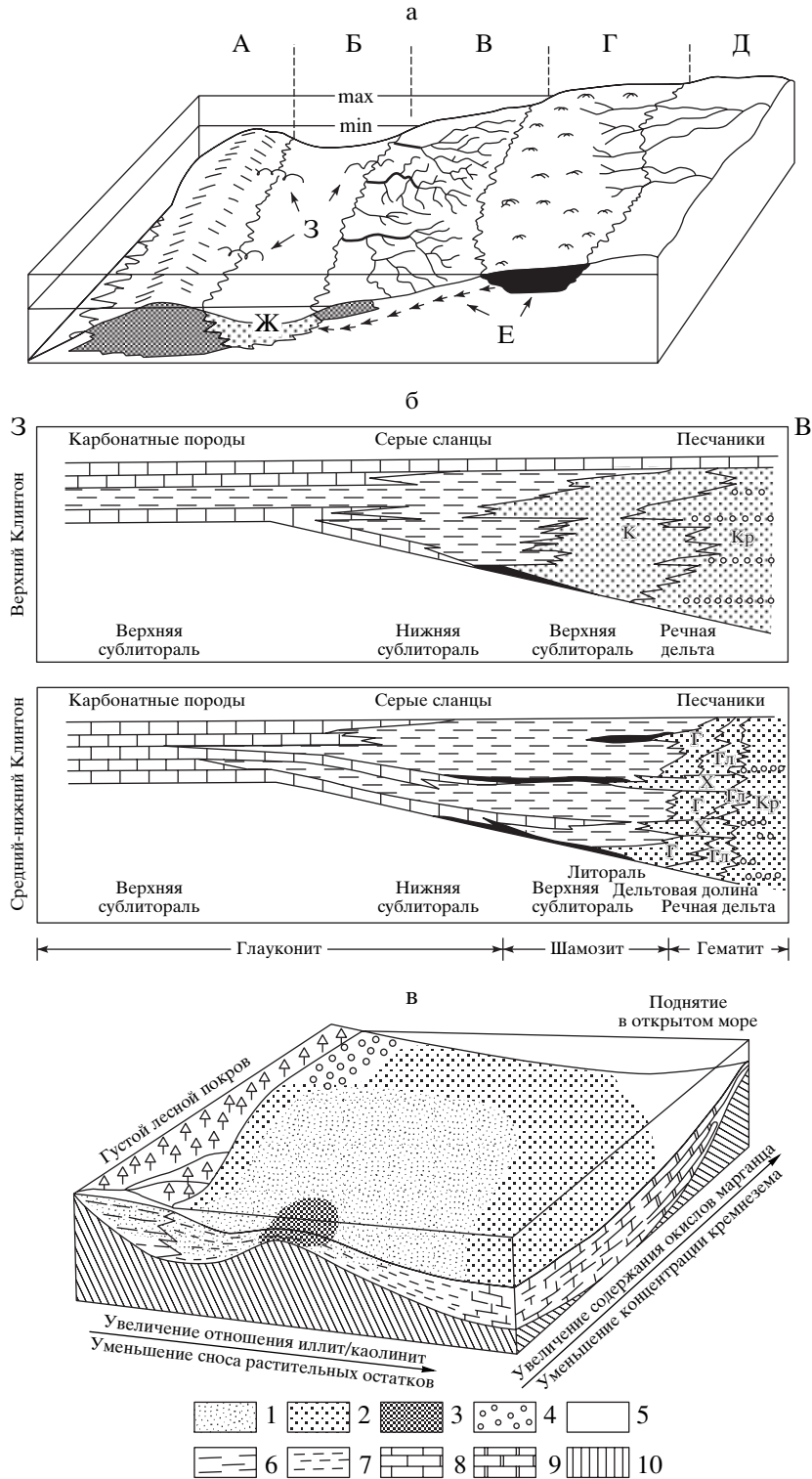


Рис. 10. Фациально-палеогеографические условия залегания морских оолитовых гётит-хлорит-сидеритовых руд.

а – реконструкция условий образования ордовических железняков Вабана [Ranger, 1979]: А – прибрежный бар, Б – лагуна (накопление осадков в условиях низких значений Eh, В – приливно-отливная зона, Г – надлиторальные водорослевые болота (высокие значения Eh и большое давление CO₂), Д – старые русла рек, Е – железо выщелачивается из осадков в болотных условиях, Ж – железо выносится подземными водами в лагуну и осаждается в виде шамозитовых оолитов, которые затем переотлагаются в зонах береговых баров и среди осадков приливно-отливной полосы (З); б – фации рудовмещающих пород силурийского возраста в Аппалачском бассейне [Hunter, 1970] (черным цветом выделены слои железных руд). Песчаники с различным типом цемента: К – кальцитовым, Кр – кремнистым, Г – гематитовым; Х – хлоритовым, Гл – красноцветным глинистым; в – фации железистых осадков в юрских железных рудах Англии [Hallem, 1967]: 1 – пески, 2 – алевролиты и глины, 3 – шамозитовые оолиты, 4 – карбонатные оолиты и ракушечные пески, 5 – известковистые глины, 6 – песчаники, 7 – глинистые сланцы, 8 – мраморы, 9 – серые известняки, 10 – красные известняки.

ях, по-видимому, распространяется на все оолитовые железорудные скопления; как показали работы В. Линдгрена [Lindgren, 1933], И.П. Новохатского [1949, 1958], А.И. Литвиненко, М.Т. Кучеренко [1957], Л.Н. Формозовой [1959], в минеральной триаде, слагающей оолиты, гётит и хлорит слагают внутренние концентры оолитов и формируются в самом начале железорудного процесса, тогда как сидерит образуется чуть позднее; соотношение этих двух фаз можно определить как седиментационно-диагенетическое и диагенетическое.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. При образовании докембрийских джеспиллитов сидеритовые фации пользовались широким распространением; сидерит формировался в самом начале железорудного процесса, чему способствовали дефицит кислорода и избыток углекислоты в докембрийской атмосфере, массовое поступление в конечные водоемы стока осадочного железа, заимствованного из питающих областей, сложенных основными и ультраосновными магматическими породами, а также интенсивная вулканическая и гидротермальная деятельность, определившая дополнительное поступление железа и кремния в палеоводоемы архея и протерозоя.

2. В рифейское и нижнепалеозойское время часто встречаются элизионно-гидротермальные и гидротермальные сидеритовые месторождения, в которых этот минерал метасоматически замещает карбонатные толщи, образуя пластообразные тела, линзы и штоки. Возможно, что формирование гидротермальных сидеритообразующих растворов бакальского типа связано с элизионно-катагенными и метаморфическими преобразованиями нижележащих отложений, в том числе и джеспиллитовых руд докембрия.

3. В верхнепалеозойских, мезозойских и кайнозойских угленосных отложениях широким распространением пользуются сидеритовые и анкеритовые конкреции, линзы и пласты, пространственно и генетически связанные с углями. Они

образуются в ходе диагенетических и катагенетических преобразований растительного органического материала и содержат огромные запасы железа.

4. В морских и континентальных отложениях фанерозоя очень часто встречаются оолитовые гётит-хлорит-сидеритовые руды. Обычно они ассоциируются с болотными фациями, содержат многочисленные растительные остатки и фитоморфозы, причем сидерит в них является наиболее поздним минералом, замещающим гётит-хлоритовые концентры, слагающим цемент скоплений и образующим конкреционные стяжения.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 01-05-64722) и научной школы № 10-15-98483.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Александров Ю.А. Докембрийские железорудные формации СССР // Докембрийские железорудные формации мира. М.: Мир, 1975. С. 172–205.
- Анатольева А.И. Главные рубежи эволюции красноцветных формаций. Новосибирск: Наука, 1978. 189 с.
- Анфимов Л.В. Постдиагенетические преобразования и рациональная классификация кварцевых псаммитов рифея Центрально-Уральского поднятия на Южном Урале // Докембрийские осадочные толщи Башкирского мегантиклинория на Урале и их металлогения // Тр. ИГиГ УНЦ АН СССР. 1978. Вып. 133. С. 25–32.
- Анфимов Л.В. Формации и рудоносность нижнего рифея в Бакальско-Саткинском горнорудном районе на Южном Урале // Докл. АН СССР. 1982. Т. 265. № 5. С. 1227–1230.
- Анфимов Л.В. Литогенез в рифейских осадочных толщах Башкирского мегантиклинория. Екатеринбург: Изд-во УНЦ РАН, 1997. 289 с.
- Архангельский А.Д., Блохин А.А., Меннер В.В. и др. Краткий очерк геологического строения и нефтяных месторождений Керченского полуострова // Тр. ГГУ ВСНХ. 1930. Вып. 13. 78 с.
- Бутова Е.П. Литологическая характеристика и условия образования угленосной толщи Экибастузского каменноугольного месторождения // Тр. Лаборатории геологии угля АН СССР. 1954. Вып. 11. С. 72–103.

- Бьюкс Н.Дж.* Докембрийские железорудные формации Южной Африки // Докембрийские железорудные формации мира. М.: Мир, 1975. С. 70–129.
- Вильнер А.И.* Уголь // Минеральные ресурсы капиталистических стран. М.: ГОНТИ, 1959. С. 5–64.
- Виноградов В.И., Реймер Т.О., Лейтес А.М., Сметлов С.Б.* Древнейшие сульфаты в архейских образованиях Южно-Африканского и Алданского щитов и эволюция кислородной атмосферы Земли // Литология и полез. ископаемые. 1976. № 4. С. 12–28.
- Волкова А.Н.* Карбонатные конкреции балахонской серии Кузнецкого и Горловского бассейнов // Конкрекции и конкреционный анализ. М.: Наука, 1977. С. 74–80.
- Галимов Э.М.* Геохимия стабильных изотопов углерода. М.: Недра, 1968. 362 с.
- Гершойг Ю.Г.* Детализация стратиграфической схемы Криворожья // Проблемы советской геологии. 1937. Т. VII. № 4. С. 35–42.
- Гершойг Ю.Г.* Фазы петрогенезиса в кристаллических сланцах Криворожья // Советская геология. 1940. № 37. С. 24–38.
- Гершойг Ю.Г.* Процессы минералообразования в первично-осадочных породах Кривого Рога // Вопросы минералогии осадочных образований. Кн. 3–4. Львов: Изд-во ЛГУ, 1956. С. 160–173.
- Голубовская Е.В.* К проблеме глауконита в Керченских железных рудах // Литология и полез. ископаемые. 1993. № 1. С. 140–143.
- Голубовская Е.В.* О происхождении “коричневых” руд Керченских железорудных месторождений // Литология и полез. ископаемые. 1999. № 3. С. 244–251.
- Голубовская Е.В.* Фациальные и геохимические особенности железорудного комплекса Керченских месторождений // Литология и полез. ископаемые. 2001. № 3. С. 259–273.
- Гордеев В.В.* Речной сток в океан и черты его геохимии. М.: Наука, 1983. 160 с.
- Заварицкий А.Н.* К вопросу о происхождении железных руд Бакала. М.: Изд-во АН СССР, 1939. 40 с.
- Зарицкий П.В.* Минералогия и геохимия диагенеза угленосных отложений. Харьков: Изд-во ХГУ, 1970. 223 с.
- Зарицкий П.В.* Минералогия и геохимия диагенеза угленосных отложений. Харьков: Изд-во ХГУ, 1971. 176 с.
- Зарицкий П.В.* Конкрекции и значение их изучения при решении вопросов угольной геологии и литологии. Харьков: Изд-во ХГУ, 1985. 175 с.
- Зарицкий П.В., Македонов А.В., Сальникова Л.Л.* Конкрекции в угленосных отложениях карбона и перми СССР // Осадкообразование и генезис углей карбона СССР. М.: Наука, 1971. С. 163–173.
- Ишина Т.А., Сальникова Л.Л.* Конкреционные комплексы важнейших юрских угленосных формаций Средней Азии // Конкрекции и конкреционный анализ. М.: Наука, 1977. С. 116–121.
- Казаринов В.П.* Мезозойские и кайнозойские отложения Западной Сибири. М.: Гостоптехиздат, 1958. 324 с.
- Камалетдинов М.А.* Тектоника верхнего докембрия в районе рифейского стратотипа // Корреляция докембрия. Т. 2. М.: Наука, 1986. С. 224–235.
- Каныгин А.В.* Ордовикский феномен взрывной дивергенции органического мира Земли: причины и эволюционные последствия для биосферы // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 4. С. 631–668.
- Кауричев И.С.* О формах железа в верховодке почв дерново-подзолистой зоны // Докл. ТСХА. 1957. Вып. 31. С. 219–223.
- Кизильштейн Л.Я.* Образование конкреций сульфидов железа в угольных пластах // Литология и полез. ископаемые. 1974. № 2. С. 58–65.
- Киссин И.Г., Пахомов С.И.* О возможности генерации углекислоты в недрах при умеренно высоких температурах // Докл. АН СССР. 1967. Т. 174. № 2. С. 1210–1218.
- Киссин И.Г., Пахомов С.И.* К геохимии углекислого газа в глубоких зонах подземной гидросферы // Геохимия. 1969. № 4. С. 44–86.
- Клейн К.* Изменения в ассоциациях минералов в процессе метаморфизма некоторых докембрийских полосчатых железорудных формаций // Докембрийские железорудные формации мира. М.: Мир, 1975. С. 221–237.
- Ковалев В.А.* Болотные минералого-геохимические системы. Минск: Наука и техника, 1985. 323 с.
- Ковалев В.А., Генералова В.А.* Геохимические особенности миграции железа в современных торфяниках Белоруссии // Геохимия. 1969. № 2. С. 210–220.
- Колотухина С.Е.* Карбонатные породы кольчугинской свиты Кузнецкого бассейна // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1949. № 4. С. 97–118.
- Константинов С.В., Кечек Г.А., Белорусов В.В., Красильников Л.В.* Керченские железорудные месторождения // Тр. ВГРО. 1933. Вып. 325. 150 с.
- Коперина В.В.* Состав и условия осадконакопления надкарагандинской, наддолинской и шаханской свит Карагандинского бассейна // Тр. Лаборатории геологии угля АН СССР. 1956. Вып. 4. С. 147–158.
- Коротков А.И., Ходина В.А.* К вопросу о формировании химического состава железистых вод // Зональность подземных вод платформы и горно-складчатых областей. Л.: Наука, 1981. С. 166–169.
- Крупенин М.Т.* Условия формирования сидеритоносной Бакальской свиты нижнего рифея. Екатеринбург: ИГиГ им. Заварицкого, 1999. 240 с.
- Крупенин М.Т.* Минерогения осадочных последовательностей рифея // Рифей западного склона Южного Урала. Т. 1. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2001. С. 134–244.
- Крупенин М.Т.* Модели рудообразования, связанные с литогенезом осадочных бассейнов стратотипа рифея (Южный Урал) // Генетический формационный анализ осадочных комплексов фанерозоя и докембрия. М.: Изд-во МГУ, 2003. С. 365–371.
- Купров И.Г.* О конкрециях в угленосной толще Ткварчельского месторождения // Зап. Ленинград. горного ин-та. 1953. Т. 29. Вып. 2. С. 15–42
- Лабунский Л.В., Федчишин Э.Б., Асеев Н.М.* Конкрециенность вскрышных толщ месторождений Минусинского бассейна // Конкрекции и конкреционный анализ. М.: Наука, 1977. С. 111–116.
- Лавров В.В.* Этапы третичного угленакопления в Казахстане // Докл. АН СССР. 1955. Т. 100. № 2. С. 82–89.
- Лавров В.В.* Палеогеновые угленосные и рудные формации Казахстана и Западной Сибири // Угленосные

- формации некоторых регионов СССР. М., Л.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 339–362.
- Литвиненко А.У.* К минералогии биоморфоз в связи с генезисом гипергенных керченских железных руд // Вопросы минералогии осадочных образований. Львов: Изд-во ЛГУ, 1956. С. 174–189.
- Литвиненко А.У., Кучеренко М.Т.* Оолитовые сидерито-шамозитовые руды в морских отложениях Днепровско-Донецкой впадины // Докл. АН СССР. 1957. Т. 116. № 5. С. 847–850.
- Ляхович В.В., Сидоренко А.В.* Роль акцессорных минералов в познании геологической истории докембрия // Акцессорные минералы докембрия. М.: Наука, 1986. С. 6–21.
- Македонов А.В.* Парагенезис углей и конкреций воркутской серии Печорского бассейна // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1957. № 8. С. 77–95.
- Македонов А.В.* Угленосная формация Печерского бассейна / Автореф. дис. ... доктора геол.-мин. наук. Л.: ЛГУ, 1965. 32 с.
- Малаховский В.Ф.* Геология и геохимия керченских железных руд и их важнейших компонентов. Киев: Изд-во АН СССР, 1956. 250 с.
- Менард Дж.* Геохимия осадочных рудных месторождений. М.: Мир, 1985. 358 с.
- Мейен С.В.* Листья на камне. М.: ГЕОС, 2001. 492 с.
- Мори Г.Б.* Железородные районы Месаби, Ганфлинт и Куона в Миннесоте // Геология и генезис докембрийских железисто-кремнистых и марганцевых формаций мира. Киев: Наукова думка, 1972. С. 204–221.
- Нагорский М.П.* Западно-Сибирский железородный бассейн // Советская геология. 1958. № 9. С. 68–85.
- Новохатский И.П.* Некоторые особенности оолитовых железных руд // Изв. АН Каз. ССР. Сер. геол. 1949. Вып. 11. С. 118–124.
- Новохватский И.П.* К минералогии и геохимии месторождений оолитовых железных руд Казахстана // Тр. Объед. Кустанайской научной сессии, посвященной проблемам Тургайского регионально-экономического комплекса. Геол. Секция. Т. II. Алма-Ата: Изд-во АН Каз. ССР, 1958. С. 82–92.
- Орлова Е.В.* Южно-Африканский Союз // Минеральные ресурсы зарубежных стран. Вып. 18. М.: ГИГЛ, 1950. С. 17–28.
- Перельман А.И.* Геохимия. М.: Высшая школа, 1979. 423 с.
- Плаксенко Н.А.* О некоторых особенностях строения толщи метаморфических пород докембрия КМА, причинах их возникновения и стратиграфическом значении // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1959. № 3. С. 60–81.
- Плаксенко Н.А.* Главнейшие закономерности железородного осадконакопления в докембрии. Воронеж: Воронеж. изд-во, 1966. 240 с.
- Плаксенко Н.А., Коваль И.К., Щеголев И.Н.* Железисто-кремнистые формации докембрия Курской магнитной аномалии // Геология и генезис докембрийских железисто-кремнистых и марганцевых формаций мира. Киев: Наукова думка, 1972. С. 76–85.
- Реймов М.Р.* Консеквентные тела в осадочных отложениях центральной части Туранской плиты и их происхождение / Автореф. дисс. ... канд-та геол.-мин. наук. М.: ГИН РАН, 1996. 18 с.
- Рингвуд А.Э.* Состав и эволюция верхней мантии // Земная кора и верхняя мантия. М.: Мир, 1972. С. 7–28.
- Ронов А.Б.* Осадочная оболочка Земли (количественные закономерности строения, состава и эволюции). М.: Наука, 1980. 79 с.
- Семененко Н.Н.* Железисто-кремнисто-сланцевые вулканогенные формации, их типы и генезис // Петрография железисто-кремнистых формаций УССР. Киев: Изд-во Укр. АН ССР, 1955. С. 24–68.
- Семериков А.А.* Сравнительная характеристика конкреционных комплексов юрских угленосных формаций Канско-Ачинского и Южно-Якутского бассейнов // Конкреции и конкреционный анализ. М.: Наука, 1977. С. 96–104.
- Сердюченко Д.П., Глебов А.В.* Железо // Металлы в осадочных породах. М.: Наука, 1964. С. 18–100.
- Синицын А.В.* Региональная тектоника и металлогения раннего докембрия. Л.: Недра, 1990. 492 с.
- Степанов П.И., Миронов С.И.* Геология месторождений каустобиолитов. Л., М.: ОНТИ НКТП, 1937. 537 с.
- Страхов Н.М.* Железородные фации и их аналоги в истории Земли // Тр. ИГН АН СССР. 1947. Вып. 73. Сер. геол. (№ 22). 252 с.
- Страхов Н.М.* Основы теории литогенеза. Т. II. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 574 с.
- Страхов Н.М.* Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: ГОНТИ, 1963. 534 с.
- Тимофеев П.П.* Юрская угленосная формация Южной Сибири и условия ее образования // Тр. ГИН АН СССР. 1970. Вып. 18. 320 с.
- Тимофеева М.В.* Закономерности образования железомарганцевых карбонатов и силикатов в железистых кварцитах // Докл. АН СССР. Сер. геол. 1987. Т. 295. № 4. С. 940–943.
- Тимошенко Н.А.* Сферосидериты Богословского угольного месторождения // Природа. 1953. № 8. С. 29–46.
- Тренделл А.* Докембрийские железородные провинции Австралии // Докембрийские железородные формации мира. М.: Мир, 1975. С. 155–172.
- Точилин М.С.* Реликтовые признаки в магнетитовых кварцитах КМА и их генетическая интерпретация // Минер. сборник Львовского об-ва при Львовском ун-те. 1952. № 6. С. 33–64.
- Точилин М.С.* К геохимии аутигенных сидеритов // Вопросы минералогии осадочных образований // Тр. Львовского госуниверситета. 1956. Кн. 3–4. С. 203–217.
- Тугаринов А.И., Бергман И.А., Гаврилова Л.К.* Фациальная природа железистой формации Кривого Рога // Геология и генезис докембрийских железисто-кремнистых и марганцевых формаций мира. Киев: Наукова думка, 1972. С. 27–33.
- Унифицированные и корреляционные стратиграфические схемы Урала (УКСС). Свердловск, 1980. 58 с.
- Федорченко В.С.* “Осадочные” сидериты в среднем отделе криворожской свиты, их роль в образовании железистых пород и некоторых типов богатых руд // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1956. № 12. С. 69–82.
- Формозова Л.Н.* Железные руды Северного Приаралья // Тр. Геол. ин-та АН СССР. Вып. 20. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 446 с.

- Формозова Л.Н.* Условия образования оолитовых железных руд в нижнем палеозое и докембрии // Тр. Геол. ин-та АН СССР. Вып. 70. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 286 с.
- Хаттори К., Кемпбел Ф.А., Кроуз Х.Р.* Распространение изотопов серы в осадочных породах в связи с эволюцией докембрийской атмосферы // Геохимия. 1985. № 6. С. 834–849.
- Холланд Х.* Химическая эволюция океанов и атмосферы. М.: Мир, 1989. 551 с.
- Холодов В.Н.* Ванадий (геохимия, минералогия и генетические типы месторождений в осадочных породах). М.: Наука, 1968. 246 с.
- Холодов В.Н.* Осадочный рудогенез и металлогения ванадия // Тр. ГИН АН СССР. Вып. 251. М.: Наука, 1973. 251 с.
- Холодов В.Н., Бутузова Г.Ю.* Фосфор в гидротермальном процессе // Литология и полез. ископаемые. 1999. № 3. С. 227–244.
- Холодов В.Н., Бутузова Г.Ю.* Проблемы геохимии железа и фосфора в докембрии // Литология и полез. ископаемые. 2001. № 4. С. 339–353.
- Холодов В.Н., Кикнадзе З.Р.* Колчеданные месторождения Большого Кавказа. М.: Наука, 1989. 189 с.
- Холодов В.Н., Реймов М.Р.* К проблеме происхождения железисто-кремнистых трубоподобных тел в Приаралье // Литология и полез. ископаемые. 1996. № 5. С. 476–493.
- Чеботарева Н.А., Наумова Э.Н.* Особенности железистых кварцитов Тарташской свиты Южного Урала // Бюлл. МОИП. Сер. геол. 1971. Вып. 3. С. 154–155.
- Чухров Ф.В.* К минералогии и геохимии бария в осадочных породах в связи с изучением керченских баритов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1937. № 3. С. 24–38.
- Чухров Ф.В.* К минералогии фитоморфоз и ископаемых костей // Тр. Ин-та геол. наук АН СССР. Минер.-геол. серия. 1940. Вып. 10. № 2. С. 82–104.
- Шнюков Е.Ф., Науменко П.И.* Марганцево-железные руды Керченского бассейна. Симферополь: Крымиздат, 1961. 178 с.
- Шульц С.С.* Геологическое строение хр. Султануиздаг и его положение в зоне сочленения Урала и Тянь-Шаня / Автореф. дисс. ... канд-та. геол.-мин. наук. Препринт. Л.: ВСЕГЕИ, 1967. 22 с.
- Шульц С.С.* Геологическое строение зоны сочленения Урала и Тянь-Шаня. М.: Недра, 1972. 201 с.
- Яворский В.И., Бутов П.И.* Кузнецкий каменноугольный бассейн // Тр. Геолкома. 1927. Вып. 177. Нов. сер. 125 с.
- Яницкий А.А.* Олигоценовые оолитовые железные руды Северного Тургая и их генезис // Тр. Ин-та геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии АН СССР. 1960. Вып. 37. 220 с.
- Яницкий А.А., Сергеев О.П.* Бакальские железорудные месторождения и их генезис // Тр. ИГЕМ АН СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 111 с.
- Albert Ch., McCulloch H.* Rare earth elements and neodymium isotopic compositions of the banded iron-formations and associated shales from Hamersley, Western Australian // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1993. V. 57. P. 187–204.
- Vaas-Becking L.G., Moore D.* Biogenic sulfides // Econ. Geology. 1961. V. 56. № 2. P. 259–272.
- Baxter R.W.* A First Report of Coal Balls from the Pennsylvanian of New Brunswick, Canada // Canad. J. Bot. 1960. V. 38. № 4. P. 44–68.
- Bau M., Moller P.* Rare element systematics of the chemically precipitated in early Precambrian iron formations and evolution of the terrestrial atmosphere-hydrosphere-lithosphere system // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1993. V. 57. P. 2239–2249.
- Borchert H.* Die Bildungsbedingungen mariner Eisenerlagerstätten // Chemie der Erde. 1952. V. 16. P. 49–74.
- Borchert H.* Genesis of marine sedimentary iron ores // Trans. Inst. Mining Metall. 1960. V. 69. P. B261–B279. Discussion. P. B530–B535.
- Danielson A., Moller P., Dulski P.* The europium anomalies in banded iron formations and the thermal history of oceanic crust // Chem. Geol. 1992. V. 97. P. 89.
- Drever J.J.* Geochemical model for origin of Precambrian banded iron formations // Geol. Soc. Amer. Bull. 1974. V. 85. P. 1099–1106.
- Fermor L.L.* India's Coal Resources // Records of the Geol. Survey of India, 1935. V. 69. Pt. 3. P. 38–67.
- Fockema P.D.* Crocidolite and associated rocks of the Kuruman area in the Northern Cape. Ph. D. Thesis, Univ. Witwatersrand, 1967. P. 67–82.
- Folk R.L.* Petrography and origin of the Silurian Rochester and McKenzie Shales, Morgan County, West Virginia // Journ. Sed. Petrology. 1962. V. 32. P. 539–578.
- Forster W.D., Feicht F.L.* Mineralogy of Concretions from Pittsburgh Coal Seams with Special Reference to Analcite // Amer. Min. 1946. V. 31. № 7–8. P. 32–68.
- French V.M.* Progressive contact metamorphism of the Biwabik iron-formation, Mesab; Range, Minnesota // Minnesota Geol. Survey Bull. 1968. V. 45. P. 3–103.
- Gibson W.* Coal in Great Britain. London, 1927. 420 p.
- Goodwin A.M.* Archean iron-formation and tectonic basins of the Canadian Shield // Econ. Geology. 1973. V. 68. № 7. P. 915–933.
- Gole M.I., Klein C.* Banded iron-formation through much of Precambrian time // Journ. Geology. 1981. V. 89. P. 169–183.
- Gross G.A.* Geology of deposits in Canada // Geol. Surv. Canada. 1965. V. 1. 181 p.
- Gross G.A.* A classification of iron formation based on the depositional environments // Canad. Mineral. 1980. V. 18. № 2. P. 215–232.
- Hallem A.* Siderite and calcite-bearing concretionary nodules in the Lias of Yorkshire // Geol. Mag. 1967. V. 104. P. 222–227.
- Hallem A.* Jurassic Environments. Cambridge: Cambridge University Press, 1975. 269 p.
- Holland H.D.* The oceans: a possible source of iron formations // Economic Geology. 1973. V. 68. P. 1169–1172.
- Holland H.L.* The chemistry of the Atmosphere and Oceans. N.Y.: Wiley and Sons Publ., 1978. 595 p.
- Hunter R.E.* Facies of iron sedimentation in the Clinton Group // Studies of Appalachian Geology, Central and Southern. N.Y.: Wiley and Sons, 1970. P. 101–121.
- James H.L.* Sedimentary facies of iron formation // Econ. Geology. 1954. V. 49. P. 235–393.
- James H.L.* Distribution of banded iron formation in space and time // Iron formation: facts and problems. Amsterdam, Oxford, N.Y., Tokio: Elsevier, 1983. P. 470–491.

- Kukuk P.* Geologie des Niederrheinischen–Westfälischen Steinkohlengebietes. Texband, 1938. 230 s.
- Kukuk P.* Die Westfälischen steinkohlbecken // Gluckauf. 1939. V. 35. P. 28–41.
- Kukuk P., Breddin H., Gothan W., Hirmer M.* Geologie des Niederrheinischenwestfälischen Steinkohlengebietes. Berlin, 1938. 706 s.
- La Berge G.L.* Development of magnetite in iron-formation of Lake Superior Region // Economic Geology. 1964. V. 59. P. 1313–1342.
- Lindgren W.* The oolitic hematite ores. Mineral deposits. N.Y.: McGraw-Hill, 1933. P. 250–256.
- Mamay S.H., Vochelson E.L.* Occurrence and Significance of Marine Animal Remains in Coal Balls // Am. Geol. Survey Proff. Paper. 1962. V. 31. 354 p.
- Meddaugh W.S.* Age and origin of uraninite in the Elliot Lake Ontario uranium ores // Ph. D. diss. Harvard Univ. 1983. P. 29–45.
- Merlivat J., Pineau F., Javelly M.* Hydrothermal vents waters et 13°N on the East Pacific Rise: isotopic composition and gas concentration // Earth and Planet. Sci. Lett. 1987. V. 84. № 1. P. 100–108.
- Michard A.* Rare earth elements systematics in hydrothermal fluids // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1989. V. 53. № 3. P. 754–751.
- Mottle M.J.* Metabasalts, axial not springs and the structure of hydrothermal systems at mid-ocean ridges // Geol. Soc. Amer. Bull. 1983. V. 94. 161 p.
- Newhouse W.H.* Some of Iron Sulphide Occuring in Coal and other sedimentary Rocks // Journ. Geol. 1927. V. 35. № 1. P. 40–92.
- Noth L.* Die Eisenerzlagerstätten Jugoslawiens XIX Congr. geol. int. Alger. 1952. S. 529–563.
- Ranger M.R.* The Sedimentology of a lower Paleozoic Peritidal Sequence and Associated Iron Formations, Bell Island, Conception Bay, Newfoundland // Unpubl. M.Sc Thesis, Memorial University of Newfoundland. 1979. 125 p.
- Rundle C.C., Snelling N.J.* The geochronology uraniferous minerals in the Witwatersrand Triad: An interpretation of new and existing uranium-bad date on rocks and mineral from the Dominion Reef, Witwatersrand and Wentersdorp supergroups // Phil. Trans. R. Soc. London. 1977. V. A 286. P. 567–583.
- Schidlowski M.* Beitrage zur Kenntnis der radioaktiven Bestand teile der Witwatersrand-Konglomerate: 1. Uranpecherz in den Konglomeraten dea Orange-Freistaat-Goldfeldes // N. Jh. Mineral. Abh. 1968. V. 105. P. 183–202.
- Schidlowski M.* Uraniferous constitutions of the Witwatersrand Conglomerates: Ore-microscopic observations and implications for the Witwatersrand metallogeny // U.S. Geol. Survey Prof. Paper. 1981. № 1161. 89 p.
- Schmidt R.G.* Geology and ore deposits of Guyuna range, Minnesota // U.S. Geol. Survey Prof. Paper. 1963. V. 407. P. 5–67.
- Trendell A.F., Blockley J.* The Iron Formations of the Precambrian Hamersley Group, Western Australia, with special reference to the associated crocidolite // West. Australia Geol. Survey Bull. 1970. V. 119. P. 336–369.
- Von Damm K.L., Bischoff J.J.* Chemistry of hydrothermal solution from the southern Juan de Fuca Ringe // Journ. Geophys. Res. 1987. V. 92. № B11. P. 344–346.
- White D.A.* The stratigraphy and structure ot the Mesabi Range, Minnesota // Minnesota Geol. Survey Bull. 1954. V. 92. P. 44–92.
- Zitzman A., Neumann-Redling Chr.* The genetic types of iron ore deposits of Europe and adjacement Areas // Hannover. 1977. V. 1. 150 p.