ПРИНЦИПЫ
И МЕТОДЫ
ОЦЕНКИ РУДОНОСНОСТИ
ГЕОЛОГИЧЕСКИХ
ФОРМАЦИЙ



Осадочные формации

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
ВСЕСОЮЗНЫЙ ОРДЕНА ЛЕНИНА НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ им. А. П. КАРПИНСКОГО

ПРИНЦИПЫ И МЕТОДЫ ОЦЕНКИ РУДОНОСНОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ

Осадочные формации

4455



ЛЕНИНГРАД «НЕДРА» ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ 1984



УДК 553.2 : 552.5

Осадочные формации. Принципы и методы оценки рудоносности геологических формаций/Н. Н. Предтеченский, А. В. Македонов, А. Д. Петровский и др.— Л.: Недра, 1984.— 228 с. (М-во геологии СССР. Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-т).

На основе обобщения новейших отечественных и зарубежных данных по формационному анализу осадочных толщ, закономерностям размещения экзогенных полезных ископаемых в работе рассматриваются критерии рудоносности наиболее важных групп формаций: сероцветных терригенных, в том числе черносланцевых гумидных, пестроцветных терригенных аридных и морских карбонатных, формировавшихся как в аридной, так и гумидной обстановках, и галогенных аридных. Основное внимание уделено литолого-фациальным палеогеографическим и геотектоническим факторам локализации оруденения, а также роли эпигенетических преобразований при формировании промышленных месторождений свинца, цинка, меди, железа, марганца, фосфоритов, серы, угля, солей и некоторых других полезных ископаемых. Характеризуется рациональный комплекс методов, применяемых для оценки перспектив рудоносности осадочных формаций при прогнозных и поисковых работах.

Для геологов-съемщиков, поисковиков, литологов, специалистов в области формационного анализа, металлогении и прогнозирования полезных ископаемых.

Табл. 10, ил. 51, список лит. 71 назв.

Авторы: *Н. Н. Предтеченский, А. В. Македонов, А. Д. Петровский, О. М. Головенок, Ю. А. Кривулина, А. Б. Гуревич, Г. В. Явхута, Э. Н. Янов, Л. Э. Алексеева, А. Я. Бергер, А. К. Иогансон, М. А. Минаева, В. Л. Либрович, Г. А. Русецкая, Б. Б. Голубев, Б. А. Блюман, В. Е. Попов.*

Главный редактор серии *Д. В. Рундквист*
Научный редактор выпуска *Н. Н. Предтеченский*

О 1904050000—348
043(01)—84 свод. пл. подписных изд. 1984 г.

© Издательство «Недра», 1984

ОТ РЕДАКТОРА СЕРИИ

Настоящая серия включает семь выпусков, посвященных анализу рудоносности различных по составу и условиям образования геологических формаций: осадочных, метаморфических, магматических, метасоматических и кор выветривания.

План изложения материала в отдельных выпусках серии несколько варьирует в зависимости от особенностей рассматриваемых формаций. Однако в целом каждый выпуск достаточно полно отражает современные представления о систематике формаций, их структурно-вещественной характеристике, включая состав слагающих формацию пород, ритмичность, зональность, особенности фациальных изменений, тектоническое положение и типичную для каждой из них рудоносность.

Подготовленная к изданию серия выпусков продолжает предшествующие публикации коллектива ВСЕГЕИ по формационному анализу и анализу рудоносности, в частности такие, как «Критерии прогнозной оценки...», 1978, «Рудоносность и геологические формации...», 1982 и др.

Особое внимание в данной серии уделяется анализу тех признаков и особенностей конкретных формаций (или комплексов), которые позволяют разделить их на реально рудоносные и аналогичные по составу, но не содержащие промышленного оруденения. Самостоятельное значение имеет при этом выявление признаков рудоносности формаций (комплексов), в связи с которыми возникают крупные и уникальные по масштабам месторождения.

Анализ геологических формаций различных типов структур земной коры с целью установления критериев их рудоносности и оценки перспектив изучаемых площадей на оруденение того или иного типа — одна из важнейших задач современных прогнозно-металлогенических исследований.

В настоящей серии выпусков авторы развивают структурно-вещественный подход к изучению геологических формаций, заложенный в трудах Н. С. Шатского, Н. П. Хераскова, Ю. А. Косыгина, В. И. Драгунова и других. В соответствии с этим выделение каждой формации основывается на анализе состава слагающих ее горных пород и их пространственно-временны́х соотношений.

Геологические и рудные формации рассматриваются при этом как конвергентные образования, которые могут проявляться в раз-

личных типах структурно-формационных и структурно-металлогенических зон. Степень рудоносности геологических формаций и отдельных их представителей зависит как от экстенсивных факторов (типа структурно-формационных зон, в которых локализуется оруденение, геологической обстановки, определяемой в первую очередь закономерным сочетанием различных по составу и генезису формаций, времени их образования как в общей истории геологического развития, так и в ходе становления данной структурно-формационной зоны и др.), так и от интенсивных, к числу которых принадлежат особенности состава и структуры.

Методы выявления критериев рудоносности геологических формаций по существу основаны на комплексном литологическом, петрологическом, геохимическом, минералогическом изучении ассоциаций горных пород и сопутствующего оруденения, а также установлении связей между рудоносностью геологических тел и особенностями их состава, структуры, соотношений со средой становления.

Структурно-вещественный подход к анализу формаций определяет необходимость изучения и использования для оценки рудоносности не только «твердых» составляющих формаций — минеральных парагенезисов, т. е. горных пород, но и содержащихся в них вод, частично являющихся первичными, «захороненными», сохранившимися главным образом в породах осадочных и вулканогенных формаций, но в своей основной части являющихся вторичными эпигенетическими и современными водами зоны гипергенеза. Анализ химического состава вод различных геологических формаций может иметь существенное значение при выявлении и изучении критериев их рудоносности. Учитывая малую разработанность проблем палеогидрогеохимии геологических формаций и гидрогеохимии их современных вод, а также невозможность в настоящее время дать исчерпывающую характеристику вод всех формаций, представилось целесообразным выделить эти вопросы и рассмотреть принципы и методы палеогидрогеохимических и гидрогеохимических исследований в двух отдельных выпусках настоящей серии.

Ограниченность объема каждого выпуска и вместе с тем издание серии выпусков, посвященных различным генетическим классам формаций, сделали возможным сосредоточить внимание в каждой книге на рассмотрении главнейших типов формаций и связанного с ними оруденения. В частности, в настоящем выпуске, посвященном осадочным формациям, авторы с наибольшей полнотой рассмотрели син- и эпигенетическое оруденение, неразрывно связанное с образованием первичных осадков, т. е. месторождений многих типов руд железа, марганца, фосфоритов, горючих полезных ископаемых, солей, а также меди, отчасти полиметаллов, редких элементов и др.

Разнообразные комплексы полезных ископаемых, приуроченные к россыпям, оказалось более целесообразным рассмотреть в выпуске, посвященном корам выветривания и продуктам их пере-

отложения. Специфическое оруденение, характерное для многих осадочных толщ, так называемые жидкие руды — иодо-бромные, иодные и поликомпонентные — описано в отдельном выпуске «Палеогидрогеологические исследования».

В настоящем выпуске охарактеризованы осадочные формации, не претерпевшие интенсивного метаморфизма, для которых и условия образования в палеобассейнах реконструируются без каких-либо осложнений.

В целом, несмотря на определенную фрагментарность изложения отдельных рассматриваемых вопросов и в ряде случаев неизбежное авторское освещение дискуссионных проблем, выпуски настоящей серии дают достаточно полное представление о современном состоянии изученности геологических формаций различного генезиса, принципах и методах их выделения и подходах к анализу рудоносности и намечают перспективные пути дальнейших формационных и прогнозно-металлогенических исследований.

Публикация данной серии выпусков направлена на дальнейшее развитие и совершенствование формационных и прогнозно-металлогенических исследований. Можно надеяться, что как отдельные выпуски, так и вся серия будут полезны широкому кругу специалистов, занимающихся региональными геологическими, петрологическими, литологическими, гидрогеохимическими исследованиями, прогнозированием и поисками месторождений полезных ископаемых.

Проф. *Д. В. Рундквист*

ПРЕДИСЛОВИЕ

Решение задачи дальнейшего увеличения минерально-сырьевой базы нашей страны определяет необходимость постановки широких прогнозно-металлогенических исследований, проведения крупномасштабных геологосъемочных и поисковых работ во всех горнопромышленных районах, а также глубинного доизучения ранее закартированных площадей.

Эффективность этих исследований в областях развития осадочных пород в значительной мере зависит от разработанности методики оценки потенциальной рудоносности геологических формаций и возможностей обнаружения в них промышленных месторождений. В понятии «геологические формации» наиболее полно суммируются главные факторы и критерии локализации экзогенного и стратиформного полигенного оруденения — вещественно-структурные, палеогеографические, тектонические, стратиграфические. Формации являются теми геологическими телами, которые выделяются как при специальных металлогенических исследованиях, так и при геологической съемке в качестве местных литостратиграфических подразделений — серий, свит и подсвит. Несмотря на имеющееся большое число глубоких и всесторонних исследований по общей металлогении (труды Ю. А. Билибина, В. И. Смирнова, Г. А. Твалчрелидзе, П. М. Татаринова, А. Д. Щеглова и других), отраслевому прогнозированию на отдельные конкретные виды полезных ископаемых [22], а также ставшие классическими работы Н. М. Страхова, Д. В. Наливкина, Л. Б. Рухина, Л. В. Пустовалова, В. И. Попова и других по теории литогенеза, литолого-фациальному анализу осадочных толщ, вопросы комплексной оценки рудоносности формаций остаются недостаточно освещенными в литературе. Детальные работы, касающиеся прогнозирования рудоносности осадочных формаций, имеются лишь для отдельных регионов. Общее представление о сравнительной оценке типов геологических формаций в разных геоструктурных областях дает монография «Рудоносность и геологические формации структур земной коры» [43].

Задачами выпуска являются обобщение данных по типизации и характеристике осадочных формаций территории СССР с привлечением материала по зарубежным странам, выявление наиболее продуктивных типов формаций, последовательное рассмотрение

благоприятных факторов и критериев для локализации в них оруденения и краткое описание методов оценки рудоносности.

Принятая в работе систематизация осадочных формаций, в основе своей структурно-вещественная, проведена по признакам, наиболее существенным для оценки их рудоносности, является достаточно условной и не претендует на универсальность. Преимущественно терригенные формации объединены в две группы — гумидных сероцветных и аридных красноцветных (пестроцветных). Галогенные формации аридных областей описаны в качестве самостоятельной группы. Отдельно рассматриваются также группы карбонатных и кремнистых формаций, аридность или гумидность которых в большинстве случаев не играет ведущей роли в оценке их продуктивности. Самостоятельный раздел посвящен оценке рудоносности углеродсодержащих черносланцевых формаций, которые хотя и весьма разнообразны по составу и могут присутствовать почти во всех перечисленных группах формаций, обладают общей металлогенической специализацией.

При составлении работы использованы многолетние исследования авторов в различных регионах СССР и многочисленные публикации. Основной материал по гумидным сероцветным терригенным формациям и оценка их на твердые полезные ископаемые (железо, марганец и др.) суммированы А. В. Македоновым и А. Д. Петровским; по аридным красноцветным (пестроцветным) формациям и оценке их на медь и другие полезные ископаемые, а также по кремнистым формациям — Э. Н. Яновым; по карбонатным формациям и оценке их на полиметаллические руды, фосфориты и др. — А. Я. Бергером, А. К. Иогансоном, М. А. Минаевой и Н. Н. Предтеченским; по галогенным формациям и оценке их на серу, флюорит, целестин, соли — Г. А. Русецкой, по углеродсодержащим формациям и оценке их на редкие и рассеянные элементы — Б. Б. Голубевым. Участие в работе других авторов отражено в оглавлении.

В процессе проведения исследований осадочных формаций авторы консультировались по общим вопросам металлогении с Ю. Г. Старицким, А. Д. Щегловым, К. А. Марковым; в части геотектонического, геохимического и литолого-фациального анализов формаций и оценки их рудоносности — с А. А. Смысловым, А. М. Мареичевым, Н. С. Маличем, Е. П. Миронюком, Н. В. Ивановым, В. М. Терентьевым, В. И. Драгуновым, Э. И. Кутыревым, В. С. Певзнером и другими.

Всем лицам, оказавшим содействие в создании выпуска, авторы приносят искреннюю благодарность.

I. ОБЩИЕ ПРИНЦИПЫ ОЦЕНКИ РУДОНОСНОСТИ ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЙ

Основным принципом оценки рудоносности осадочных толщ является выявление типа их литогенеза, приуроченности к определенной геотектонической области или зоне, установление типа геологической формации по вещественно-структурным признакам и затем определение факторов и критериев, благоприятствующих локализации оруденения.

Выделенные Н. М. Страховым [52] четыре основных типа литогенеза определяют общий набор полезных ископаемых, который потенциально может быть связан с соответствующими комплексами формаций. Так, по Н. М. Страхову, гумидные формации наиболее благоприятны для локализации бокситов, железных и марганцевых руд, углей, каолинов, огнеупорных глин и россыпных месторождений. Специфическими рудами при аридном литогенезе являются медные, свинцово-цинковые, каменные и калийные соли, флюорит, руды стронция, сульфаты и генетически связанные с сульфатоносными толщами эпигенетические месторождения самородной серы. Для ледового типа литогенеза характерны месторождения грубокластических строительных материалов.

Некоторые полезные ископаемые встречаются как в гумидных, так и в аридных обстановках, и климатические факторы контролируют развитие лишь определенных типов этих месторождений. К ним относятся накопления фосфора, представленные желваковыми фосфоритами преимущественно в гумидных областях и зернистыми пластовыми в аридных. Значительно менее многочисленны полезные ископаемые, для которых баланс атмосферных осадков не играет существенной роли, и накопление их контролируется в климатическом отношении лишь температурными факторами. К ним принадлежат, в частности, горючие сланцы, формирующиеся в теплых морях как аридной, так и гумидной зон. Практически не зависит от климата оруденение, связанное с эффузивно-осадочным типом литогенеза. К достоверно установленному оруденению этого типа относятся некоторые месторождения железа, марганца, свинца, цинка, меди, мышьяка, силицитов и, возможно, фосфоритов.

Накопленные за последние годы новые данные советских и зарубежных ученых [15, 46 и др.] позволяют дать более дробную классификацию гумидных и аридных обстановок и соответственно уточнить связь с ними полезных ископаемых.

В качестве породных индикаторов климата применяются характерные группы (например, угли или гипсы) и комплексы седиментационных и раннедиагенетических конкреций. На рис. 1 показано распределение различных групп конкреций в современных осадках и почвах по климатическим зонам и крупным геоморфологическим подразделениям. Отличия этого распределения в более древние эпохи уже учитывались при климатических реконструкциях.

Нами суммированы следующие комплексы признаков различных формаций, которые удалось проследить почти для всего фанерозоя.

Для терригенных формаций гумидных областей характерно присутствие: 1) пластов углей мощностью от 0,5 м и более, площадью не менее 10 км^2, а в современную эпоху — торфяников средней мощностью не менее 0,7 м и площадью не менее 10 км^2. Массовая заторфованность не только избыточно увлажненных понижений рельефа, но и водоразделов; 2) пород или конкреций, содержащих не менее 10 % аутигенного каолинита; 3) пластового или конкреционного свободного глинозема; 4) раннедиагенетических сидеритовых (не менее 10 % от количества карбонатных) конкреций; 5) не менее 50 % карбонатов и (или) силикатов, и (или) фосфатов, и (или) окислов железа в составе седиментационных и раннедиагенетических аутигенных компонентов хотя бы некоторых типов глинистых и алевритовых пород; 6) не менее 5 % сидерита в конкрециях или цементе песчаных пород; 7) в мелководных или континентальных фациях — обильных марганцовистых конкреций; 8) кальцита менее 2—3 % в глинистых и менее 15 % в песчаных породах (исключая прослои известняков и мергелей в некоторых морских формациях); 9) признаков палеопочв гумидных зон — палеоподзолов, латеритов, гумидных красноземов и др.; 10) обильных растительных остатков в континентальных или мелководных осадках; 11) выщелоченности большей части известковистых раковин в глинистых породах и многочисленных ожелезненных раковин; остатков фауны, связанных с влажным климатом; 12) резкого преобладания химически устойчивых минералов и обломков пород в составе терригенных компонентов; 13) наиболее дифференцированных рядов подвижности химических элементов.

Образование карбонатных формаций контролируется главным образом повышенной температурой бассейнов осадконакопления и не обнаруживает, таким образом, четкой связи с влажностью климата. В числе характерных особенностей гумидных карбонатных формаций важно отметить относительно узкий палеогеографический диапазон благоприятных условий для их формирования: приуроченность почти исключительно к удаленным от берега частям морских бассейнов и известняковый состав отложений.

Количественные границы различных показателей намеченных признаков являются приблизительными, хотя и обобщают большой сравнительный материал. Диагностическое значение отдельных признаков неравноценно. Наиболее достоверными из них являют-

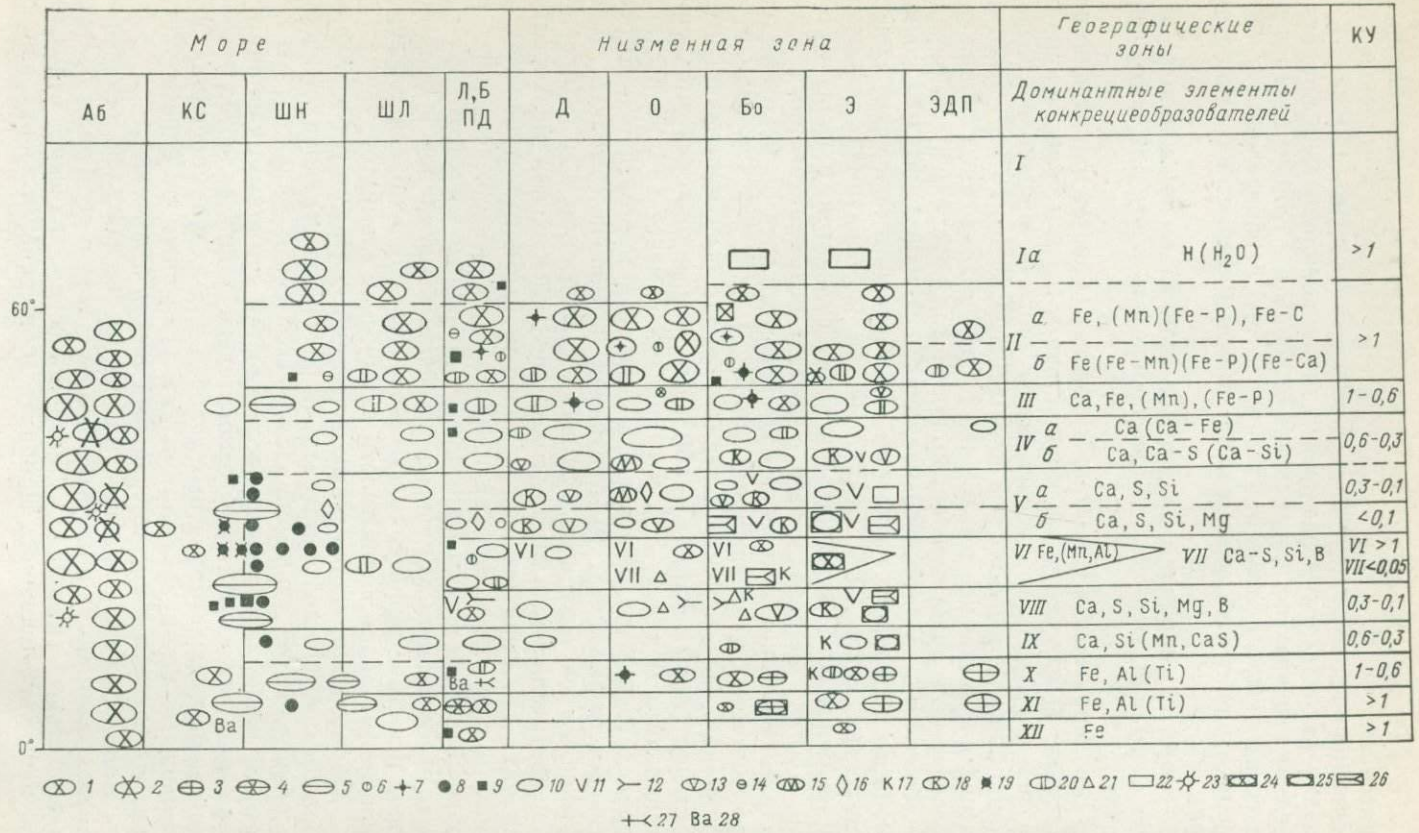

Море
Низменная зона
Географические зоны
КУ
Аб
КС
ШН
ШЛ
Л,Б ПД
Д
О
Бо
Э
ЭДП
Доминантные элементы конкрециеобразователей
I
Ia H(H2O) >1
II a Fe, (Mn)(Fe-P), Fe-C
б Fe(Fe-Mn)(Fe-P)(Fe-Ca) >1
III Ca, Fe, (Mn), (Fe-P) 1-0,6
IV a Ca(Ca-Fe)
б Ca, Ca-S (Ca-Si) 0,6-0,3
V a Ca, S, Si 0,3-0,1
б Ca, S, Si, Mg <0,1
VI Fe,(Mn,Al) VII Ca-S, Si, B VI >1 VII<0,05
VIII Ca, S, Si, Mg, B 0,3-0,1
IX Ca, Si (Mn, CaS) 0,6-0,3
X Fe, Al (Ti) 1-0,6
XI Fe, Al (Ti) >1
XII Fe >1
60°
0°
Ba
1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20 21 22 23 24 25 26
27 Ba 28

Рис. 1. Схема распространения основных групп седиментационных и раннедиагенетических конкреций в современных осадках и почвах.

ЭДП — фации подножий (эловий, делювий, коллювий, пролювий); *Э* — эловий (почвы, коры выветривания); *Бо* — болота; *О* — озера; *Д* — низменные дельты; *ПД* — подводные дельты; *Л* — лагуны (морские); *Б* — баровые поля; *ШЛ* — литоральная (внутренняя) зона шельфа; *ШН* — наружная (внешняя) зона шельфа; *КС* — континентальный склон; *АБ* — абиссаль.

I—XII — географические субширотные ландшафтно-климатические зоны низменной суши и их аналоги в шельфах: *I* — ледовые, *Ia* — тундр, *II* — лесная умеренного пояса (*а* — тайги, *б* — смешанных и лиственных лесов), *III* — лесостепные (семигумидная зона), *IV* — степи (*а* — черноземные, семигумидные—семиаридные, *б* — каштановые, семиаридные), *V* — полупустынь умеренного пояса и субтропиков (*а* — менее аридные, *б* — более аридные, субтропические), *VI* — субтропических влажных лесов, *VII* — субтропических и тропических экстрааридных пустынь, *VIII* — тропических пустынь с периодическими дождями и тропических полупустынь (аридных тропиков), *IX* — сухих тропических саванн (семиаридные тропики), *X* — влажных тропических саванн (семиаридные тропики), *XI* — переменно-влажных (муссонных и др.) тропических лесов, *XII* — постоянно-влажных экваториальных лесов.

КУ — коэффициент увлажнения.

1—28 — группы конкреций: *1* — окисножелезистые и железисто-марганцовистые, *2* — окисножелезистые—марганцовистые с Mn/Fe>1, *3* — железисто-глиноземистые и глиноземистые, *4* — шамозитовые (в основном микроконкреции), *5* — глауконитовые (в основном микроконкреции), *6* — сидеритовые, *7* — железо-фосфатные (вивианит и др.), *8* — кальций-фосфатные, *9* — сульфидов железа, *10* — известковистые (кальцитовые, арагонитовые), *11* — гипсовые, *12* — ангидритовые, *13* — известково-гипсовые, *14* — карбонатов марганца, *15* — известково-магнезитовые, *16* — доломитовые и известковисто-доломитовые, *17* — кремнеземистые, *18* — известково-кремнеземистые, *19* — смешанные кальций-фосфато-окисножелезистые, *20* — железисто-известковистые, *21* — боратовые (улекситовые и др.), *22* — ледовые, *23* — цеолитовые (в основном филлипситовые микроконкреции), *24* — железистые и глинисто-железистые конкреционные плиты («панцири»), *25* — известковые конкреционные «коры» и «плиты», *26* — гипсовые, известково-гипсовые и кремнево-известково-гипсовые «коры» и «плиты», *27* — смешанные железисто-гипсовые, *28* — баритовые.

ся состав раннедиагенетических конкреций (особенно сидеритовых) и угленосность. Органические остатки — очень ценные индикаторы, но в сочетании с другими признаками, так как могут приспосабливаться к существенным сменам климата. Среди растительных ассоциаций широко распространены климатически интразональные — болотные и мелководные, часто очень сходные в гумидных, семигумидных или даже семиаридных обстановках. Признак 12 должен проверяться составом петрофонда в области сноса и субстрате формации, поскольку кварцевые пески могут переотлагаться за пределы гумидных зон, а химически неустойчивые компоненты при близком переносе часто сохраняются в осадке, особенно при быстром захоронении. Все же сочетание трех и более из перечисленных признаков является весьма надежным показателем.

Для семигумидных формаций характерны: 1) отсутствие признаков 1—3, хотя и возможны мелкие углепроявления, начиная с карбона; 2) содержание конкреций сидерита менее 10 % от общего количества карбонатных конкреций; 3) в глинистых породах — железисто-известковистый состав раннедиагенетических конкреций, не менее половины из которых содержит более 50 % кальцита и лишь незначительная часть имеет отношение $FeCO_3/CaCO_3 \geqslant 0{,}2$; 4) присутствие пород с резким преобладанием конкреций силикатов железа

над конкрециями карбонатов и окислов железа в сочетании с известковистыми или железисто-известковистыми конкрециями; 5) наличие в конкрециях или цементе пород в некоторых формациях фосфатов кальция, иногда ассоциирующих с соединениями железа или марганца; 6) присутствие пород или конкреций с содержанием $MgCO_3 > FeCO_3$ в некоторых формациях при отсутствии указанных выше признаков марганценосности; 7) массовое распространение растительных остатков, экологически аналогичных представителям современной лесостепи и саванны; 8) значительное присутствие некоторых слабоустойчивых против химического разложения минералов и обломков пород, например зерен эпидота, при отсутствии все же некоторых неустойчивых, например основных плагиоклазов.

Семиаридные формации характеризуются отсутствием: 1) пластов и пропластков угля; 2) пластов с преобладанием хлоридов и (или) сульфатов; 3) сидеритовых конкреций; 4) раннедиагенетических конкреций сульфатов кальция, исключая находки в редких типах осадков сильнопрогреваемых мелководий или погребенных почв, а также эфемерных конкреций гипса; 5) конкреций боратов; 6) растительных остатков удовлетворительной сохранности в тонкозернистых мелководных отложениях, а в песчаных разностях — даже их следов. В семиаридных формациях отмечаются незначительное общее содержание $C_{орг}$ (0,1—1,0 %) и также резкое преобладание (более 90 %) кальцита в составе конкреционных и других раннедиагенетических карбонатов. В некоторых породах ряда формаций этой группы возможно также присутствие конкреций (менее 10 % от их общего количества) окислов железа в составе специфических глинисто-окисножелезистых конкреций. Некоторым формациям характерны конкреции целестина и барита.

Аридная группа формаций характеризуется: 1) существенной ролью сульфатных и (или) соляных пород, массовым распространением доломитов и доломитовых мергелей; 2) в областях терригенного осадконакопления — массовым развитием красноцветной окраски, сочетающейся с полимиктовым составом кластических пород, прослоями и конкрециями сульфатов, глиптоморфозами кристаллов каменной соли, трещинами усыхания, сульфатным или карбонатным цементом пород, широким распространением эоловых отложений. Органические остатки немногочисленны и представлены эвригалинными фаунистическими формами и специализированными формами пустынной растительности; 3) в областях карбонатонакопления — широким палеогеографическим диапазоном формирования карбонатов в бассейнах, континентальных водоемах и на суше. В морских фациях отмечается латеральная связь с красноцветными сульфато- и соленосными отложениями. В составе пород известняковых формаций постоянно присутствует примесь доломита. Встречаются и самостоятельные доломитовые формации. Характерны конкреции флюорита, целестина, сульфатов и выделения магнезиальных силикатов.

Указанные критерии разделения гумидных, аридных и переходных формаций имеют существенное практическое значение при

поисках полезных ископаемых. С семигумидными формациями связаны месторождения: горючих сланцев шельфовых иловых впадин типа прибалтийских и озерных типа Грин-Ривер (США); неперетложенных глауконитов, фосфоритов, ассоциирующих с глауконитами и экзогенными железными рудами, и марганца, ассоциирующие с известковыми породами или конкрециями. Со смешанными семиаридно-семигумидными формациями связаны основные экзогенные лагунно-дельтовые и лагунные месторождения меди, некоторые месторождения барита и мелкие месторождения марганца. С семиаридными — месторождения фосфоритов, приуроченные к осадочным кремнистым образованиям, не имеющим характерных признаков гумидности и семигумидности, доломита (по крайней мере начиная с девона), целестина, некоторые месторождения барита, а также, возможно, некоторые осадочно-диагенетические месторождения цветных металлов.

Принадлежность к различным геоструктурным областям и зонам определяет весьма существенные особенности осадочных формаций: вещественный состав, характер цикличности, мощность, морфологию формационных тел — и соответственно обусловливает локализацию специфического набора связанных с ними полезных ископаемых. Наиболее полно этот материал суммирован в монографии «Рудоносность и геологические формации структур земной коры» [43]. Для мелко- и среднемасштабного прогнозирования в подвижных поясах целесообразно выделение различающихся особенностями экзогенной металлогении геосинклинальных и орогенных областей с подразделением их на зоны по этапам развития (ранние и поздние) и преобладанию в строении этих зон осадочных или вулканогенных формаций. Согласно этому же принципу в платформенных чехлах выделяются зоны, отвечающие трансгрессивным, инундационным, регрессивным и эмерсивным этапам развития крупных седиментационных циклов. В качестве самостоятельного типа геоструктур рассматриваются области активизаций и рифтогенеза.

Смена во времени различных климатических типов литогенеза и геотектонических режимов крупных блоков земной коры в сочетании с эволюцией и цикличностью осадконакопления и вулканизма в истории Земли определяет общую закономерность, весьма важную для оценки продуктивности осадочных формаций, — формирование рудоносных эпох, благоприятных для образования тех или иных полезных ископаемых. Выявление этих эпох в планетарном масштабе, за редким исключением, не проведено, достаточно ясны они лишь для отдельных крупных регионов, однако и существующие данные имеют большое практическое значение. Так, выделение эпох повышенной интенсивности галогенеза [52] в раннем кембрии, среднем—позднем девоне и перми способствовали, в частности, открытию при последующих поисках крупных залежей каменных солей в нижнем кембрии Сибирской платформы. Региональные эпохи рудообразования, например приуроченность стратиформных полиметаллических месторождений в карбонатных фор-

мациях Казахстана и Средней Азии к среднедевонским—нижнекаменноугольным отложениям (преимущественно живетский и фаменский ярусы), пластовых фосфоритов в кремнисто-карбонатных формациях юга Восточной Сибири — к верхнему рифею—венду и многие другие, дают ценный материал для средне- и крупномасштабного прогнозирования.

Кроме климатической, геотектонической и стратиграфической типизации рядов и групп формаций для крупномасштабного прогнозирования при геологической съемке и эффективного ведения поисковых работ необходимо выделение типов (видов) формаций и выявление более локальных факторов и критериев, контролирующих их рудоносность.

Выделение типов формаций производится по вещественно-структурным признакам, следуя определению Н. С. Шатского [62], который рассматривал их как «естественные комплексы (сообщества, ассоциации) горных пород, отдельные члены которых (породы, пачки пород, свиты, отложения) парагенетически связаны друг с другом как в латеральном направлении, так и в вертикальной стратиграфической последовательности». Жесткая связь лишь с определенными типами структур и стадиями их развития характерна для очень немногих типов формаций, таких как молассы, флиш, некоторые разновидности кремнистых [61]. По объему осадочные формации, как правило, отвечают свитам, реже сериям и в хроностратиграфическом отношении могут соответствовать части яруса, иногда ярусу или нескольким ярусам.

Установление принадлежности конкретных геологических тел к тому или иному типу формаций проводится эмпирическим путем в процессе геологической съемки и полевого изучения стратиграфических разрезов, как правило, без предварительного выяснения деталей генезиса этих отложений. Последнее не умаляет, однако, важности углубленного фациального, палеогеографического и палеотектонического анализов, а также изучения постседиментационных преобразований пород — необходимых методов оценки рудоносности осадочных формаций.

Под вещественной характеристикой формаций, наиболее существенной при их выделении, понимается: для терригенных отложений — особенности гранулометрического, минерального состава и окраски пород, количество и состав распространенных в них органических остатков, роль второстепенных членов парагенезиса; для карбонатных толщ — соотношение известняков, доломитов и некарбонатных пород, распределение органических остатков в виде детрита, биоморфных скоплений, органогенных построек; для кремнистых толщ — типы силицитов и соотношение их с породами иного состава.

Структура формаций — второй главный признак для их выделения — определяется характером слоев горных пород: их мощностью, морфологией (пласты, линзы, желвачки) и внутренним строением (текстурой пород), а также способом сочетания слоев (наличием и типом ритмичности или цикличности).

При описании формаций отмечается и анализируется еще целый ряд признаков, которые не являются критериями для определения формационного типа, но весьма важны для его генетической интерпретации — выявления палеотектонической приуроченности и фациальной природы формаций (палеоландшафтной обстановки их формирования, климатических условий) и, в конечном счете, закономерностей локализации полезных ископаемых. К ним относятся описание состава тяжелой и легкой фракций, цемента пород, состава конкреционных комплексов, экологический анализ фаунистических и растительных остатков, определение природы тонкодисперсной органики, геохимических особенностей и др. Для формаций в целом отмечаются вариации в стратиграфическом диапазоне, зональность строения — симметричность или асимметричность расположения зон, морфология формационных тел и положение их в латеральных и вертикальных рядах формаций.

Рудоносная геологическая формация — «это разновидность геологической формации, обладающая специфическими чертами состава и строения, в пространственной и временной связи с которой генетически или парагенетически связаны промышленно ценные концентрации полезных ископаемых» [22]. Рудоносные формации целесообразно подразделить на три группы.

1. Продуктивные, в которых оруденение пространственно и во времени связано с осадочными и вулканогенно-осадочными формациями. К ним относятся подавляющее большинство фосфоритоносных, угленосных, соленосных формаций, некоторые полиметаллические и др.

2. Рудоконтролирующие, в которых первичные, обычно бедные, концентрации полезных компонентов генетически связаны с геологической формацией, а промышленно ценное оруденение сформировано более поздними наложенными процессами. К ним относится большинство рудоносных формаций, содержащих стратиформное полиметаллическое оруденение, марганцевое оруденение в корах выветривания и др.

3. Рудовмещающие, которые содержат оруденение, в генетическом и возрастном плане не связанное с данной формацией, но по своим физико-химическим и механическим свойствам благоприятны для локализации месторождений. К ним относятся гидротермально-метасоматические, скарновые месторождения железа, меди, свинца и цинка и др.

В отдельную группу формаций, уже не рудоносных, но генетически, по источнику полезных компонентов, связанных с оруденением, могут быть отнесены материнские формации. К их числу принадлежат нефтематеринские осадочные формации, формации некоторых кор выветривания, являющиеся источником осадочных бокситов и др.

Для определения условий возникновения рудоносных и материнских осадочных и вулканогенно-осадочных формаций и отличий их от безрудных необходимо выявление системы факторов и критериев. Факторы в настоящей работе, следуя определению, дан-

ному в книге «Критерии прогнозной оценки территории...» [22], понимаются как причины локализации оруденения. Для оценки возможной рудоносности конкретных формаций наиболее обобщающим фактором является принадлежность к определенному абстрактному типу формаций. Более частными факторами являются палеотектонические, фациальные (палеоландшафтные), стратиграфические. Выявление большинства из них требует проведения соответствующих палеореконструкций.

Критерии рассматриваются как конкретно наблюдаемые благоприятные для локализации оруденения признаки формаций: особенности их вещественного состава — петрографические и геохимические, характер и интенсивность эпигенетических и гипергенных преобразований, положение данной формации в латеральных и вертикальных рядах. К этой же категории относятся прямые и косвенные поисковые признаки: проявление руд соответствующего типа в коренном и переотложенном залегании, шлиховые ореолы, находки специфических спутников оруденения, геофизические и геохимические аномалии в коренных породах, рыхлом покрове, поверхностных и подземных водах.

Как видно из вышеприведенного перечня основных факторов и критериев оценки рудоносности формации, для реализации программы этих исследований необходимы максимально полное использование всех материалов по изучаемому району, особенно геологических, металлогенических, тектонических и палеогеографических карт, в том числе и региональных, тщательный анализ предшествующих геологической съемке и поискам тематических работ, а также концентрация объемов полевых и лабораторных исследований для изучения наиболее продуктивных типов формаций.

II. СЕРОЦВЕТНЫЕ ТЕРРИГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ ГУМИДНЫХ ОБЛАСТЕЙ

ТИПЫ СЕРОЦВЕТНЫХ ТЕРРИГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ И УСЛОВИЯ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ

Предлагаемая типизация учитывает данные предыдущих исследований и является попыткой дальнейшей разработки на основе различий комплексов конститутивных и индикативных признаков. Конститутивные признаки характеризуют формации в целом и слагающие их основные компоненты породного и более высоких уровней. К ним относятся вещественный состав пород, их гранулометрия, строение (парагенетические ассоциации и внутренние текстуры), морфология (мощности, площадь развития, форма залегания, характер ограничений). Индикативные признаки связаны с внутрипородными уровнями и отражают количественно незначительные, но генетически важные особенности формаций — органические остатки и конкреционные комплексы.

4455

Эту типологическую классификацию не следует путать с классификацией по уровням парагенезисов (от элементарного парагена пород до формационных комплексов или крупных формационных рядов), хотя они с ней и сопоставляются. Например, классы являются типологическими группами формаций наиболее высокого уровня — платформенных, переходных (или орогенных) и геосинклинальных. Крупные подразделения «переходных» формаций настолько резко отличаются друг от друга, а также от платформенных и геосинклинальных, что их целесообразно выделить в том же ранге. Классы можно обозначать буквенными индексами: П (платформ), КП (краевых прогибов), ОТ (орогенно-тафрогенных впадин), ОАП (особо активизированных платформ), ПГ (парагеосинклиналей), Г (геосинклинальных, среди которых не менее резко отличаются мио- и эвгеосинклинальные).

Подразделения классов опираются на те же литологические критерии — комплексы признаков, определяющиеся физико-географическими и геотектоническими факторами. Последние вместе с климатом определяют и основные геоморфологические факторы. Семейства формаций выделяются по комплексам признаков, отвечающих наиболее крупным геоморфологическим и геотектоническим зонам в обобщенном профиле от области поднятия и сноса до конечного океанического бассейна. С этой зональностью связаны и основные закономерности распределения полезных ископаемых. Семейства индексируются римскими цифрами в порядке, со-

ТАБЛИЦА 1

Схема классификации платформенных гумидных терригенных и смешанных био- и хемогенно-терригенных формаций фанерозоя (составил А. В. Македонов при участии А. Д. Петровского и О. М. Головенок)

Характеристики	Инде			ксы			
	П	ПI	ПII	ПIII	ПIV	ПV	ПVI
Семейства (1 — эмпирическое название, 2 — генетическое)	1. Песчано-глинистые, в том числе био- и хемогенно-терригенные, угленосные, Fe—Mn—Al-носные, каолиноносные и др. 2. Наземные и водные, континентальные и морские	1. Феррисиаллитные и аллито-сиалитовые, в том числе остаточные Al- и Fe-носные, каолиноносные и др. 2. Существенно элювиальные, остаточные континентальные, кор выветривания	1. Кварцево-олигомиктовые железисто-каолинито-песчано-глинистые, в том числе остаточно-осадочные Fe- и Al-носные, каолиноносные и др., реже угленосные. 2. Элювиальные и водно-континентальные, подножий и переотложенных кор выветривания	1. Кварцево-каолинито-глинистые, в том числе осадочные Fe-, каолино- и угленосные и др. 2. Внутриконтинентальные аллювиально-озерных равнин и депрессий	1. Песчано-глинистые, полиритмические, в том числе высоко Fe-, Mn- и угленосные. 2. Паралические и субпаралические	1. Песчано-глинистые, в том числе карбонатно- и силикатно-железистые, местами Mn-носные. 2. Лагунно-заливные и внутришельфовые	1. Песчано-глинистые и карбонатно-терригенные, в том числе слабо Mn- и Fe-носные. 2. Открытошельфовые и шельфовые впадины
Подсемейства и типы	—	Iа — кварцево-каолинитовые песчано-глинистые, грубообломочные моно- и полимиктовые, каолинизированные, песчано-глинистые гумусированные; Iб — железоносные остаточного типа; Iв — бокситоносные того же типа и др.	IIа — кварцево-песчаные, каолинит-кварцево-глинисто-алевритовые; IIб — терригенные бурожелезняковые ближнего переотложения (сидеролитовые); IIв — бокситоносные смешанные остаточно-осадочные; IIг — каолиноносные сидеролитовые и др.	IIIа — кварцево-песчано-глинистые каолиноносные; IIIб — глинисто-алевропесчаные железоносные; IIIг — торфо-, сапропелеиосные, угленосные	IVа — песчано-глинистые с подчиненными угле- и Fe-проявлениями, олигомиктовые, реже полимиктовые; IVб — Fe-носные, лагунно-заливные; IVв — угленосные (гомологи IIIг); IVг — Mn-носные; IVд — с богатыми россыпями тяжелых минералов	Va — терригенные со слабыми Fe-Mn-рудопроявлениями, пиритом и сидеритом, Vб — Fe-рудоносные (главным образом сидеритоносные); Vв — Mn-носные (гомологи IVг)	VIа—VIв — гомологи Va—Vв
Конститутивные признаки: Вещественный состав	Олигомиктовые и реже полимиктовые терригенные осадки, во многих формациях с резким преобладанием кварца и аутигенного каолинита. Примесь растительного ОВ и аутигенных железоносных компонентов	Состав пород зависит от подстилающих изверженных или осадочных формаций. Остаточный кварц ($n \cdot 10$ %), каолинит в форме цемента, пластов, линз. Окислы Fe, реже Al, Mn, Ti. Мелкие линзы водных осадков; углепроявления, пятна остаточного ОВ. Пестроцветные и светлоокрашенные, участками сероцветные	Алло- и автохтонные терригенные компоненты с участием паттумов, часто с преобладанием кварца, каолинита, окислов и карбонатов Fe, глинозема. Островные участки ПI и продукты их переотложения. Участки скопления ОВ, иногда угли. Пестро-, сероцветные, светлоокрашенные	Аллохтонные терригенные компоненты с аутигенным каолинитом, гидрослюдами и ОВ (больше, чем в ПI и ПII). В цементе и линзах соединения Fe, Fe—Mn (окислы, карбонаты, фосфаты). Обычны углепроявления, пласты угля, есть сапропели, горючие сланцы. Серые, темноцветные, иногда с белыми песчаными пластами. Эпизодические почвенные горизонты	Терригенные и хемогенные компоненты разнообразного состава. В цементе много гидрослюд, хлоритов, карбонатов Fe, Ca, Mg, присутствует каолинит и SiO_2, местами пласты угля, лептохлоритов, окислов и карбонатов Mn, известняков; примесь FeS_2, глауконита, фосфатов, реже концентрации терригенных тяжелых минералов. В одной формации 5—10 и более литотипов пород	Олигомиктовые и полимиктовые с преобладанием песков и алевритов, реже глин. Иногда глауконитовые пески (песчаники). В цементе преобладают гидрослюды, хлориты, меньше кальцит, Fe-карбонаты, окислы Fe, рассеянное ОВ с битумоидами. В некоторых формациях пласты мергелей, известняков, горючих сланцев	Карбонаты Fe отсутствуют. Местами много глауконита. Обычны примеси окислов или (диагенетических) сульфидов Fe и местами $CaCO_3$ в цементе. Иногда пласты известняков, мергелей (в субтропиках и тропиках). Местами примеси окислов Mn. Песчаные осадки обычно хорошо сортированы
Строение	Разнообразное, но ритмы не более 5 порядков. Часты текстуры внутренних размывов, перерывов седиментации	Градационная слоистость, снизу вверх от более грубозернистых с неокатанными обломками подстилающих их пород к мелкозернистым и хемогенным, часто с почвенными горизонтами. В слоях и линзах нет механической сортировки	Сочетание не выдержанных на площади ритмов (до 2—3 порядков) типа ПI. Линзы слоистых и косослоистых плохо сортированных пород. Много внутренних размывов, почвенных текстур, местами паттумов	Ритмы от двух и более порядков на площади до 10^3 км^2. Породы разнообразно слоистые: с тонкой горизонтальной, косой, ярусной, градационной; с разнообразной сортировкой	Ритмы до 3—5 порядков, среди них выдержанные на площади до $n \cdot 10^3$—10^5 км^2. Строение ритмов более сложное, чем в ПIII. Есть ритмы первого порядка с набором элементов до 12. Наряду с несортированными много (~50 %) хорошо сортированных песчаников и крупнозернистых алевролитов	Ритмичность менее правильная, чем в ПIV, до 3—5 элементов в ритмах первого порядка. Выдержанность на площади до $n \cdot 10^2$ км^2. Слоистость разнообразная, чаще волнистая и горизонтальная, местами подводно-потоковая. Много текстур биотурбаций, внутриформационных перерывов, абразионных поверхностей	Внутриформационная ритмичность выражена слабо или 2—3-компонентная. Слоистость неравномерно горизонтальная и волнистая. Местами желоба течений. Часты текстуры перемыва и переотложения

ПРОДОЛЖЕНИЕ ТАБЛ. 1

Характеристики		Индексы					
		П	ПІ	ПІІ	ПІІІ	ПІV	ПV	ПVІ
Конститутивные признаки	Морфология	Разнообразная. Характерны базальные, внутренние и латеральные эрозионные и абразионные контакты	Мощность от $n\cdot10$ см до $n\cdot10$ м, редко 100 м. Площадь от $n\cdot10-1$ до $n\cdot10^3$ км^2. Нижний контакт обычно постепенный, верхний резкий, ровный. Перерывы на площади	Мощность до $n\cdot10$ — $n\cdot10^2$ м, в среднем больше, чем в ПІ. Сочетание более мощных овальных и плащеобразных мозаичных участков малых мощностей. Нижний контакт эрозионный, часто с ПІ. Латеральные контакты с остатками ПІ.	Мощность $n\cdot10$—$n\cdot10^2$ м, редко до 1000 м. Площади до 10^3 км^2. Системы прерывистых полос и овалов, разобщенных выпуклыми формами рельефа. Нижние контакты — чередование ровных, постепенных и резких эрозионных; залегает между ПІІ и ПІV по нормали и латерали, иногда замкнутые поля внутри ПІ и ПІІ	Мощность до $n\cdot10^3$. Площади от 10^3 до 10^6 км^2. Незамкнутые овалы по латерали на контактах с ПV. Нижние контакты местами постепенные, местами врезанные, верхние чаще постепенные, латеральные и постепенные и резкие	Мощность до $n\cdot10^2$ м. Пояса шириной до $n\cdot10^2$ м, длиной $n\cdot10^3$ м, площадью от $n\cdot10^2$ до $n\cdot10^6$ км^2, залегают между ПІV (иногда ПІІІ) и ПVІ, имеют сильные зональные вариации, местами подводные каньоны, иногда крупные овальные впадины. Латеральные и вертикальные контакты чаще постепенные, переходы в ПІV и ПVІ	Мощность до $n\cdot10$ м, редко больше. Есть участки нулевых мощностей. Местами чередование гряд и понижений, абразионные поверхности. Широкие пояса, овалы
Индикативные признаки	Фауна	Разнообразная	Обычно отсутствует, редко автохтонные остатки и следы жизнедеятельности	Редкая пресноводная и наземная авто- и аллохтонная, плохой сохранности	Наземная и пресноводная (больше): пелециподы, гастроподы и др.; часто слоистые тафоценозы; разнообразная, часто хорошая сохранность, но часто признаки растворения вещества раковин	От пресноводно-лагунной и озерной до солоновато-водной и морской, иногда в одном и том же ритме первого порядка. Есть устойчивые — $n\cdot10$—$n\cdot10^5$ км^2 — горизонты. Автохтонная и аллохтонная разнообразная сохранность, часто признаки растворения вещества раковин	Морская фауна нормальной солености вод, иногда эвригалинная и пониженной солености; автохтонная и частично аллохтонная, часто хорошей сохранности	Только морская, в том числе стеногалинная, иногда разнообразная, автохтонная. Обычно хорошей сохранности
	Флора	Присутствует всегда, иногда обильная. Есть влаголюбивые формы	Автохтонная, плохой сохранности, чаще корневые остатки	Иногда авто- и аллохтонная и не по напластованию	Наземная и водная (меньше) разной сохранности. Обычно по наслоению	Наземная и водная. Есть устойчивые на $n\cdot10^3$ км^2 горизонты. Резко преобладают слоистые тафофитоценозы, иногда со смешанной континентальной и прибрежно-морской	Немногочисленная, плохой сохранности, морская и наземная (малоаллохтонная), местами локальные скопления детрита	Немногочисленная аллохтонная и шлам аллохтонной и автохтонной (за счет планктона)
	Конкреции	Fe, часто Mn, Al, иногда Ti и др.	Окислов Fe, Mn—Fe, Fe, реже Al, Mn, редко Ti. Чаще неправильной формы, субцилиндрические и желваковые	Окисно- и закисножелезистые, карбонаты, фосфаты Fe, местами окисные Fe—Al, Fe—Mn, изредка Al-фосфаты и др. Желваки, реже «лепешки»	Сидеритовые, реже известково-сидеритовые, окисножелезистые, окисномарганцовистые, фосфатов Fe, реже FeS_2	1) смешанные карбонатные (Fe, Ca, Mg); 2) лептохлоритовые; 3) FeS_2, $FeCO_3$, F_2O_3, окислов и карбонатов. Форма разнообразная, в том числе оолиты, лепешкообразные	1) сидеритовые и Fe_2O_3; 2) железисто-известковистые; 3) микроконкреции глауконита; лептохлорита; 4) подчиненные сочетания железистых и Ca-фосфатных; 5) иногда много сульфидов Fe	Местами глауконитовые микроконкреции, окислов Fe и Fe—Mn, иногда Ca-фосфатов
Полезные ископаемые	Состав	Руды Fe, Mn, Al, угли, каолинитовые глины, кварцевые пески, россыпи тяжелых минералов	Остаточные каолинитовые глины, руды Fe, Al, реже Mn, мелкие углепроявления	Смешанные остаточно-осадочные каолинитовые и каолинито-гидрослюдистые глины; Fe- и Al-руды. Кварцевые пески, остаточные россыпи, мелкие углепроявления	1) осадочные слоистые руды Fe, Al—Fe, Mn—Fe; 2) пласты угля, горючих сланцев; 3) осадочные бокситы; 4) мелкие россыпи; 5) каолинитовые глины	1) пласты угля; 2) Fe-руды (пластовые, оолитовые); 3) Mn-руды; 4) нефть и газ; 5) россыпи тяжелых минералов	1) руды окислов и карбонатов Mn; 2) иногда Fe-руды (чаще сидеритовые); 3) глауконит на переходе к ПVІ; 4) иногда горючие сланцы	Рудные концентрации, начиная с карбона не установлены. Иногда коллекторы нефти и газа. Редко скопления глауконита

ПРОДОЛЖЕНИЕ ТАБЛ. 1

Характеристики		Инде		
		П	ПІ	ПІІ
Полезные ископаемые	Количественные показатели	Разнообразные, максимальные залежи бокситов, каолинитовых глин, углей, россыпей	Пласты и линзы обычно единичные, мощность до 1—3 м, запасы Fe-руд $n \cdot 10^9$ т, Al до $n \cdot 10^8$ т	1) линзы ($n \cdot 10$—$n \cdot 10^3$ км^2) пластовых и конкреционных руд Fe и Mn. Участками пласты мощностью n м, площадью $n \cdot 10^3$ км^2; 2) залежи глин с запасами до 10^8 т
	Генезис	Платформенные равнины, впадины, долины, плато	Коры выветривания и палеопочвы; участки болот, малых озер, карста, мелких долин внутри зоны кор выветривания; стабильный режим субстрата и медленные поднятия	Элювиальные и склоновые фации подножий — малых континентальных водоемов (озер, рек, болот, карстовых воронок). Переотложение вещества ПІ. Более подвижный тектонический режим с преобладанием прогибания
	Примеры	Комплексы гумидных формаций C_1 Восточно-Европейской платформы	1) пестроцветные глины северо-запада Подмосковной синеклизы (C_1); 2) сухолабецкая формация Сибири (C_1)	1) терригенная мегаформация севера Подмосковной синеклизы (C_1); 2) Иркутско-Ленская каолинито-кварцевая формация (Т)

ответствующем естественной последовательности зон и соответствующих им комплексов осадков; подсемейства — дополнительными буквенными индексами (строчными буквами), роды (типы) — арабскими цифрами.

Систематика платформенных семейств и некоторые типы гумидных формаций, а также их краткая характеристика приведены в табл. 1. Кроме этой структурно-геоморфологической классификации можно предложить дополнительные климатические подразделения: *А* (гумидные тропические), *Б* (гумидные субтропические), *В* (гумидные умеренного климата) и *Г* (гумидные субарктические). Формации группы Б в древние геологические периоды часто трудно отличимы от А, с одной стороны, и от В — с другой.

ксы

ПІІІ	ПІV	ПV	ПVІ
1) пласты угля мощностью до 100 м и более, площадью до $n \cdot 10^2$ км. Запасы до 10^6 т; 2) мелкие залежи пластовых и конкреционных руд Fe и Mn; 3) мощные залежи глин. Запасы до 10^9 т	1) мощность до $n \cdot 10$, но чаще n м, площадь $n \cdot 10^3$—$n \cdot 10^4$ км^2; 2) от $n \cdot 0{,}1$ до n м и до $n \cdot 10^3$ км^2; 3) от $n \cdot 0{,}1$ до первых метров и до $n \cdot 10^3$ км^2 (но с окнами безрудных участков); 4) значительные месторождения	1) иногда крупные залежи с переходами в залежи Mn в ПІV; 2) с карбона только бедные конкреционные, сидеритовые, иногда бедные лептохлоритовые на контакте с ПІV; 3) незначительные концентрации; 4) иногда крупные	1) иногда нефтегазовые залежи; 2) залежи глауконитовых песков площадью до $n \cdot 10^3$ км^2
Внутриконтинентальный; озера, болота, речные долины, редко почвы. Устойчивое медленное прогибание с перерывами, неустойчивые на площади колебательные движения	Парагенетический ряд фаций от прибрежно-континентальных до шельфовых, с резким преобладанием опресненных лагун, дельт, береговых образований	Слабо отчлененные лагуны, полуоткрытые заливы, внутренние краевые моря, опресненные и нормальной солености; внутренний шельф, иловые впадины. Региональное неравномерное прогибание субстрата	Открытое мелководье шельфа, краевые моря. Региональные неравномерные прогибания, колебательные движения
1) Южно-предуральская песчано-глинистая и частично угленосная олигоцен-миоценовая мегаформация; 2) континентальная и глинисто-песчаная мегаформация Сибирской платформы	1) С—Р-формация Тунгусской синеклизы; 2) C_1-формация юга Подмосковной синеклизы; 3) сероцветная песчано-глинистая и железоносная мегаформация J Сибирской платформы	1) терригенная мегаформация C_1 Урало-Тиманской области, бассейн Средней Печоры; 2) песчано-глинистая мегаформация нижнего олигоцена Украины; 3) голоцен Рижского залива	1) апт Западного Казахстана; 2) голоцен открытой части Балтийского и Белого морей

ФАКТОРЫ ЛОКАЛИЗАЦИИ И КРИТЕРИИ ОЦЕНКИ РУДОНОСНОСТИ ТЕРРИГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ НА ЖЕЛЕЗНЫЕ И МАРГАНЦЕВЫЕ РУДЫ, ГОРЮЧИЕ И ДРУГИЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ОБРАЗОВАНИЯ И РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Основы общих представлений о стадийности и зональности размещения полезных ископаемых терригенных гумидных формаций заложены работами Н. М. Страхова, а затем Д. Г. Сапожникова, Г. И. Бушинского и других исследователей.

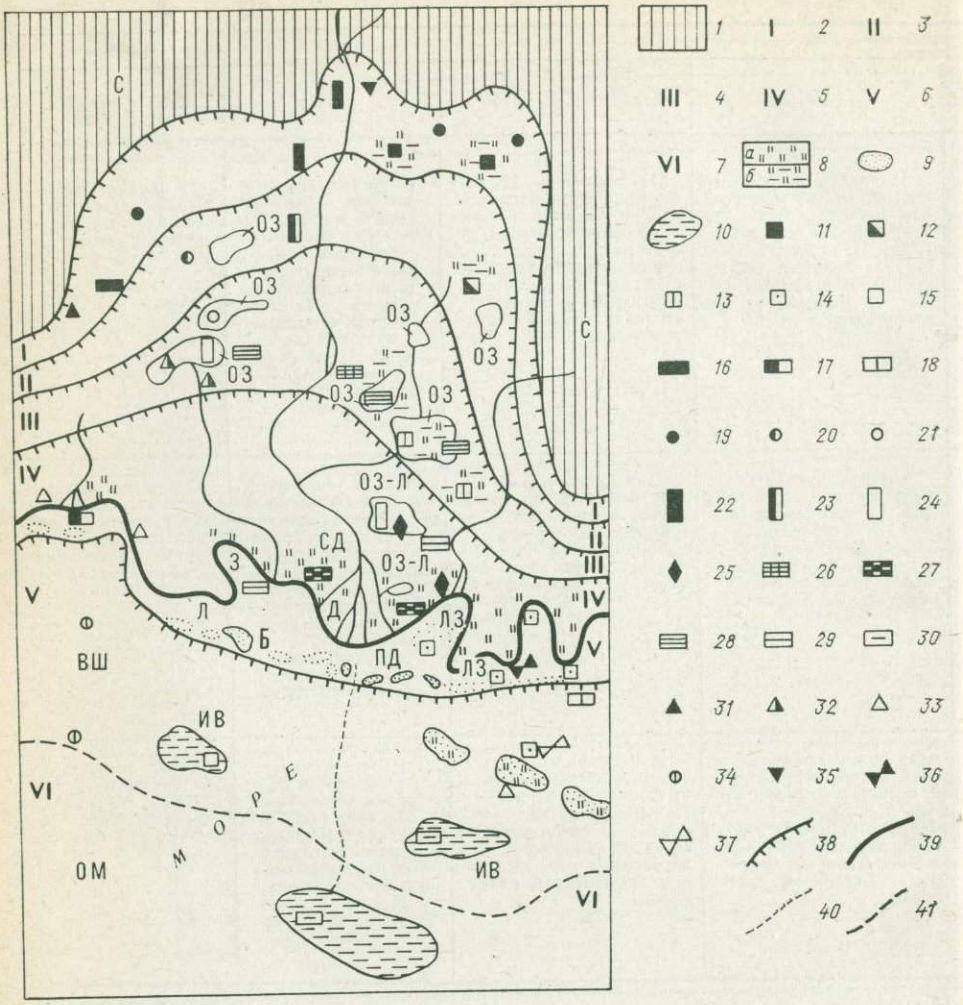


Рис. 2. Схема зонального размещения типов формаций и полезных ископаемых.

1—7 — зоны: *1* — размыва и сноса, *2* — кор выветривания и остаточных месторождений (с формациями семейства I), *3* — сидеролитовая, остаточно-осадочных месторождений (с формациями семейства II), *4* — лимно-потамическая и лимническая, аллювиальных и озерных осадков и руд (с формациями семейства III), *5* — паралическая, лагунно-дельтовых, прибрежно-континентальных и прибрежно-морских осадков и руд (с формациями семейства IV), *6* — прибрежно-морского мелководья, осадков и руд в заливах и внутренних морях (с формациями семейства V), *7* — открытого шельфа, осадков и руд иловых впадин (с формациями семейства VI); *8* — болота: *а* — сплошные, *б* — прерывистые и локальные; *9* — песчаные острова и гряды; *10* — отложения иловых впадин; *11—15* — руды железа: *11* — остаточные, *12* — остаточно-осадочные, *13—15* — осадочные (*13* — озерно-болотные, *14* — лагунно-морские, *15* — морские); *16—18* — руды марганца: *16* — остаточные, *17* — подводно-дельтовые и лагунно-озерные, *18* — лагунно-заливные и прибрежно-морские; *19—21* — бокситы: *19* — остаточные, *20* — остаточно-осадочные, *21* — осадочные; *22—24* — каолиновые глины: *22* — остаточные, *23* — остаточно-осадочные, *24* — осадочные; *25* — месторождения кварцевых песков и песчаников; *26—27* — угли: *26* — лимнические, *27* — паралические; *28—30* — горючие сланцы: *28* — озерные, *29* — лагунные, *30* — иловых впадин; *31—33* — россыпи: *31* — элювиальные, *32* — аллювиальные и озерные, *33* — морские (пляжевые и баровые); *34* — фосфориты; *35* — силикатно-никелевые руды; *36—37* — бары и банки: *36* — надводные, *37* — подводные; *38* — границы геоморфологических подразделений и зон; *39* — линия берега; *40* — типичное положение подводного каньона; *41* — линия раздела внутреннего и внешнего шельфа.

На рис. 2 представлен обобщенный платформенный геоморфологический профиль с выделенными шестью зонами (вместо трех у Д. Г. Сапожникова, [45]) размещения семейств гумидных формаций и связанных с ними групп полезных ископаемых.

Выделенные зоны по аналогии с современной зональностью примерно соответствуют и определенным геоморфологическим ступеням. Хинтерланд отвечает горной или платообразной области размыва с превышением над уровнем моря обычно не менее 400—600 м. Зона *I* — это гипсометрически относительно высокие плато в диапазоне высот 200—400 м, иногда 500—600 м, *II* — их склонов и подножий с появлением озерно-болотных фаций, *III* — соответствует высотам обычно от первых метров до 200, *IV* — довольно узкому гипсометрическому диапазону от +20÷+50 м до —20 м, *V* — внутренняя зона шельфа с глубинами от первых десятков до нескольких десятков метров, редко до 100—200 м, *VI* — зона внешнего шельфа с глубинами 100—400 м.

Группы полезных ископаемых гумидных формаций, как видно из схемы, закономерно размещаются раздельно, хотя есть зоны их совместного нахождения (рис. 2). Особенно практически важны парагенетические связи и вместе с тем отличия условий образования угольных пластов, железо-марганцевых руд и россыпей тяжелых минералов. В наиболее богатой ими зоне *IV* все значительные их концентрации связаны с различными видами лагунного, лагунно-заливного и лагунно-дельтового побережья. Угленосными являются выровненные лагунные побережья с вытянутыми субпараллельно берегам крупными и очень сильно отчлененными от моря, сильно опресненными, временами пресноводными лагунами и ассоциирующими с ними дельтами рек с широкими баровыми поясами, часто двумя. Массовое прибрежное торфонакопление происходит на побережье этих лагун (частично за счет их зарастания) и в старых брошенных рекой дельтах. С баровыми поясами иногда ассоциируют и кварцевые пески (эоловые и другие), небольшие россыпи тяжелых минералов; с прибрежной равниной, почвами торфяников и латерально их замещающими озерами и лагунами ассоциируют каолинитовые глины. В парагенезисе фаций обычно участвуют и дельтовые, главным образом подводно-дельтовые, осадки, также с хорошо выраженными приустьевыми барами и отмелями. По латерали и вертикали периферийные зоны некоторых паралических угленосных формаций переходят в железорудоносные и бокситоносные формации зон *II* и *III* (рис. 2, 3).

ОЗ — озера; *Л* — лагуны; *ОЗ—Л* — остаточные озера, лагуны; *Б* — бары; *З* — заливы; *ЛЗ* — лагуна-залив; *Д* — наземная дельта; *ПД* — подводная дельта; *СД* — старая дельта (брошенная на берегу лагуны); *С* — область сноса; *ВШ* — внутренний шельф; *ОМ* — внешний шельф (открытое море); *ИВ* — иловые впадины.
Типы руд, дающие промышленные месторождения: *11, 14, 18, 19, 20—24, 26—28, 30.*

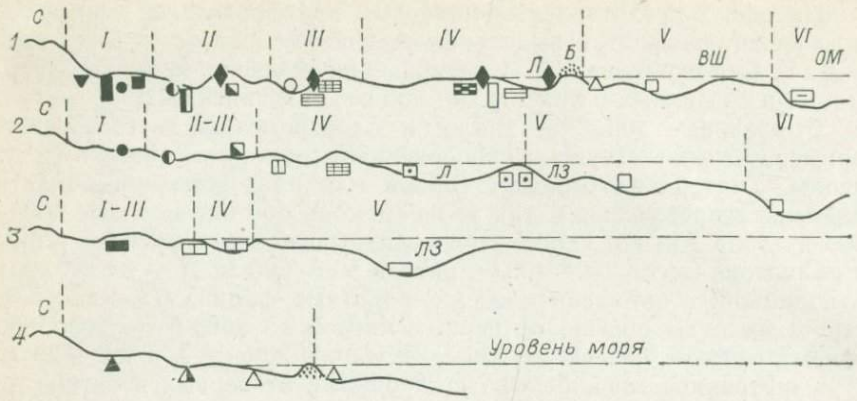


Рис. 3. Схематические профили размещения типов формаций и полезных ископаемых.

1 — угленосный, *2* — железорудный, *3* — марганценосный, *4* — россыпной.
Усл. обозначения см. на рис. 2.

Образование железорудной зоны *IV* связано также с лагунно-заливными побережьями, но другого типа. Основные их отличия следующие.

1. Рудообразующие бассейны отчленяются от моря барьерами (необязательно барового типа) и более глубоко врезаны в континент.

2. Отсутствуют тесные ассоциации с дельтами; принесенные реками в приустьевые части бассейна железистые взвеси перераспределяются береговыми течениями; преобладает принос рудного компонента небольшими водотоками, дренирующими заболоченную соседнюю низменность, а также высачиванием грунтовых вод, как предполагал Н. М. Страхов.

3. Заболачивание соседней суши прерывистое и менее равномерное, поэтому значительная часть железа, мобилизованного болотами и кислыми почвами, мигрирует в форме органо-минеральных комплексов или окисных пленок (рис. 4).

4. Пространственная близость железорудных бассейнов и железоносных кор выветривания, особенно латеритных, в связи с чем значительно сужена ширина всех зон (рис. 2 и 3).

5. Более переменный гидродинамический и гидрохимический режим, с чем связано образование оолитов смешанного состава с чередованием концентров, отражающих резкие вариации Eh и pH и концентрации CO_2; с этим связан также перемыв и частичный перенос оолитов с очищением от терригенных частиц, происходящие на подводных барах, их наружных мористых склонах или в ложбинах между ними и вторым рядом песчаных отмелей и банок (рис. 4).

6. Более высокие средние значения Eh и pH и меньшее парциальное давление CO_2 в связи с большей связью с водами открытого моря, более высокой подвижностью среды и меньшей генера-

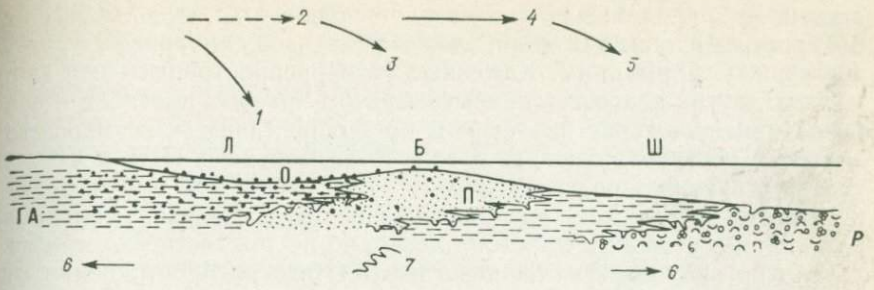


Рис. 4. Седиментационная модель железорудной формации. Свита верхний известковистый песчаник, юра (верхний оксфорд), Южная Англия [71].

Л — лагуна; *Б* — бар; *Ш* — шельф.
1—3 — направление приноса реками, дренирующими залесенную сушу, железистых минералов в форме коллоидных суспензий: *1* — коагуляция суспензий; *2* — миграция дальше части суспензии, *3* — пески и частичная садка суспензий; *4* — дальнейшая миграция; *5* — садка железистых илов; *6* — диагенетический сидерит; *7* — границы развития разных типов осадков.
О — железистые оолиты; *ГА* — глины и алевриты; *П* — пески; *Р* — ракушняки с глауконитом.

цией CO_2 (из-за отсутствия устойчивых погребенных торфяников), что приводит к массовому образованию аутигенных силикатов железа.

7. В связи с более мористой, но несколько опресненной обстановкой — более частые находки морской фауны, иногда даже скопления ракушечника.

8. Присутствие железистых аутигенных компонентов с примесями или с обособленными конкрециями соединений марганца и даже барита. Накопление рудного вещества, как и угольных пластов, связано с перерывом или очень замедленной седиментацией, чему соответствуют конденсированные разрезы с резким уменьшением мощности по сравнению с одновозрастными менее рудоносными толщами (рис. 4). Фазы перерыва были длительнее фаз компенсированного медленного прогибания субстрата в углеобразующих циклотемах. Оолитовые горизонты образуют основания асимметричных ритмов, Типичные признаки железорудных формаций этой зоны см. в II.2.3.

Марганценосные формации отличаются от железоносных большей мористостью, хотя также связаны с несколько отчлененными лагунами — заливами (рис. 2). Они, видимо, были расположены еще ближе к области размыва (рис. 3).

Формации зоны *IV* с наиболее крупными россыпями тяжелых минералов приурочены к более открытым побережьям с широкими пляжевыми зонами.

Соотношение полезных ископаемых в зоне *III* также показывает связь и отличия условий образования железных руд и угольных пластов. Зональность размещения полезных ископаемых в неплатформенных отложениях подчиняется сходной геоморфологической последовательности, но с учетом особенностей других геоструктурных единиц. Основные же залежи железо-марганцевых и алюми-

ниевых руд, каолиновых глин, песков, горючих сланцев, бурых углей, россыпей тяжелых минералов в фанерозое приурочены к платформенным формациям. Каменные угли распространены и в формациях других классов (главным образом краевых прогибов и особо активизированных платформ), но в сопоставимых геоморфологических обстановках, т. е. в гомологах семейств ПIII и ПIV и соответствующих зон (табл. 1).

Стратиграфическое распространение руд железа, марганца, алюминия и угольных пластов близко, но не тождественно, а иногда сильно различается. Сходные черты этого распространения отражают глобальную общность наиболее крупных фаз влажного климата, а также стадийность крупных геотектонических и связанных с ними геоморфологических циклов. Однако в этой стадийности интервалы образования руд железа, марганца, алюминия и угольных пластов частично перекрывают друг друга, но с локализацией в разных зонах или разных участках одной и той же зоны (рис. 2). Так, совпадает максимум образования угольных пластов и железных руд в верхнем мелу, но в его пределах оно не вполне синхронное. В палеогене и неогене максимумы образования руд железа и марганца также очень близки во времени. Максимумы угленосности в кайнозое относительно меньше выражены и несколько отстают от максимумов рудоносности (например, миоценовый максимум угленосности от позднеолигоценового—раннемиоценового максимума железоносности). Плиоценовый максимум рудоносности относительно обгоняет слабо выраженную плиоценовую угленосность. Стратиграфические интервалы оптимального бокситообразования обычно несколько предшествуют интервалам оптимальной угленосности. Интервалы железорудообразования частично совпадают с интервалами бокситообразования или сменяют их во времени в соответствии с началом трансгрессивной стадии крупного тектонического цикла. Углеобразование иногда также совпадает с началом трансгрессивной, но чаще связано с началом регрессивной стадии, во время которой рудообразование менее развито.

Во всех классах формаций углеобразование связано с орогеническими фазами и более или менее сопряженными с ними стадиями активизации платформ и формирования в них компенсированных прогибов. В пределах этих стадий образование самих рудных и угольных пластов связано с режимом более мелких движений субстрата и фазами его стабильности или очень медленного (несколько миллиметров в год) компенсированного погружения.

Общими условиями (факторами) концентраций выделенных групп полезных ископаемых кроме гумидного климата и признаков выделенных крупных геоморфологических зон являются: 1) существование фаз образования вмещающих формаций продолжительностью в несколько тысяч лет, обычно десятков тысяч и более, с малым приносом терригенного материала, что отвечает стабильности или очень медленному погружению субстрата и малой общей энергии рельефа; 2) сочетание в рельефе геохимических барьеров,

где локализуются полезные компоненты, и геоморфологических «ловушек», очагов их накопления; 3) более или менее ритмичное чередование фаз трансгрессии, регрессии и стабильного положения береговой линии, что проявляется в определенных типах строения последовательности (часто ритмического) вмещающих толщ.

Ниже перечисленные факторы будут рассмотрены подробно для каждой группы полезных ископаемых и содержащих их формаций.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЛОКАЛИЗАЦИИ ЖЕЛЕЗНЫХ РУД В ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЯХ ФАНЕРОЗОЯ

Основные закономерности локализации железных руд выявлялись при сравнительном рассмотрении главных железорудных формаций с разной промышленной значимостью. Формации кор выветривания и приуроченные к ним железорудные образования связаны с длительными континентальными обстановками седиментогенеза регрессивных и эмерсивных тектонических стадий на древних, реже на молодых платформах.

Промышленные месторождения руд «остаточного типа» широко представлены в Западной Африке, в частности в Гвинейской Республике [Селиверстов Ю. П., 1978 г. и др.]. В СССР подобных образований не известно. Однако по характеру процесса к ним близки зоны вторичного окисления, наблюдающиеся практически на всех известных месторождениях первичных сидеритовых и лептохлоритовых руд. При этом процессе, с одной стороны, происходит частичный размыв и сокращение первичных рудных залежей, а с другой — значительное их природное обогащение.

Сидеролитовые формации генетически тесно связаны с предыдущими и представляют собой продукты их перемыва и ближайшего переотложения. Однако их состав не определяется субстратом, распределение окислов железа более упорядочено: линзовидные прослои или пласты мощностью до нескольких метров и протяженностью до первых сотен метров. Кроме того, здесь постоянно присутствуют железистые микро-, макро- и мегаконкреции, где наряду с окислами железа имеются и карбонаты железа. При наличии сортированных, отчетливо слоистых осадков характерно и наличие хлидолитов. В рудных телах нередка горизонтальная или однонаправленная косая слоистость. В плане осадки этих формаций образуют прерывистые лентообразные тела линзовидной и неправильной удлиненной формы, расположенные в котловинах и пологих депрессиях субстрата. Неровности подстилающего рельефа определяют непостоянные мощности отложений — от первых метров до 250—300 м с резкими их перепадами, а также неравномерное распределение зон оруденения размером до первых сотен метров. Типовыми примерами являются алапаевская мезозойская формация на восточном склоне Урала и березовская верхнеюрско-меловая в Восточном Забайкалье. Оба типа не имеют большого промышленного значения [42]. Березовская формация отличается пре-

обладанием заполняющих Аргунскую депрессию грубообломочных пород фаций подножий гор с озерно-болотными ландшафтами.

Лимнические и аллювиально-лимнические формации отличаются преобладанием отсортированных слоистых, а в аллювиальных фациях и косослоистых осадков, малым количеством хлидолитов и более разнообразным (не только кварцевым) составом песчаных фракций. Характерно сочетание тонко-горизонтально- или волнисто-слоистых глин, алевролитов и мелкозернистых песков с более грубослоистыми разностями. Породы часто обогащены органическими остатками. Мощности варьируют от десятков до сотен метров. В плане это овальные и выпуклые книзу линзы, разбросанные по площади либо вытянутые (в аллювиальных фациях) в извилистые прерывистые полосы. Для них характерны: 1) присутствие преимущественно сидеритовых и подчиненных известковисто-сидеритовых, реже окисных железо- и железо-марганцевых конкреций; 2) скопления растительных остатков разной сохранности, разнообразные псевдоморфозы железистого и железо-фосфатного состава, редкие остатки или следы корней растений; 3) пресноводная фауна. Формационные парагенезы образуются в котловинах разной размерности (до тысяч квадратных километров) и реже в долинах древних водотоков, представляя собой комплексы озерно-болотных, озерно-аллювиальных фаций с участием местами пролювия и делювия.

Примером является песчано-глинистая формация оленекского яруса [Дубейковский С. Г., 1967 г.], занимающая на территории Вятско-Камских водоразделов площадь в 135 000 км². Здесь в толще глинистых песчаников и песчанистых глин мощностью 5—9 м, залегающих на пестроцветных мергелях и известковых песчано-глинистых породах (P—T), встречаются конкреции, линзы, пропластки (15—30 см) и крупные стяжения (до 1 м в диаметре) сидеритовых руд с шапками бурых железняков. Они образуют многочисленные, но разобщенные и мелкие месторождения с общими запасами в 1—1,5 млрд. т руды со средним содержанием железа 31—34 %, с примесью фосфора. Аналогичная формация развита в песчано-глинистых осадках Окско-Цнинского вала.

Представителем аллювиально-лимнических формаций являются более редкие континентальные железорудные накопления миоцена с преобладанием аллювиальных осадков. В Тургайском прогибе они включают крупное Лисаковское и меньшие по размеру Кировское и Шиелинское месторождения, в Прииртышье — Лощиновское и ряд месторождений в Северном Приаралье.

В Лисаковском месторождении осадки мощностью 25—35 м приурочены к эрозионной ложбине в морских эоценовых глинах, прослеженной из предгорьев Урала более чем на 100 км при ширине от 2—3 до 7—8 км. Здесь выделялись отложения фаций речного русла, стариц и озерно-болотных котловин [64]. Встречена аквитанская флора. Характерна чрезвычайная пестрота осадков: от галечников до глин, рыхлых и слабо сцементированных, при преобладании песчаных пород; ритмичное чередование крупных пачек (0,3—0,7 м) косослоистых и маломощных (5—15 см) горизонтально-слоистых отложений; смена осадков разной крупности вкрест простирания с симметричным расположением однотипных пород относительно продольной оси палеодолины; неправильная в плане линзовидная и лентообразная форма залежей, изолированных и соединяющихся тонкими перемычками.

На месторождении преобладают окисные оолитовые руды с гидрогётитовым цементом и оолитовая сыпучка («маковые руды»). Количество оолитов в разных прослоях от 10 до 90 %. В Лисаковском карьере вскрыты также более молодые рудные образования, секущие осадки основной долины. Они отнесены нами к пролювиальным отложениям, которые заполняют промоины глубиной 3—10 м при ширине от нескольких метров до 40—45 м. В их составе — несортированный грубообломочный материал с песчано-оолитовым цементом того же типа, что и основная масса руд палеодолины. В обломках преобладают оолитсодержащие и железистые песчаники, алевролиты, реже встречаются гальки кварца.

Запасы месторождения — 1,7 млрд. т со средним содержанием железа 35,2 % [42]. Рудное вещество, как считается [64 и др.], поступало в Лисаковскую палеодолину из кор выветривания по различным палеозойским породам восточного склона Урала и Зауралья в одну эпоху — средний олигоцен. Авторы, вопреки прежним представлениям [64 и др.], придерживаются мнения о вторичном, переотложенном характере лисаковских руд [6].

Паралические и субпаралические формации накапливаются в переходных континентально-дельтово-лагунных обстановках с разнообразным режимом солености. Железорудные осадки формируются в отчлененных от открытого моря лагунах, заливах и проливах (рис. 2) и отличаются разнообразием типов пород, пластовыми залежами руд протяженностью до десятков километров, отсутствием или слабым развитием прибрежно-континентальных фаций, наличием остатков морской фауны, карбонатов и силикатов железа, глауконита, а также иногда фосфатов, барита и пирита.

В СССР можно выделить два основных типа формаций IVб (табл. 1) — керченский и аятский, с разными составом хемогенных компонентов, степенью отчленения от открытого моря, формой и конфигурацией рудообразующего бассейна, породами питающих провинций, степенью удаленности и зрелости районов развития кор выветривания.

Оолитовая железорудная песчано-алеврито-глинистая (керченская) формация представлена верхнеплиоценовыми железорудными отложениями Азово-Кубанской впадины, находящейся на стыке альпийских геосинклиналей (Крымской и Кавказской), древней Русской и молодой Скифско-Туранской платформ. Наименьшая тектоническая активность в плиоценовую эпоху отмечалась на территории современного Керченского полуострова, где и сосредоточены основные железорудные запасы формации. Кроме того, ее отложения распространены в Присивашье, Приазовье, на Херсонщине и в Краснодарском крае. Площадь развития формации более 7500 км^2 [Шнюков Е. Ф., 1965 г.]. На западе ее граница носит эрозионный характер, а на севере и востоке она замещается безрудными терригенными породами. Отложения формации в стратотипе приурочены к синклинальным мульдам и имеют трехчленное строение. Руды наблюдаются во всех трех горизонтах, но в основном приурочены к среднему камышбурунскому горизонту.

В формации преобладают глины ферримонтмориллонитового состава, в подчиненном количестве — кварцевые песчаники и алевролиты с известковистым цементом, встречаются и линзовидные прослои ракушечника. Среди песков преобладают горизонтально-слои-

ТАБЛИЦА 2

Состав, %, типов руд

Типы руд	FeO	Fe_2O_3	MnO	MnO_2
Табачные	1,25—8,15	34,21—54,62	0,12—1,05	—
Карбонатные	2,59—32,27	6,27—22,10	11,81—28,63	—
Коричневые	—	34,6—67,62	0,45—11,96 (Mn)	—
Микроконкреционные	—	2,03—36,2	1,42—4,41	22,72—58,86
Икряные	—	25,95—44,85	5,76—18,54	0—10,93

стые хорошо окатанные мелко- и среднезернистые разности со слабым развитием цемента; форма тел рудовмещающих осадков — крупные овальные, иногда вытянутые (до 20 км) и изогнутые в плане, выпуклые книзу линзы мощностью до 80 м, трансгрессивно налегающие на сарматские и майкопские отложения.

Различаются первичные лептохлоритовые (табачные), карбонатные и вторичные — преимущественно гидрогётитовые (коричневые макроконкреционные и икряные) руды [19 и др.]. Табачные руды приурочены к центральным частям мульд. Вверх по разрезу и к периферии они сменяются коричневыми разностями, составляющими основную массу промышленных руд. Также промышленные икряные руды менее представительны, но богаче марганцем. Они залегают внутри рудной пачки. Макроконкреционные руды образуют несколько выдержанных на сотни метров пропластков (0,3—0,4 м) среди коричневых и икряных разностей. Карбонатные руды манганосидерит-родохрозитового состава встречаются в виде более редких прерывистых прослоев мощностью до 0,4 м [28]. Состав типов руд приведен в табл. 2.

Запасы руд керченских месторождений — 1,7 млрд. т [42]. Они накапливались в отчлененных от моря лагунах-мульдах, отгороженных также от источников терригенного материала — Крымской и Кавказской суши — структурными ловушками (Индольским прогибом, Акманайской, Чегенсалынской мульдами на западе и крупными прогибами на востоке Таманского полуострова). Основными же источниками железа были коры выветривания Кавказской и Крымской питающих провинций [Благоволин Н. С. и Лысенко Н. Г., 1978 г. и др.].

Железорудная оолитовая песчано-глинистая (аятская) формация в своем стратотипе совпадает с аятской свитой туронского возраста. Ее осадки отлагались в начале трансгрессии платформенного этапа развития Тургайского прогиба. Рудоносные отложения площадью около 2500 км² прослеживаются вдоль северного склона Кустанайской седловины и Северо-Тургайской впадины. В сторону палеосуши (на юг и юго-запад) отложения формации по латерали переходят в каолинитовые и лигнитовые глины континентальной сероцветной песчано-глинистой формации и далее в

бокситоносные отложения пестроцветной песчано-глинистой формации. В противоположном же направлении они замещаются более глубоководными безрудными глауконит-кварцевыми песками.

Для формации характерны разнообразие и невыдержанность по разрезу и латерали литологических типов пород: разнозернистых плохо сортированных кварц-глауконитовых песков и песчаников, алевритов, каолинитовых, реже гидрослюдистых глин, лигнитов и руд. В плане тело формации имеет неправильную пластообразную форму с увеличением в северо-восточном направлении площади и мощности осадков от 20 до 60 м; с юго-запада на северо-восток уменьшается размерность обломочных частиц. Характерна отчетливая горизонтальная, участками косая, потокового типа слоистость. Породы формации трансгрессивно залегают на континентальных терригенных отложениях мела и корах выветривания.

Формация содержит много рассеянного углистого вещества, углефицированных остатков наземной растительности вплоть до крупных стволов деревьев, а также фораминиферы, ожелезненные ядра морских пелеципод и редкие зубы акул. Часто встречаются и следы крупных корней (длиной до 20 см и до 2 см в диаметре). Спорово-пыльцевые комплексы характеризуют папоротниково-хвойно-лиственные субтропические формы с участием бореальных видов.

Рудный горизонт средней мощностью 3—4 м представлен переслаиванием оолитовых руд с маломощными лигнитовыми глинами и глауконитсодержащими песчаными породами. В формации присутствуют все аутигенные формы железа: окисного, карбонатного, силикатного и реже сульфидного. Резко преобладают шамозит-гётитовые разности при подчиненном количестве лептохлорит-сидеритовых руд. Характерен ровный и мелкий размер оолитов, редко превышающий 1 мм в диаметре. Сыпучие разности очень похожи на «маковые руды» Лисаковского месторождения. Среднее содержание железа в рудах — 37,1 %. Запасы месторождения по категориям $A+B+C_1$ — 1,7 млрд. т, по C_2 — 5 млрд. т [42].

Железорудные осадки формации накапливались в прибрежной части моря, отгороженной со стороны берега заболоченной прибрежной равниной (шириной до 25 км), а со стороны моря — архипелагом островов, в том числе с выходящими на поверхность эндогенными железными рудами Соколовско-Сарбайского и других месторождений. Основным источником железа были коры выветривания и продукты их переотложения, сформированные на средне-основных эффузивах валерьяновской свиты (C_1). Дополнительным источником железа были размываемые эндогенные руды, лавинный (по сравнению с обычным коровым процессом) привнос которых мог послужить импульсом массовой садки железа.

По стратиграфическому положению, составу фаунистических и палинологических комплексов, характеру осадков и руд к описанной формации близки отложения на юге Западно-Сибирского бассейна, вмещающие Колпашевское железорудное месторождение.

Прибрежно-морские формации формируются в заливах окраинных и внутренних морей, а также в иловых впадинах. Рудовмещающие осадки преимущественно глинистого состава содержат много сидеритовых конкреций, иногда их слитные прослои. В осадках и конкрециях попадаются остатки морской фауны. Нередки псевдоморфозы сидерита по остаткам органики. В глинах часты битуминозные прослои. Мощности отложений десятки, реже сотни метров. Они накапливаются на площадях до сотен и даже первых тысяч квадратных километров. Примером такой формации может служить сидеритоносная формация раннего карбона Кожимского бассейна на северо-востоке Восточно-Европейской платформы. Рудоносная толща здесь прослеживается на 7—8 км. Руды — конкреционные сидериты, где преобладает магнезиальный сидерит (сидероплезит), также встречаются кальцит, анкерит, реже доломит, а из некарбонатных составляющих — железистый хлорит, пирит и фосфат. Диаметр конкреций от 0,1 до 1,5 м. Запасы руд со средним содержанием железа около 30 % немного более 500 тыс. т [Чумаков А. А., Мясников В. С., 1944 г.].

Стратиграфические уровни платформенного железонакопления

Железорудные осадки встречаются практически в отложениях всех геологических эпох. В отложениях фанерозоя, до среднего девона в СССР известны лишь мелкие рудные тела на самом западе Восточно-Европейской платформы, на глубинах 1000 м и более.

В среднем девоне возникают мелкие месторождения и многочисленные рудопроявления на Южном Тимане, западном склоне Урала, а наиболее значительные в центре Восточно-Европейской платформы (водораздел Хопра и Вороны). Там же имеются некрупные залежи оолитовых руд и в отложениях воронежского и евлановского горизонтов (D_3). В раннем карбоне формируются некрупное Иксинское месторождение в отложениях михайловского горизонта Северо-Онежского района, а также рудопроявления в Белгородском районе. Мелкие рудопроявления раннего—среднего карбона известны в Днепровско-Донецком авлакогене, Донбассе и на юго-западе Восточно-Европейской платформы (в Галицко-Волынской и Львовской депрессиях). В поздневизейское время накапливались руды Липецкого и Тульского бассейнов. Многочисленные мелкие месторождения сидеритов известны в среднепермских отложениях на северо-востоке Восточно-Европейской платформы в Кировско-Кажимском прогибе. Южнее, в пределах Вятско-Камского водораздела, рудные тела (1—1,5 млрд. т) приурочены к оленекскому ярусу нижнего триаса. Юрский возраст имеют месторождения центральных районов Восточно-Европейской платформы — Приокские, Рязанские и ряд более мелких, а также рудопроявления в Московской синеклизе. В раннем мелу формировались только мелкие месторождения в центральных районах Русской платформы (Медведицко-Иловлинский водораздел), многочисленные

рудопроявления на юге Московской синеклизы и в Тургайском прогибе. Позднемеловая эпоха же является одной из самых продуктивных на территории СССР. В это время накапливались хоперские руды Русской платформы и одно из крупнейших — Аятское месторождение в Тургае, а также значительная часть руд Западно-Сибирского бассейна. В палеогене железонакопление мощно проявилось в Западной Сибири и Казахстане. Это отложения бакчарской свиты палеоцен-эоценового возраста в Западной Сибири и олигоценовые руды Скифско-Туранской плиты в Приртышском и Северо-Приаральском районах. Аллювиальные рудоносные отложения Лисаковского, Кировского и Шиелинского месторождений в Тургае в основной массе являются раннемиоценовыми. Также в неогеновый период (в киммерии) формировались месторождения Керченско-Таманского бассейна.

Таким образом, основные наиболее крупные этапы осадочного фанерозойского платформенного железонакопления приурочены к ранне-среднекаменноугольному, позднемеловому и палеоген-неогеновому времени.

Структурно-тектоническая и формационная приуроченность

Сравнительное рассмотрение объемов железорудных накоплений разных геологических эпох показывает в целом их рост от каледонского тектонического этапа к альпийскому. При этом месторождения относительно раннего возраста (D_2—J) встречаются преимущественно в пределах древней Восточно-Европейской платформы, а более поздние и более крупные накопления руд (K_2—N) чаще формируются на молодых платформах. Подавляющее большинство промышленных месторождений рассматриваемого типа сформированы в альпийское время. В каледонское время незначительные рудопроявления известны только в формациях трансгрессивной и инундационной стадий; в герцинское время заметные накопления железа, кроме того, имеют место и в эмирсивную стадию, а в альпийском цикле фиксируются на всех стадиях. В целом же эпохи трансгрессивных и инундационных стадий представляются более перспективными, так как именно тогда в основном формируются наиболее выдержанные рудоносные отложения прибрежно-морского генезиса. В течение эмерсивных и регрессивных стадий значительная доля руд формируется в континентальных обстановках с меньшими по объему осадочными месторождениями, которые к тому же реже сохраняются в ископаемом состоянии. В целом для железонакопления наиболее благоприятна незначительная тектоническая активность, когда образуются зрелые мономинеральные, хорошо отсортированные пески и преимущественно каолинитового состава глины.

В структурном плане железорудные осадки тяготеют к склонам антеклиз (обычно оолитовые гидрогётитовые руды), но встречаются и в отрицательных структурах (в Московской синеклизе, Львовской впадине и др.). Они концентрируются в эрозионных или

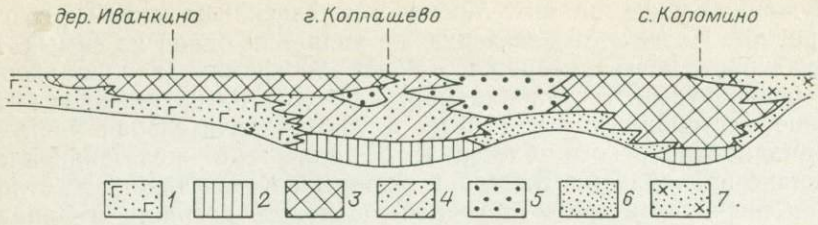


Рис. 5. Схема строения колпашевского железорудного горизонта в Колпашевском районе [15].

1 — глауконитсодержащие преимущественно песчаные осадки; *2* — зеленые глинисто-алевритовые осадки; *3* — бурые и буро-зеленые руды; *4* — табачные руды; *5—7* — пески: *5* — оолитовые, *6* — зеленые баровые, *7* — литоральные.

структурно-эрозионных понижениях морского дна, а на суше — в озерно-болотных котловинах и речных долинах.

Все рассмотренные месторождения приурочены к группам терригенных или терригенно-карбонатных формаций. Основная их масса связана с песчано-глинистыми прибрежно-морскими или лагунно-морскими парагенезами (рис. 5—7). В их составе обычно (особенно в более молодых мезозойско-кайнозойских отложениях) присутствует глауконит, встречаются залежи фосфоритов, углей, бокситов и марганца. Формации же, содержащие крупные железорудные накопления, включают лишь повышенные концентрации

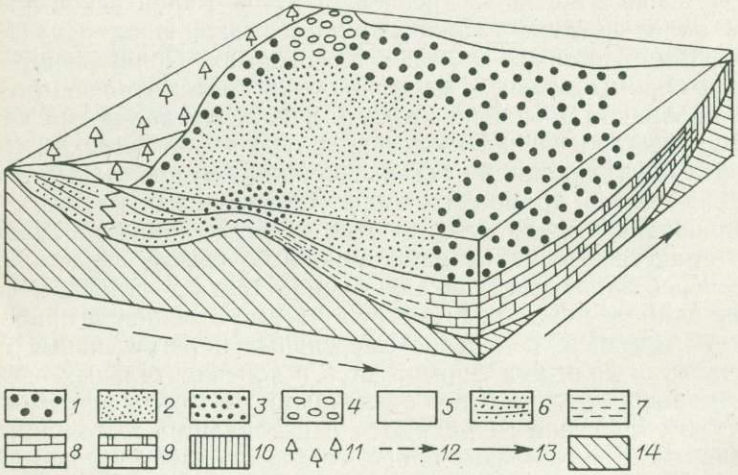


Рис. 6. Упрощенная модель палеогеографических соотношений главных фаций европейской юры [60].

1 — терригенные пески; *2* — терригенные алевриты и алевропелиты; *3* — шамозитовые оолиты; *4* — известковистые оолиты и пески с ракушечным детритом; *5* — тонкие известковистые илы отмели открытого моря; *6* — песчаники; *7* — глинистые сланцы; *8* — мергели; *9—10* — известняки (*9* — серые, *10* — красные); *11* — густая залесенность; *12* — увеличение отношения пелита к каолиниту, уменьшение плавника; *13* — увеличение окиси марганца, уменьшение кремнезема; *14* — доюрские отложения.

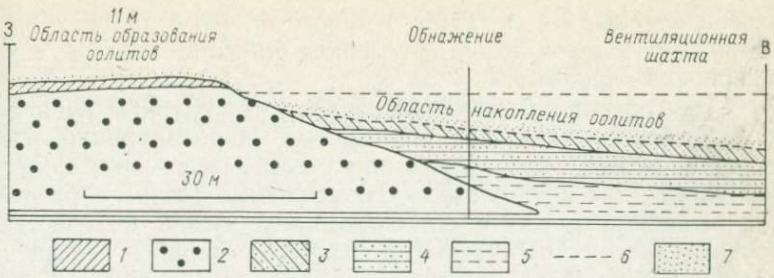


Рис. 7. Предполагаемые соотношения железистых оолитов Уинтер-Гилл (средняя юра, Йоркшир) с областью накопления оолитов [60].

1 — шамозитовые алевропелиты; *2* — песчаная банка; *3* — сидеритовые песчаники; *4* — нижний песчанистый горизонт; *5* — пелитовая банка; *6* — границы железных руд; *7* — железистые оолиты.

фосфора и марганца. Морские месторождения обычно приурочены к нижним частям формаций, но в случае регрессивного развития территории могут встречаться и в их верхних частях (рис. 5).

Палеогеографические условия

Большинство исследователей связывают привнос железа в морские бассейны с континентальными водами и преимущественным выпадением его в осадок в прибрежной зоне, скорее всего, этот процесс происходит в условиях распреснения морских вод. Это, в частности, подтверждается материалами по составу органических остатков керченских мульд-лагун.

Участки морского бассейна, прилегающие к заболоченным прибрежным низменностям и отчлененные от открытого моря островными грядами и отмелями, наиболее благоприятны для железонакопления. Здесь, как считают многие исследователи, формируются в основном шамозитовые и гётит-гидрогётитовые оолиты. В более застойных зонах бассейнов, а также при обилии органического вещества могут отлагаться и сидеритовые или лептохлоритовые осадки, нередко также с оолитовой структурой.

В эпохи значительных континентальных перерывов в гумидных условиях формируются достаточно широкие пенеплены и мощные коры выветривания. Особенно благоприятно для массового железонакопления формирование кор на обогащенных железом материнских породах. Это способствует особенно интенсивному привносу железа, нередко даже в виде обломков железных руд.

Характерно, что крупные месторождения содержат более мелкие оолиты. Вероятно, при обильном поступлении железа оно фиксируется в многочисленных центрах кристаллизации подобно тому, как из насыщенных растворов выпадает масса, но мелких кристалликов вещества. При меньшем же поступлении железа оно мобилизуется только на адсорбирующих его поверхностях уже сформировавшихся оолитов, которые и растут в размерах. Это предположение подтверждается и опытами Е. В. Рожковой и Н. В. Со-

ловьева, которые еще в 1936 г. установили, что из более концентрированных растворов выпадают мелкие бобовины железа, а из разбавленных — крупные.

Из приведенных положений следует, что крупные редкие оолиты и тем более пизолиты и железистые макроконкреции отмечают затухание рудного процесса, а присутствие их самых мелких представителей (аятские руды) — его усиление. Таким образом, этот признак может служить одной из предпосылок количественного прогноза для месторождений морского и озерного генезиса. Для аллювиальных же накоплений, где захоронение оолитов происходит на значительном удалении от мест их первичного образования, он не играет роли.

Сравнение оолитов с матовыми и блестящими поверхностями показывает более высокое качество последних. Очевидно, длительная обработка уже сформировавшихся оолитов в водной среде приводит к появлению гладких, отполированных их поверхностей и в значительной мере отшлиховывает от нерудного материала. Поэтому настоящий признак также может учитываться при количественных оценках железорудных залежей.

Континентальные рудные накопления в аллювиальных осадках, по нашему убеждению, связаны в основной массе только с переотложением ранее накопившихся прибрежно-морских рудных тел в условиях, когда морской бассейн деградировал и выходящие на поверхность рудные накопления либо уничтожались, либо в редких благоприятных условиях могли накапливаться в близрасположенных эрозионных «ловушках», как и терригенный материал. Однако при транспортировке этот последний в значительной степени вымывался, отделялся по удельному весу от оолитов и поэтому не столь заметно разубоживал переотлагавшиеся рудные тела.

Подавляющее большинство железорудных осадков и месторождений связано с гумидными обстановками, о чем свидетельствуют многочисленные тепло-влаголюбивые органические остатки среди железорудных отложений, а также залежи бокситов, углей, прослои и гнезда седиментационных сидеритов. В то же время, например, верхнеюрские руды Южного Приаралья располагаются в зоне, переходной к аридному климату. Предполагается, что железистые растворы приносились сюда реками из гумидной зоны, расположенной севернее [23]. Такие примеры редки и связаны, повидимому, с особыми интразональными климатическими обстановками.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЛОКАЛИЗАЦИИ МАРГАНЦЕВЫХ РУД В ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЯХ ФАНЕРОЗОЯ

Терригенные гумидные формации, содержащие месторождения и рудопроявления марганца, отличаются от железорудных значительно более узким интервалом геоморфологических обстановок формирования. Практически все они связаны с субпаралическими

и паралическими гумидными ландшафтами. Однако специфика пород питающих провинций и фациальных условий осадконакопления позволяет выделить несколько их типовых разновидностей (табл. 3). Ввиду редкости месторождений марганца каждый из выделяемых типов по-своему уникален и на территории СССР пока не имеет аналогов.

Наиболее общими признаками рассматриваемых отложений являются: обязательное сочетание рудных залежей с несколькими типами подстилающих, перекрывающих и латерально замещающих осадков (обычно песков, алевритов и глин, реже конгломератов, галечников и кремнистых пород); разнообразная сортировка и сочетания плохо и хорошо сортированных пород, редкие находки солоновато-водной или морской фауны; в разной степени выраженная горизонтальная, реже косая, слоистость; несогласное залегание на подстилающих, нередко разновозрастных образованиях, признаки перерывов в осадконакоплении и сильная конденсация стратиграфических разрезов.

В табл. 3 типы марганценосных формаций расположены с известной долей условности по степени увеличения роли морских обстановок седиментогенеза. Характерным для всех выделяемых четырех типов является трехчленное строение формаций, где рудные накопления в основном приурочены к средней пачке отложений; значительная пестрота фаций и соответствующих им осадков; присутствие в составе руд окисных, карбонатных и смешанных разностей; близкий минеральный состав и текстуры руд; обычно присутствие глауконита. Содержания же основных компонентов руд и их запасы существенно неодинаковы, что при сопоставлении всех параметров выделяемых типов позволяет наметить наиболее благоприятные из них для марганцеворудного процесса.

Песчано-алеврито-глинистая кварцевая (лабинская) формация (IVг-1) названа по одноименному месторождению марганца, расположенному в предгорьях Северного Кавказа в средней наиболее прогнутой части Адыгейского блока — части эпигерцинской платформенной структуры. Оруденение приурочено к песчаной свите верхнего олигоцена—нижнего миоцена — аналога майкопской серии.

Обломочные породы формации (табл. 3), особенно рудного горизонта, имеют заметную латеральную дифференциацию. Южные, приконтинентальные фации представлены песками, нередко гравийными, местами с волнисто-слоистыми текстурами, с обломками углефицированной древесины и со следами многочисленных мелких внутриформационных размывов. К северу они сменяются сначала тонкозернистыми, затем существенно глинисто-алевритовыми песками и далее чистыми алевритами. Аналогичная смена фаций наблюдается и вверх по разрезу. Наиболее богатые руды приурочены к песчаным породам. В. В. Калиненко и др. [25] рассматривают эти отложения как дельтово-прибрежно-морской комплекс, где оруденение связано только с фацией подводных дельтовых отложений (шириной 3—5 км).

ТАБЛИЦА 3

Типы сероцветных марганценосных формаций и их особенности (составил А. Д. Петровский)

Диагностические особенности			Песчано-алеврито- глинистая кварцевая (лабинская)—IVг-1	Кремнисто-глинисто-песчаная кварц-глауконитовая (северо-уральская)—IVг-2	Песчано-глинистая кварц-глауконитовая (южно-украинская)—IVг-3	Кремнисто-глинисто-песчаная аркозово-кварцевая (чиатурская)—IVг-4
Конститутивные признаки	Состав	Обломочные и биохемогенные компоненты	Глинисто-алевритовые кварцевые пески и глинистые алевриты только в цементе пород и в конкрециях	Гравелиты, песчаники и алевролиты с глауконитом, аргиллиты, диатомиты, опоковидные глины	Кварц-глауконитовые пески, алевролиты, монтмориллонитовые и гидрослюдистые глины с известковистым цементом	Кварц-полевошпатовые, аркозовые песчаники и алевролиты с глауконитом, монтмориллонитовые глины, следы пирокластики, опоки, спонголиты, кремнисто-цеолитовые туффиты
	Строение	Общие закономерности	Трехчленное строение; рудный горизонт — в середине; подрудные — глинисто-алевритовые пески; надрудные глины и алевриты	3 рудоносных горизонта (снизу): монтмориллонитовый, бейделлитовый и диатомовый. В каждом ритмичность: от гравелито-псаммитов к песчанистым, песчано-глинистым, глинистым и кремнистым породам	3 горизонта: подрудный — кварцевые пески, алевролиты с глауконитом; рудный — кварц-глауконитовые пески, алевролиты, глины (с рудами); надрудный — монтмориллонитовые и известковистые глины с примесью глауконита	3 горизонта: подрудный — аркозово-кварцевые пески и песчаники; рудный — аркозовые песчаники, алевриты и глины с прослоями руд; надрудный — спонголитовые песчаники и глины
		Текстуры пород	Неслоистые и неясно-слоистые рудовмещающих пород; косослоистые дельтовые пески; флишоидная ритмичность прибрежно-морских осадков	Горизонтально- и волнисто-слоистые; в кремнистых породах — конкреционные	Неслоистые, неясно-слоистые, конкреционные	Слоистые, неясно-слоистые, массивные, конкреционные
	Морфология	Мощность, м	200—250	До 30	До 30	До 110
		Рудоносная площадь, км²	10—15	Более 5000	Более 6000	Месторождения Чиатурского 100, всей рудной зоны 1000
		Общая форма (в плане)	Прерывистая полоса шириной до 1 км	Прерывистая полоса шириной $n \cdot 10$ км	Прерывистая полоса шириной до 25 км	Изометричная площадь из отдельных нагорий
Органические остатки			Детрит углефицированных растений суши, остатки морских рыб, фораминифер и губок	Остатки фораминифер	Тонкий рассеянный детрит, спикулы губок, раковины диатомей, кости рыб	Зубы акул, кости рыб, остатки губок
Особенности рудных накоплений		Форма, размеры рудных тел	Плоские линзы длиной до 250 м и мощностью до 5 м	Уплощенные линзы; отдельные месторождения протяженностью до 35 км, мощностью n м	Пластовые тела, мощность до 5 м (Никополь, Большой Токмак); на других — уплощенные линзы	Пласты и уплощенные линзы до 200 м, мощностью до 0,5 м
		Типы руд	Карбонатные: 1) богатые марганцевые; 2) бедные Fe—Mn; 3) окисленные	1) карбонатные; 2) окисленные (мало)	1) окисные; 2) карбонатные; 3) смешанные	1) окисные; 2) карбонатные; 3) смешанные

ПРОДОЛЖЕНИЕ ТАБЛ. 3

Диагностические особенности		Песчано-алеврито-глинистая кварцевая (лабинская)—IVг-1	Кремнисто-глинисто-песчаная кварц-глауконитовая (северо-уральская)—IVг-2	Песчано-глинистая кварц-глауконитовая (южно-украинская)—IVг-3	Кремнисто-глинисто-песчаная аркозово-кварцевая (чиатурская)—IVг-4
Особенности рудных накоплений	Минеральный состав	1, 2) манганокальцит, 3) псиломелан	1) Са-родохрозит, манганокальцит, олигонит; 2) манганит, пиролюзит, псиломелан, вернадит	1) пиролюзит, перманганит, манганит; 2) манганокальцит; 3) смесь первого и второго типов	1) пиролюзит, псиломелан, манганит; 2) манганокальцит, Са-родохрозит и родохрозит; 3) смесь первого и второго типов
	Текстуры руд	1) оолитовые и массивные; 2) желваковые; 3) землистые	1) слоистые, конкреционные, желваковые; 2) кусковатые, конкреционно-глинистые	1) конкреционные; 2) желваковые, массивные; 3) землисто-конкреционно-кусковые	1, 2) оолитовые, массивные; 3) землисто-конкреционные и землисто-кусковые
	Содержания основных компонентов, %	Mn: 1) 24,95; 2) 8,81; 3) 25,16; Fe: 1) 2,75; 2) 7,44; 3) 2,02; P: 1) 0,02; 2) 0,081; 3) 0,035	Mn: 1) 17,51—21,92; 2) 27—34; Fe: 3,26—6,57; P: 0,10—0,30	Mn: 1) 25,17—59,39; 2) 15,81—31,32; 3) 6,20—24,49; Fe: 1) 0,45—2,40; 2) 0,48—5,10; 3) 0,75—3,00; P: 1) до 0,09; 2) до 0,63; 3) до 0,06	Mn: 1) до 52, 2) 10—30, 3) 30—35; Fe: 1) до 1,2, 2) 2—4, 3) 2—5; P: 1) до 0,22, 2) 0,1—0,3, 3) 0.
	Запасы, млн. т	30	Более 100	$n \cdot 10^1$	$n \cdot 10^1$
Основные источники информации		[25], [42]	[Рабинович С. Д., 1971 г., 42]	[42]	[42]

Примечания. 1. IV — семейство паралических и субпаралических формаций (см. табл. 1), г — подсемейство марганценосных формаций, 1—4 — типы марганценосных формаций. 2. n — любое число >1 и <10.

Кремнисто-глинисто-песчаная кварц-глауконитовая (северо-уральская) формация объединяет рудоносные отложения нижнего палеоцена, вмещающие 15 разведанных мелких месторождений и ряд рудопроявлений. Эти отложения прослеживаются вдоль западной границы эпигерцинской Западно-Сибирской плиты. Они трансгрессивно налегают на различные горизонты: в северных районах на монтмориллонитовые аргиллиты или глауконито-кварцевые пески и алевриты сантона, а на юге — на маастрихтские аргиллиты. Также несогласно они перекрываются палеоценовыми диатомитами или бейделлитовыми аргиллитами [Рабинович С. Д., 1971 г.].

Рудоносные отложения выделены в «полуночную пачку», разделенную на три горизонта (табл. 3). Каждый из них залегает с размывом [Рабинович С. Д., 1971 г.]. При переходе от прибрежных зон в более мористые участки (к северу и востоку) характерно постепенное увеличение терригенной, в основном глинистой, примеси и уменьшение количества марганца. Эта же последовательность, но в менее четком виде (из-за размывов) намечается и в вертикальных рядах всех трех рудных горизонтов, что делает картину фациального распределения рудоносных осадков в плане чрезвычайно пестрой.

По данным С. Д. Рабинович, формирование северо-уральских месторождений осуществлялось в несколько этапов. В первой половине мезозоя продукты мощных кор выветривания перемывались и накапливались (в том числе и марганец) в обширных озерных котловинах. В начальные стадии раннепалеоценовой (инфрапалеоценовой по С. Д. Рабинович) трансгрессии море заливало эти котловины. В процессе глубинной эрозии марганец выносился и накапливался в прибрежном шельфе, превращаясь в процессе диагенеза в руду. При формировании рудоносной пачки море трижды отступало, что приводило к перемыву рудных накоплений и сокращению первичных марганцеворудных площадей.

Песчано-глинистая кварц-глауконитовая (южно-украинская) формация объединяет песчано-глинистые отложения олигоцена, которые окаймляют южную часть Украинского щита и западный склон Азовского массива. В пределах этой полосы расположены Никопольское и Большетокмакское месторождения и мелкие рудоносные площади.

Марганценосные отложения входят в состав борисфенской свиты нижнего олигоцена [Пасечный Г. В. и др., 1977 г.] и характеризуются трехчленным строением (табл. 3). А. Г. Бетехтин в пределах всего бассейна установил первичную рудную зональность, отразившую латеральные переходы прибрежных окисных руд в более мористые карбонатные с рудной зоной смешанного состава. Другая точка зрения предполагает первичные руды карбонатными,

которые при обмелении олигоценового моря частично окислились.

Незначительная мощность рудоносных отложений свидетельствует о медленном их накоплении, что связано со слабым поступлением терригенного материала в морской бассейн. Спокойное залегание и простое строение рудоносной толщи отражают вялый характер эпейрогенических движений в раннеолигоценовое время. По данным многочисленных исследований рудоносные осадки накапливались в мелководных участках шельфа в начальные этапы очень медленной раннеолигоценовой трансгрессии. На фоне общего трансгрессивного развития региона отмечались периоды стабилизации береговой линии бассейна, даже его частичное осушение, при котором происходило окисление руд и перемещение рудного вещества с образованием карстовых марганцевых сталактитов и сталагмитов [Соловьев В. И., 1980 г.].

Кремнисто-глинисто-песчаная аркозово-кварцевая (чиатурская) формация включает в себя биохемогенно-терригенные отложения олигоцена Грузинской глыбы в Закавказье — срединного массива миогеосинклинальной зоны. К формации приурочены рудоносные горизонты Чиатурского и Шкмерского месторождений. На большей части территории рудоносные отложения несогласно залегают на среднемеловых известняках, в северо-восточной и восточной части — на порфиритовой свите байоса, в Шкмерской синклинали — на среднемеловых известняках, в Сациаликской возвышенности — на байосских порфиритах, а в Рачинско-Лечхумской синклинали — на карбонатных среднемеловых и палеогеновых породах.

Рудоносные отложения состоят из трех горизонтов (табл. 3). Аркозово-кварцевые песчаные породы низов разреза выше переслаиваются с алевролитами и глинами, а затем сменяются кремнистыми песчаниками и глинами. Первые два горизонта с окисными и карбонатными рудами соответствуют нижнему, а третий с окисленными рудами — среднему—верхнему олигоцену [25]. В отличие от Южно-Украинского бассейна здесь преобладают оолитовые руды. Различаются мягкие с концентрически-скорлуповатым строением манганитовые образования (в поперечнике от 0,5 до 1,5 мм) — так называемая бурая бельта, а также твердые, более крупные (5—10 мм) разности пиролюзит-псиломелановых руд. Для Чиатурского месторождения отмечается самая высокая концентрация марганца — до 600 кларков.

Формации Чиатурского и Южно-Украинского районов формировались в различных частях единого майкопского бассейна. В его пределах известны также месторождения марганца в Болгарии (Варненское) и в Восточном Прикаспии (Мангышлакское).

Основные закономерности локализации марганцевого оруденения

Стратиграфические уровни марганценакопления. Повышенные концентрации марганца в фанерозое приурочены к отложениям ранней перми, раннего мела, палеогена и ран-

него неогена. Наибольшие же его массы накапливались в раннепалеоценовую и особенно в раннеолигоценовую эпохи. Характерно, что в районах многих месторождений марганца его накопление не ограничивалось узким стратиграфическим интервалом основной рудоносной эпохи. Более слабый, эмбриональный марганцеворудный процесс (до 5—8 кларков) наблюдался в подрудных и надрудных осадках [Рабинович С. Д., 1971 г.; Страхов Н. М. и др., 1968 г. и др.] в Никопольском бассейне, на Грузинской глыбе, на Мангышлаке, в хадумских дорудных отложениях Лабинского района, в верхнемеловых и в надрудных палеоцен-нижнеэоценовых образованиях Северо-Уральского бассейна. Таким образом, слабый марганцеворудный процесс проявлялся длительное время, но в определенные короткие моменты давал резкую вспышку, что и обусловливало образование месторождений. Эта вспышка для разных территорий, даже в пределах единого майкопского бассейна, приходилась на разное время [Штеренберг Л. Н. и др., 1964 г.]. Самыми древними из палеогеновых являются северо-уральские месторождения, приуроченные к границе с мезозоем. Мангышлакское, Чиатурское и Шкмерское месторождения практически одновозрастны и датируются хадумским временем раннего олигоцена, руды Никопольского бассейна начали формироваться в самом конце раннего олигоцена, а Лабинское месторождение — в позднем олигоцене.

Структурно-тектоническая и формационная приуроченность. Формирование рассмотренных марганценосных формаций происходило на стабильных или близких к ним тектонических структурах — склонах антеклиз или щитов. При этом месторождения молодых платформ значительно уступают по объему и качеству руд тем, что расположены на древней платформе (Никопольское, Большетокмакское) или в срединном массиве (Чиатуры). В Чиатурском месторождении с более подвижным субстратом условия рудонакопления представляются менее благоприятными, чем на Украине, из-за большей скорости терригенного привноса, а также частичного расчленения и эрозии первичных рудоносных площадей в результате постседиментационных дислокаций (например, площади, расположенной юго-западнее линии Главного сброса). Очевидно, поэтому и молодые платформы (по сравнению с древними) с более активным режимом колебаний и большими мощностями осадков менее благоприятны для марганценакопления. На примере Русской платформы установлено, что марганцеворудные эпохи совпадают по времени с регрессивными стадиями средне-позднепалеозойского и мезозойско-кайнозойского этапов [58]. При этом почти все рудные образования накапливались в трансгрессивные фазы и рудные прослои тяготели к низам трансгрессивных серий осадков. Лишь мелкое Мангышлакское месторождение формировалось в отложениях регрессивного ряда. Трансгрессивное развитие района в эпоху рудонакопления представляется весьма благоприятным, так как с повышением базиса эрозии создается подпор континентальным водотокам, что пре-

пятствует выносу в бассейн больших масс обломочного материала.

Таким образом, наиболее подходящим для марганценакопления тектоническим режимом является замедленное трансгрессивное развитие районов рудонакопления на древней платформе, происходящее на фоне регрессивной стадии мезозойско-кайнозойского тектонического этапа.

По сравнению с осадочно-вулканогенными или сульфатно-карбонатными марганценосными формациями рассматриваемые прибрежно-морские парагенезы песчано-алеврито-глинистого (иногда с кремнистыми породами) состава наиболее перспективны для поисков марганцевого оруденения. В пределах этих формаций рудоносность распределена крайне неравномерно. Самые крупные марганцевые накопления в Южно-Украинском и Чиатурском бассейнах приурочены к низам выделяемых парагенезов, более мелкие северо-уральские и Лабинское месторождения — к нижней половине, а Мангышлакское — к верхней их части. По латерали рудные накопления также тяготеют к периферии районов развития заключающих их формаций.

Палеогеографические условия марганценакопления

Известные мелкие месторождения марганца в сульфатно-карбонатных формациях (Бурштынское и Улутелякское) накапливались в аридной или же семиаридной обстановке. В зоне, переходной от гумидных к аридным условиям, формировалось также некрупное Мангышлакское месторождение [25]. Северо-уральские месторождения располагались в зоне умеренно влажного гумидного климата [Борисов А. А., 1973 г.]. Самые же крупные накопления в Чиатурском и Южно-Украинском районах приурочены к областям устойчивых гумидных обстановок. По данным палеоклиматических реконструкций [Синицын В. М., 1965 г.] условия, соответствующие современным тропическому и субтропическому климатам, существовали здесь в течение всего мезозоя и палеогена. В других частях территории СССР такие обстановки наблюдались лишь на протяжении весьма коротких отрезков времени. С такой длительностью климатических обстановок, подходящих для формирования мощных кор выветривания, возможно, и связано олигоценовое марганценакопление в северо-западных частях майкопского палеобассейна. На прилегающих к нему участках суши длительное время подвергались гипергенной переработке громадные массы кристаллических пород, что способствовало высвобождению соединений марганца, которые мобилизовывались в корах выветривания, в осадочных продуктах их переотложения, а также накапливались в растворенном виде в континентальных водоемах и в самом майкопском бассейне. Большую роль в концентрации марганца в континентальных осадках играли, очевидно, озерно-болотные условия прибрежных низин, существовавшие в Южно-Украинском бассейне в раннем—среднем эоцене и в рудоносную бори-

сфенскую эпоху раннего олигоцена [Пасечный Г. В. и др., 1977 г. и др.]. В сквозных реках, дренирующих заболоченные территории, резко возрастало количество ряда элементов, в том числе и марганца [Ковалев В. А., Жуховицкая А. Л., 1976 г.]. Согласно палеогеографическим реконструкциям Г. В. Пасечного и других, в заливы олигоценового моря впадали рассекавшие заболоченные прибрежные районы многочисленные рукава палео-Днепра и ряд мелких и коротких водотоков. Последние преобладали и на островной суше, которая представляла собой в рудоносную эпоху крупный архипелаг, протягивающийся между континентальными участками на расстояние около 250 км. Роль именно мелких водотоков, малая длина которых не способствовала началу рудообразования в речной долине, а, напротив, создавала условия для полного переноса марганца в морской бассейн, подчеркивал еще в 1964 г. Н. М. Страхов.

К началу образования морских палеогеновых марганценосных формаций регрессивной стадии мезозойско-кайнозойского этапа рельеф прилегающей суши был достаточно сглажен, что наряду с медленной трансгрессией в большинстве районов марганценакопления способствовало выносу в бассейн в основном растворенных, коллоидных и тонких глинистых продуктов. Обильная растительность влажных субтропиков также выдерживала плоскостной смыв обломочных продуктов и предохраняла склоны от эрозии.

Большую роль в образовании гумидных марганценосных формаций играли породы питающих провинций, их состав и, в частности, первичные содержания в них марганца. Основным источником марганца одни авторы считают продукты размываемых кор выветривания по разным породам питающих провинций, другие предполагают эндогенный источник. Возможно, что оба источника имели место, особенно в более подвижных структурах (Грузинская глыба). При этом сравнительно быстрое поступление значительных количеств марганца по тектоническим трещинам могло послужить импульсом его массовой садки, в которую вовлекался и металл, накопленный в бассейне в зоне сероводородного заражения за долгое время поступления его из размываемых кор выветривания.

ФОРМАЦИИ, СОДЕРЖАЩИЕ ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ, И ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИХ РАЗМЕЩЕНИЯ

К этим формациям относятся: 1) торфоносные и 2) возникающие из них угленосные формации; 3) сапропеленосные и 4) возникшие из них сланценосные формации. Этим группам формаций посвящена обширная литература [55; 56; Нейштадт М. И., 1978 г.; Никонов М. Н., Слуко В. П., 1964 г.]. Авторами проведены дополнительные исследования в ряде районов СССР. Торфо- и угленосные формации образуются только в гумидном климате, а сапропеле- и сланценосные — в более широком климатическом диапазоне (от интенсивно гумидного до семиаридного).

Кривые стратиграфического распределения запасов углей, горючих сланцев и очень приближенно подсчитанных рассеянного ОВ, составленные И. Б. Волковой, Л. В. Лапо, А. В. Македоновым, показывают крупную ритмичность их накопления и ясные максимумы РОВ в нижнем ордовике, нижнем карбоне, верхнем мелу, углей — средней перми, нижнем мелу, горючих сланцев — перми и верхнем палеогене — нижнем неогене.

Торфоносные формации

Торфом считается порода (осадок) с содержанием биогенного растительного вещества не менее 50 %. Торфопроявления являются общим признаком всех гумидных континентальных и переходных формаций. По современным представлениям месторождением торфа называется участок с мощностью торфа не менее 0,3 м, а

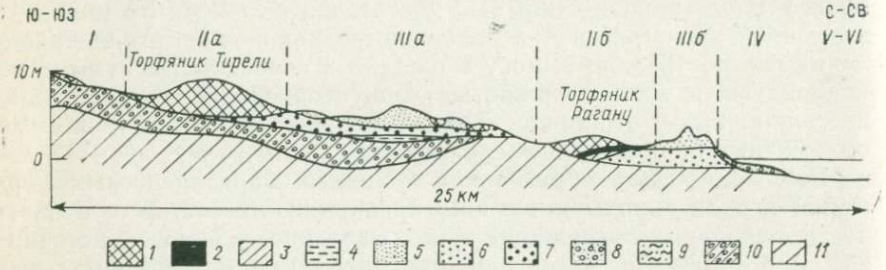


Рис. 8. Фациально-геоморфологический профиль побережья Рижского залива в районе Кемери (по О. М. Головенок, Т. А. Ишиной).

1 — торф верховой; *2* — торф низинный; *3* — сапропели; *4* — глины озерно-лагунные; *5—8* — пески: *5* — эоловые и береговых валов, *6* — литориновые, *7* — Балтийского ледникового озера, *8* — современного пляжа, подводных валов; *9* — осадки склонов; *10* — морена; *11* — подстилающие отложения.
I — склон моренной равнины; *IIа*, *IIб* — пояса заболачивания; *III* — бары и дюны Балтийского ледникового озера (*IIIа*) и Рижского залива (*IIIб*); *IV* — пляж и подводные валы; *V—VI* — Рижский залив.

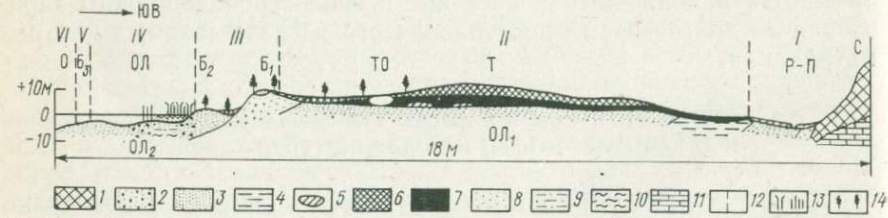


Рис. 9. Фациально-геоморфологический профиль побережья оз. Селигер (по О. М. Головенок).

1 — морена; *2* — песок разнозернистый с гравием; *3* — песок мелкозернистый; *4* — глина; *5* — сапропель; *6*, *7* — торф верховой и низинный; *8* — песок средне- и мелкозернистый; *9* — переслаивание алевритов; *10* — глины с обилием растительных остатков; *11* — известняки; *12* — границы зон; *13* — заросли тростниковая и осоково-мочажинная; *14* — сосняк.
С — постоянная суша; *Р—П* — русло и фации подножий; *Т* — торфяник Чистик; *ТО* — остаточное озеро; *ОЛ* — озерная лагуна (*ОЛ*$_1$ — раннеголоценовая, *ОЛ*$_2$ — современная); *Б* — бары (*Б*$_1$ — раннеголоценовый, *Б*$_2$ — голоценовый, *Б*$_3$ — современный подводный); *О* — открытое озеро.
I—VI — зоны: *I* — подножия хинтерланда, *II* — основного заболачивания, *III* — первая барьерная, *IV* — современная озерно-лагунная, *V* — вторая барьерная, *VI* — открытый водоем.

промышленным — с мощностью 0,7 м в сыром и 0,5 м в осушенном состоянии. Эта геолого-экономическая граница имеет и генетическое значение, так как только при этой мощности на площади не менее обычно 100 га торфяники становятся конститутивным элементом формаций.

На рис. 8—12 сопоставлены структуры типов современных торфоносных ландшафтов, фациально-геоморфологические профили вкрест простирания фациальных зон между хинтерландом и конечным водоемом.

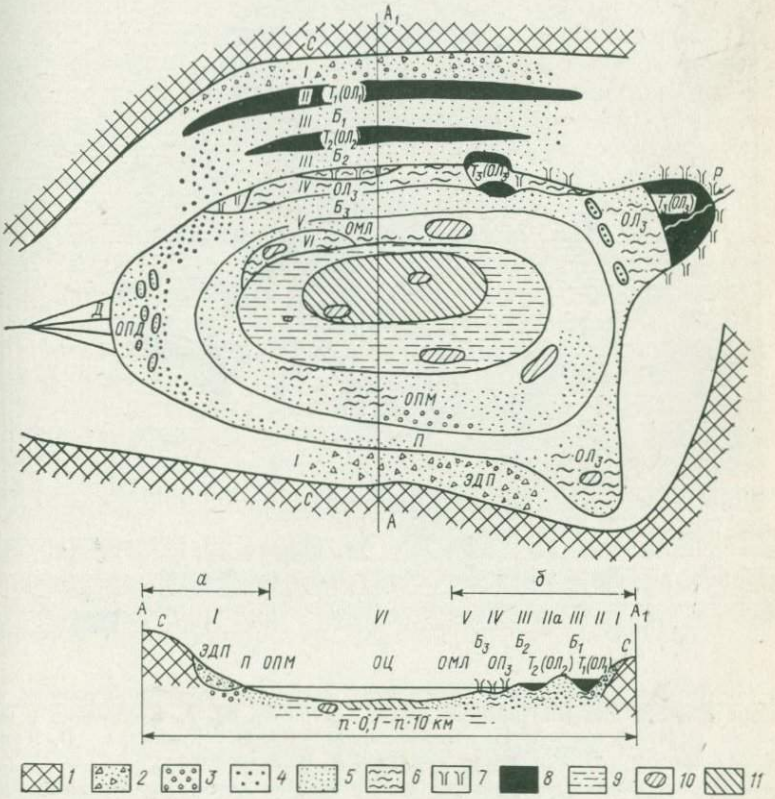


Рис. 10. Обобщенная схема озерных фаций. Составили А. В. Македонов, О. М. Головенок.

1 — морена, коренные породы; *2* — элювий, делювий; *3* — пески разнозернистые с гравием, галькой — террасы и пляжи крутых склонов, иногда оснований баров; *4* — пески мелко- и среднезернистые, реже гравий, галька — пляжи, береговые валы; *5* — пески подвижного мелководья; *6* — переслаивание песков, алевритов, глин — озерно-лагунные отложения; *7* — осоково-тростниковые заросли; *8* — торфяники; *9* — переслаивание глин, алеврита, песка; *10* — сапропели, сапропелиты; *11* — илы.

I—VI — зоны: *I* — склонов, *II*, *IIа* — торфяников, *III*, *V* — валов, *IV* — озерных лагун, *VI* — открытого озера.

С — суша; $ОЛ_{1, 2, 3}$ — озерные лагуны; $Б_{1, 2, 3}$ — бары разных генераций; *ОМЛ* — открытое мелководье; $Т_{1, 2, 3}$ — торфяники разных типов; *ОЦ* — центральная часть озера; *ОПМ* — открытое подвижное мелководье; *П* — пляж; *ЭДП* — фации склонов; *ОПД* — озерная подводная дельта.

а, *б* — два типа озерного побережья.

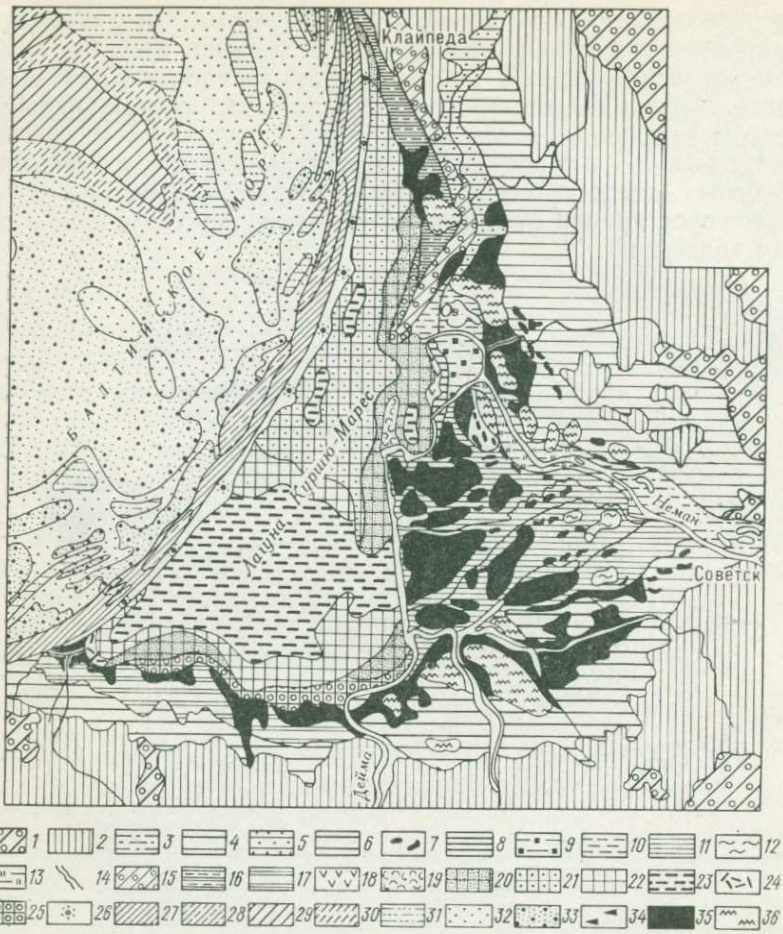


Рис. 11. Литолого-фациальная схема дельты Немана, Куршской лагуны и примыкающей части дна Балтийского моря. Составила Ю. А. Кривулина с использованием материалов А. И. Блажчишина, Ю. В. Казанова, Р. Кунскаса, Э. П. Макаровой и Б. Раупшлауките. Ред. А. В. Македонов.

1—3 — зона хинтерланда: *1* — холмистый рельеф краевых ледниковых образований среднелитовской стадии отступания ледника — тяжелые суглинки, валунные глины, *2* — волнистая моренная равнина — суглинки и супеси с валунами и гравием основной морены, *3* — пойменный и русловый аллювий нижнего течения р. Неман — пески мелкозернистые, алевриты, прослои песчаного торфа; *4—7* — аккумулятивная озерно-ледниковая равнина: *4* — всхолмленная равнина, частично заболоченная, с участками развития аккумулятивных береговых форм — пески, алевриты, *5* — плоская равнина долины стока ледниковых вод по р. Миния — флювиогляциальные суглинки, *6* — равнина, значительно заболоченная, на озерно-ледниковых суглинках, глинах, илах, *7* — останцы мелкозернистых песков позднеплейстоценового эстуария р. Неман; *8—14* — дельтовая равнина: *8—10* — действующая дельта (*8* — низкая затопляемая терраса, маршевая полоса, *9* — зона интенсивного нарастания дельты — алевриты, пески мелкозернистые с растительным шламом, *10* — заболоченная низменность, флювиолагунно-озерная — крупные алевриты с растительными остатками), *11—14* — старая брошенная дельта (*11* — заболоченная равнина — пески гумусированные, алевриты, *12* — плоские понижения на месте спущенных озер — гумусированные глинистые алевриты, *13* — аллювий главной дельтовой протоки — песок средне- и мелкозернистый, *14* — русловый и пойменный аллювий дельтовых проток и рек — алевриты); *15—16* — первая барьерная зона: *15* — останцовые моренные гряды северолитовской стадии отступания ледника — валунный суглинок, *16* — заболоченная равнина на мелкозернистых литориновых пес-

Все торфяники образуются в участках плохо дренированной суши при заболачивании побережий водоемов или на водоразделах. В ископаемое состояние переходят только торфяники побережий, среди которых выделяются: 1) паралические (приморские) и субпаралические (крупных опресненных бассейнов, остаточных морей — озер); 2) лимнические (прибрежно-озерные и заболоченных озер); 3) потамические (речных долин). Почти во всех случаях побережья отмелые, обычно лагунного типа. На рис. 8—12 схематически показаны особенности этих групп. Основная масса водораздельных торфяников возникла на площади осушившихся водоемов и соседних с ними низменных «суходолов». Более 99 % запасов в СССР и за рубежом паралические или лимнические; потамические представлены только прерывистыми и высокозольными мелкими залежами, имеющими иногда практическое значение благодаря рудным примесям. Торфяники действующих дельт близки по свойствам к потамическим, т. е. зольные и лоскутного строения; торфяники бывших дельт ближе к торфяникам соседних междельтовых побережий. Геоморфологические группы торфоносных ландшафтов различаются по свойствам самих торфяников и сопряженных фаций [55], в частности по составу ОВ, зольных компонентов, морфологии. Пример паралического ландшафта с дельтой и лагуной и разными типами торфяников показан на рис. 11.

По геотектоническим признакам выделяются платформенные (с подразделениями древних и эпигерцинских платформ), орогенные и геосинклинальные торфоносные формации. Более 90 % площадей платформенные (преобладают формации эпигерцинских платформ Западной Сибири, побережья Северного моря, приатлантические США и др.). Примером орогенной является формация Колхидского бассейна. Формация Западной Камчатки протяженностью более 1000 км относится к формациям внешнего прогиба замыкающейся геосинклинали или к особому типу раннеорогенных, с вулканогенными прослоями в торфах. Внутри этих групп выделяются подразделения по вариациям тектонического режима

ках с грядой дюн высотой до 8—10 м; *17—25* — лагуна Куршю-Марес: *17* — прибрежная абразионно-аккумулятивная слабонаклонная терраса на ледниковом цоколе — перемытые валунные суглинки, глинистые разнозернистые пески, *18* — зона зарастающего побережья лагуны — глинистый ил с корнями тростника, *19* — приустьевой бар, отмели и низкие острова — мелкозернистый песок, крупный алеврит, *20—25* — донные осадки лагуны (по В. Гуделису, А. Гасюнасу) (*20* — песок мелкозернистый, *21* — песок илистый, *22* — песчаный ил, *23* — ил, глинистый ил, *24* — торф, *25* — реликтовые плейстоценовые отложения — суглинок, валунный суглинок, частично перемытые); *26* — Куршская коса — вторая (главная) барьерная зона, эоловые дюны и гряды высотой 50—60 м, песок среднезернистый с погребенными почвенными горизонтами; *27—34* — Балтийское море (по А. И. Блажчишину): *27—30* — современные донные отложения (*27* — подводный береговой склон, глубины 10—15 м, пески мелкозернистые, у абразионных берегов среднезернистые, *28* — крупные алевриты, хорошо сортированные, *29* — склоны глубоководной Гданьской впадины, глубины от 65—70 до 115 м, алевриты крупные и мелкие, *30* — периферия глубоководной зоны, участки с замедленной седиментацией, песчано-алевритовые осадки с железо-марганцевыми конкрециями), *31—34* — древнеголоценовые (реликтовые) отложения (*31* — внешняя зона древних береговых склонов — крупные алевриты, *32* — реликты пересыпей, баров, валов — пески средне- и мелкозернистые, *33* — абразионно-аккумулятивная равнина на ледниковом субстрате — остаточные песчано-гравийные осадки с галькой и валунами, *34* — лагунные алевритовые илы); *35—36* — болота: *35* — низинные, *36* — верховые.
О — остаточное озеро.

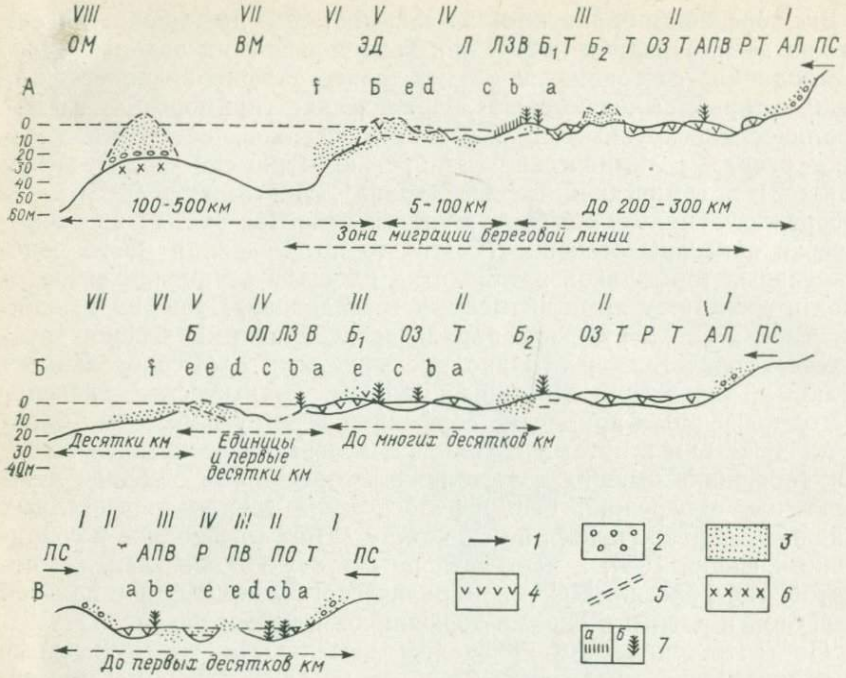


Рис. 12. Схема зональной структуры торфо- и углеобразующих ландшафтов (катенад фаций и групп осадков) вкрест фациально-геоморфологической зональности.

А — паралические (прибрежно-морские), *Б* — лимнические (прибрежно-озерные и выполнение озер), *В* — потамические (долинные).
1 — основные направления приноса осадков; *2* — грубообломочный материал (галечно-песчаный); *3* — преимущественно пески; *4* — торф; *5* — границы вариаций поверхности барьерных тел; *6* — породы фундамента барьера между открытым и внутренним морем; *7* — растительность: *а* — смешанная лагунно-континентальная, *б* — континентальная.
0 — «нулевой» (средний) уровень бассейна; *ОМ* — океанический шельф и открытое краевое море; *ВМ* — внутреннее и полуоткрытое краевое море (или залив); *Л* — лагуна; $Б_{1, 2}$ — барьерные (баровые) полосы разных генераций; *ЭД* — эоловые дюны в барьерном поясе; *ЛЗВ* — лагунный зарастающий водоем; *ОЗ* — озеро; *ОЛ* — озерная лагуна; *АПВ* — пойма и прирусловый вал; *ПВ* — прирусловый вал; *ПО* — пойменное озеро; *Р* — русло реки, субпараллельное берегу; *Т* — торфяники; *ПС* — постоянная суша; *АЛ* — аллювий, делювий, фации склона.
I—VIII — фациально-геоморфологические зоны.
a, b, c, d, e, f — элементы образующихся угленосных циклотем.

[Македонов А. В. и др., 1970 г.] ранга формационных зон или районов.

Прибрежные торфяники средней мощностью не менее 0,7 м и площадью не менее 10 км² при их затоплении без размыва и с погребением являются потенциальными угольными пластами.

Выявлена общая структура фациально-геоморфологической зональности потенциально углеобразующих ландшафтов — хинтерланд (область сноса): I — его склоны и подножия; II — береговая низменность с болотами, озерами, дельтами; III — первая барьерная зона, иногда отсутствующая; IV — озерные или морские лагуны или отчлененные плесы; V — вторая, обычно главная, барьер-

ная зона; VI — конечный открытый водоем. Полнота набора этих зон сильно варьирует.

Критериями прогноза крупных торфяных месторождений являются в пределах их общих признаков: 1) присутствие более устойчивых и широких аккумулятивных барьерных зон (песчаных гряд — надводных и подводных, дюнных поясов и т. д.) в сочетании с плоскими депрессиями; 2) строение фациально-геоморфологического профиля по указанной схеме; 3) присутствие озерных, лагунных отложений, зандров.

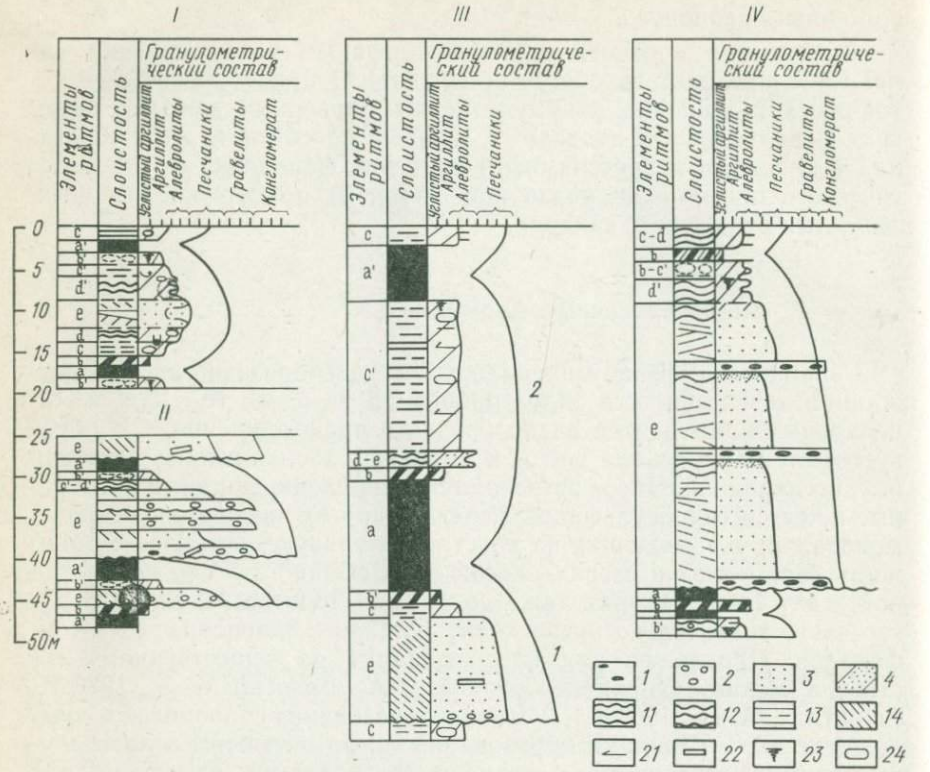
Сапропеленосные формации

Сапропель — органо-минеральный студнеобразный ил с содержанием автохтонного и аллохтонного ОВ не менее 10—15 % и минеральных компонентов разнообразного происхождения. ОВ образуется за счет распада фито- и (меньше) зоопланктона, остатков высших растений. Часто встречаются микроконкреции или дисперсные примеси гидросульфидов железа и других закисно-железистых минералов, указывающих на восстановительную обстановку. Мощность сапропелей в озерах лесной зоны обычно 2—4 м, но иногда достигает 40 м, в морях даже до 197 м [Лопотко М. З., 1978 г.], что часто значительно превосходит мощность одновозрастных торфяников. Предложен ряд классификаций по вещественному составу и составу сапропелеобразователей [Лопотко М. З., 1978 г.; Нейштадт М. И., 1969 г.]. Условия образования сапропелей и соотношение их с условиями образования торфа освещены в литературе преимущественно на материале пресноводных озер гумидной зоны СССР. На рис. 10 показаны наиболее характерные соотношения сапропелей с другими типами осадков в обобщающей схеме распределения фаций в платформенном озере гумидной зоны.

Сапропели образуются не только в пресноводных, но и в солоновато-водных внутриконтинентальных озерах (оз. Балхаш), и в остаточных озерах-лагунах (оз. Слока на Рижском взморье), и в лагунах (например, в Куршю-Марес), во внутренних морях, иногда на больших площадях — в западинах дна (например, в Черном и Средиземном морях).

Сапропели являются ценным агрохимическим и химическим сырьем и считаются исходным материалом образования горючих сланцев и некоторых типов углей.

Основные факторы оптимальных концентраций: 1) болота озерного происхождения; 2) холмисто-озерный ландшафт с плоскими участками, малые озера с заболоченными или (и) глинистыми берегами; 3) лагуны, сильно отчлененные от моря; 4) иловые впадины; 5) длительность существования этих ландшафтных условий — не меньше тысяч лет; 6) интенсивность планктонообразования. Литологические критерии — признаки осадков, отражающие эти факторы.



Угленосные формации

Это существенно сероцветные фитогенно-терригенные гумидные формации, содержащие угольные пласты и парагенетически с ними связанные поликомпонентные и дисимметричные типы ритмов (циклотем, циклитов, циклов). Им посвящена обширная литература, включая фундаментальные труды П. И. Степанова, Ю. А. Жемчужникова, Г. Ф. Крашенинникова, Г. А. Иванова, А. В. Македонова и других.

Угленосные отложения развиты от девона до неогена включительно, с максимумами в среднем карбоне, перми и среднем мелу. По господствующей общей палеогеографической обстановке осадко- и угле(торфо)-накопления выделяются следующие основные фациальные типы угленосных отложений: 1) паралический, связанный с защищенными (лагунными в широком смысле слова) морскими побережьями; 2) эвгиалический (субпаралический, «бассейновый»), приуроченный к побережьям крупных, обычно весьма мелководных опресненных эпиконтинентальных бассейнов; 3) лимнический, связанный с изолированными внутриконтинентальными (озерными) водоемами; 4) потамический, обычно приуроченный к низовьям речных долин (в том числе долинным озерам).

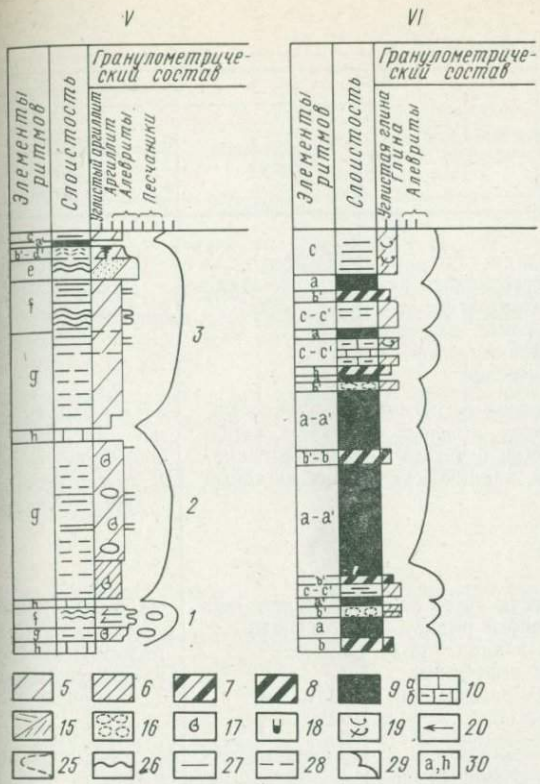


Рис. 13. Типы основных ритмов угленосных формаций.

I—VI — ритмы: *I* — дисимметричный полный лагунный, *II* — асимметричный аллювиальный, *III* — аллювиальный (*1*) и неполный лагунный (*2*) (Тунгусский бассейн), *IV* — асимметричный лагунно-дельтовый, *V* — морской (*1, 2*) и лагунно-морской (*3*) (Донбасс), *VI* — озерный (Новодмитровское месторождение). *1* — брекчия из обломков местных пород; *2* — конгломераты, гравелиты; *3* — пески, песчаники от мелко- до грубозернистых; *4* — алевритовые пески, песчаники; *5* — алевролиты мелко- и крупнозернистые; *6* — аргиллиты; *7* — то же, слабоуглистые; *8* — то же, углистые; *9* — уголь; *10* — известняки (*а*) и мергели (*б*); *11—16* — слоистость: *11* — пологоволнистая, *12* — линзовидная, *13* — горизонтальная, *14* — косая однонаправленная, *15* — косая разнонаправленная, *16* — комковатая текстура; *17—19* — фауна: *17* — морская, *18* — солоновато-водная, *19* — пресноводная (хорошей сохранности и детрит); *20—25* — флора: *20* — остатки хорошей сохранности, *21* — детрит, *22* — стволы, *23* — корневые остатки, *24* — конкреции, *25* — мегаконкреции; *26—29* — контакты: *26* — резкий с размывом, *27* — резкий, *28* — постепенный переход, *29* — кривая основных ритмов; *30* — *a, c, f, g, h* — элементы ритмов, где *f* — морские глинисто-алевритовые отложения с волнистой слоистостью, *g* — то же, с горизонтальной слоистостью, *h* — морские известняки.

Элементарной структурно-вещественной ячейкой формации является основной ритм (цикл первого порядка, элементарная циклотема — рис. 13). По характеру угленосности ритмы делятся на угольные, слабоугленосные и безугольные. Первые имеют дисимметричное строение и состоят не менее чем из 5—6 элементов, каждый из которых представлен определенным набором типов пород. Идеальный (наиболее полный) дисимметричный ритм имеет структурную формулу $abcded_1c_1b_1a_1$, где a и a_1 — пласты угля.

Асимметричные ритмы имеют структурную формулу $e(e^1)d^1c^1b^1a^1(a)$. Асимметрия создается полным или частичным размывом ранее отложившихся элементов. Каждый из перечисленных выше элементов ритмов имеет своих аналогов в современных фациальных профилях торфообразующих ландшафтов. Различаются аллювиальные, аллювиально-озерные, озерные, лагунные, лагунно-дельтовые, лагунно-морские основные ритмы. Наиболее высокой и устойчивой угленосностью характеризуются лагунные (опресненно-лагунные) и озерные ритмы. Основные ритмы в свою очередь являются элементами ритмов более высокого порядка: мезоритмов (ритмов второго порядка), макро-, мега- и магнаритмов и т. д. Угленосные формации в целом представляют собой крупные седиментационные ритмы, от второго до седьмого порядков включи-

ТАБЛИЦА 4

Схема классификации угленосных формаций

Название, определение и индекс типа (примеры)	Место в формационном ряду и генетические типы	Конститутивные признаки		Морфология	Индикативные признаки, характерные конкреции и фауна	Угленосность
		Вещественный состав	Строение: 1) первичное 2) вторичное			
I. Неустойчиво немногочисленно пластовые, полимиктовые, частично вулканогенные (Восточно-Уральский бассейн, нижний карбон)	Средняя часть трансгрессивного ряда; позднеэвгеосинклинальные, островов и котловин, лимнопаралические	Туффито-глинисто-алевритовый	1) неустойчиво-ритмическое; 2) складчатое, надвиги	Прерывисто-островное распространение на площади единицы — десятки квадратных километров, мощность — сотни метров, редко до 2 км	Смешанно-карбонатные конкреции с преобладанием $Fe(Mg)CO_3$, мористо-лагунная и пресноводная фауна	Десятки пластов, рабочих единицы, тонкие и средние, редко большой мощности, неустойчивые. Угли Д—А, метаморфизм региональный и контактовый, обычно зольные
II. Устойчиво многопластовые, полимиктовые (Донецкий, Печорский, Карагандинский, Ленский и другие бассейны)	Середина регрессивного ряда, краевых прогибов, береговых равнин, паралические	Глинисто-песчаный, карбонатно-глинисто-песчаный	1) многопорядково- (до 7 порядков) ритмическое; 2) складчатое, надвиги, сбросы	Крупные и гигантские дисимметричные линзы, площадь их тысячи — сотни тысяч квадратных километров и толщина от единиц до 10—12 км	Смешанно-карбонатные конкреции с преобладанием $Fe(Mg)CO_3$, фауна от пресноводной до морской	Сотни пластов, рабочих десятки, преимущественно тонкие и средней мощности, устойчивые и относительно устойчивые. Угли БЗ—А, региональный метаморфизм с подчиненным контактовым, мало-, средне- и высокозольные
III. Многопластовые, полимиктовые (Южно-Якутский бассейн)	Верхняя часть регрессивного ряда; сильно активизированных платформ, озерных равнин, паралические	Глинисто-песчаный	1) неотчетливая ритмичность (6 порядков); 2) блоковая тектоника, сбросы	Прерывистое залегание на площади сотни — тысячи квадратных километров, мощность — первые километры	Смешанно-карбонатные конкреции с общим преобладанием $FeCO_3$, фауна пресных вод	Многие десятки пластов, рабочих первые десятки, преимущественно средней мощности и мощные, иногда сверхмощные. Угли Г—ОС, преимущественно среднезольные
IV. Немногочисленно пластовые, олигомиктовые (Кизеловский бассейн)	Нижняя часть трансгрессивного ряда; внешних зон миогеосинклиналей, островных равнин, субпаралические	Глинисто-песчаный	1) отчетливая ритмичность трех — четырех порядков; 2) складчатое, надвиги	Прерывистое залегание на площадях в десятки — сотни квадратных километров	Железисто-сульфидные и смешанно-карбонатные (известково-сидеритовые)	Единицы — первые десятки пластов, рабочих единицы, тонкие и средней мощности, также мощные, преимущественно неустойчивые. Угли Д—Ж, средне- и высокозольные
V. Многопластовые, олигомикто-полимиктовые, частично вулканогенные (Минусинский, Улугхемский (?) бассейны)	Верхняя часть регрессивного ряда; парагеосинклиналей, береговых равнин и плоских котловин лимнос субпотамические	Туффито-глинисто-песчаный	1) отчетливо ритмическое пятого порядка; 2) брахискладчатое	Прерывистое залегание на площадях сотни квадратных километров, мощность — сотни метров, первые километры	Смешанно-карбонатные конкреции с преобладанием $FeCO_3$, пресноводная фауна	Многие десятки пластов, рабочих десятки, от тонких до сверхмощных. Угли Д—Г, регионального метаморфизма, мало- и среднезольные
VI. Мощнопластовые, полимиктовые, частично вулканогенные (Челябинский бассейн)	Нижняя половина трансгрессивного ряда; постгеосинклинальных орогенных котловин, лимнические	Туффито-галечно-песчаный	1) отчетливо крупноритмическое; 2) складчатое и брахискладчатое, сбросы	Сплошное распространение на площади сотни квадратных километров, мощность — сотни метров — первые километры	Пресноводная фауна	Единицы — первые десятки пластов, рабочих единицы, редко первые десятки; мощности нередко очень большие, относительно устойчивые и неустойчивые. Бурые, изредка Д—Г, средне- и высокозольные
VII. Малочисленно мощнопластовые, олигомиктовые и полимиктовые (Тургайский бассейн, юрские отложения Кузбасса и Забайкалья)	Средняя часть трансгрессивного ряда; платформенные позднеорогенные, котловинные и долинно-котловинные; лимнические и потамо-лимнические	Галечно-песчано-глинистый	1) отчетливая ритмичность второго порядка; 2) брахискладчатое и пологоволнистое, сбросы	Прерывисто-линзовидное, залегание на площадях в десятки — сотни квадратных километров, мощность — сотни метров	Фауна пресноводная или отсутствует	Единицы — первые десятки пластов, рабочих единицы, первые десятки, нередко мощные и сверхмощные, неустойчивые и относительно устойчивые. Угли бурые, среднезольные

ПРОДОЛЖЕНИЕ ТАБЛ. 4

Название, определение и индекс типа (примеры)	Место в формационном ряду и генетические типы	Конститутивные признаки		Индикативные признаки, характерные конкреции и фауна	Угленосность
		Вещественный состав	Строение 1) первичное 2) вторичное	Морфология	
VIII. Немногочисленно пластовые, полимиктовые (Тунгусский бассейн)	Верхняя часть регрессивного ряда; активизированных древних платформ, континентальных и прибрежных равнин, субпаралические	Туффито-песчано-глинистый, глинисто-песчаный	1) отчетливая ритмичность 4—5 порядка; 2) пологоволнистое залегание, блоковое строение	Сплошное распространение на площади сотни тысяч квадратных километров, мощность — сотни метров, изредка более 1 км	Конкреции смешанно-карбонатные с общим преобладанием $FeCO_3$, фауна солоновато- и пресноводная	Единицы — десятки пластов, рабочих единицы, реже первые десятки, от тонких до сверхмощных, относительно устойчивые и неустойчивые. Угли Б—А (графит), термального и контактового типов метаморфизма, мало-среднезольные
IX. Немногочисленно мощнопластовые, олигомикто-полимиктовые (Канско-Ачинский бассейн)	Нижняя часть трансгрессивного ряда; слабо активизированных платформ, озерных равнин и плоских котловин, лимнические	Глинисто-песчаный	1) ритмичность 5 порядков; 2) пологоволнистое залегание	Прерывистое распространение на площади тысячи — десятки тысяч квадратных километров, мощность — сотни метров, редко более 1 км	Кремнистые и смешанно-карбонатные конкреции, пресноводная фауна	Единицы — десятки пластов, рабочих единицы, первые десятки, преимущественно мощные и сверхмощные, неустойчивые и относительно устойчивые. Угли бурые, изредка Д—Г
X. Малопластовые, каолинит-кварцевые (Подмосковный и Днепровский бассейны)	Основание трансгрессивного ряда; устойчивых древних платформ, береговых и внутриконтинентальных равнин потамо-лимно-паралические	Глинисто-песчаный	1) ритмичность 1—2 порядков; 2) пологоволнистое и субгоризонтальное залегание	Прерывистое распространение на площадях от первых до тысяч квадратных километров, мощность — десятки метров	Железисто-сульфидные кремнистые, малосмешанно-карбонатные конкреции	Единицы пластов, рабочих 1—3, от тонких до мощных, изредка сверхмощные, преимущественно неустойчивые. Угли $Б_1$—$Б_2$, средне- и высокозольные
XI. Малопластовые, каолинит-кварцевые (Жиланчикский бассейн, Пасековское месторождение Днепробасса)	Верхняя часть регрессивного ряда; вторичных синеклиз и эрозионных впадин, лимнические и лимнопотамические	Глинисто-песчаный	1) неотчетливо ритмическое 1—2 порядков; 2) горизонтальное залегание	Прерывистое залегание на площадях первые десятки квадратных километров, мощность — десятки метров	Железисто-сульфидные, во-железистые конкреции, иногда сульфиды, фосфаты железа, фауна пресноводная или отсутствует	Единицы пластов, рабочих 1—2, от тонких до мощных и сверхмощных, неустойчивые. Угли бурые, высокозольные
XII. Мощномалопластовые, олигомиктовые (Новодмитровское, Бантышевское месторождения)	Верхняя половина регрессивного ряда; атектонических и приразломных впадин, лимнические	Кремнисто-глинистый, известково-кремнисто-глинистый	1) неотчетливо ритмические; 2) горизонтальное и мульдообразное	Изолированные линзы во впадинах площадью первые квадратные километры — первые десятки квадратных километров, мощность — десятки — сотни метров	Железисто-сульфидные конкреции, наземная, пресноводная, и солоновато-водная фауна	Единицы пластов, рабочих единицы, преимущественно мощные и сверхмощные, неустойчивые и относительно устойчивые. Угли бурые, мало-, средне- и высокозольные

тельно, и в большинстве своем характеризуются трех- или пятичленным строением.

В табл. 4 предложен опыт уточненной классификации угленосных формаций по системе признаков и генетических факторов, принятой в разделе I.

Угольные пласты, характерные для типов III и IV, и в небольшом количестве типа II имеют иногда ценные примеси и спутники, достигающие местами рудного значения — германий, сульфиды и карбонаты железа и других металлов, свободный глинозем, изредка молибден и др. [Юдович Э. Я., Клер В. Р. и др., 1980 г.].

Наиболее высокие концентрации германия и некоторых других элементов, по-видимому, связаны с озерно- или лагунно-котловинными, иногда также долинно-котловинными парагенезами формаций типа VI и VII, залегающими вблизи от обогащенных соответствующими компонентами формаций хинтерланда. За пределами угольных пластов, но в парагенезисе с ними, формациям типов VII, X, XI характерны иногда промышленные залежи каолинитовых глин, кварцевых песчаников, реже также бокситов (на «периферии» угленосных формаций), лептохлорит-сидеритовых руд (по В. В. Лаврову).

Горючие сланцы

Горючие сланцы — глинистые, кремнисто-глинистые и известняково-мергелистые породы с сапропелевым органическим веществом в количестве более 15 %. Они образуются в бассейнах со спокойными, часто хорошо аэрированными водами, с восстановительным или переменным окислительно-восстановительным режимом донных илов, в морских, лагунных, озерных обстановках, в условиях семигумидного и (реже) гумидного климата, более или менее стабильного тектонического режима, малого приноса терригенного материала. В СССР основная масса горючих сланцев образовалась в мелководных морских условиях (Прибалтийский, Волжский, Оленекский, Карпатский и другие бассейны) — в иловых впадинах (доманиковый тип) или в своеобразных шельфовых бассейнах, близких к иловым впадинам (прибалтийский тип); в опресненных лагунах или остаточных озерах (Барзасское, Кендерлыкское, Болтышское, Припятское и Новодмитровское месторождения), реже в собственно озерах (Забайкалье). За рубежом крупнейшее месторождение связано с озерной формацией Грин-Ривер в США.

Формационная типизация сланценосных отложений в настоящее время разработана только в общих чертах. Выделяются платформенные и миогеосинклинальные формации. Первые характеризуются широким площадным распространением, малой мощностью, небольшим числом пластов горючих сланцев в разрезе, выдержанностью их по мощности и качественным показателям. [Примеры: верхнеюрская, девонская (доманиковая), ордовикская формации]. По составу вмещающих пород выделяются карбонатные, терригенные и терригенно-карбонатные формации. Характерной особенностью строения среднеордовикской карбонатной и верхнеюрской терригенной формаций является правильная ритмичность чередования пород: сланец — известняк в Прибалтийском бассейне и сланец—мергелистая глина в Волжско-Печорской провинции. К платформенному типу относятся и небольшие площади сланценосных отложений в тектонических прогибах типа кальдер на Украинском щите (Болтышское месторождение) и прогибах проседания соляных куполов (Новодмитровское месторождение).

Геосинклинальные формации (Закарпатье и некоторые районы Кавказа) отличаются сложным строением, большой мощностью и многочисленными пластами горючих сланцев различной и непостоянной мощности.

Горючие сланцы встречаются в фанерозое, начиная с кембрия, и только в трансгрессивных фазах циклов, образуют три максимума сланценакопления. К первому приурочены кембрийские сланцы Сибири, ордовикские северо-запада Восточно-Европейской платформы, девонские на востоке Восточно-Европейской платформы; ко второму — верхнеюрские сланцы Западной Сибири и восточной части Восточно-Европейской платформы; к третьему — горючие сланцы верхнего эоцена—олигоцена и неогена (менилитовые сланцы Карпат, Кавказа, Средней Азии, сланцы Грин-Ривер

в Северной Америке). Зола сланцев некоторых месторождений содержит примеси V, Be, Mo, Y, Zr, Re.

Основные контролирующие факторы определяются указанными тектоническими и геоморфологическими условиями. Конкретные критерии еще недостаточно изучены. По-видимому, в их числе правильная мелкая ритмичность с участием карбонатных и (или) глинистых пород, обогащенных дисперсной органикой, иногда также торфов; в ряде случаев — известковистые конкреции, микроконкреции сульфидов железа.

ФАКТОРЫ И КРИТЕРИИ РУДОНОСНОСТИ ТЕРРИГЕННЫХ ГУМИДНЫХ ФОРМАЦИЙ

По масштабам проявления их можно условно разделить на три группы: 1) общие или глобальные, 2) региональные и 3) локальные. Глобальные факторы — это в основном климатические и стратиграфические, использующиеся для самой общей ориентации поисковых работ, для выбора перспективных регионов и стратиграфических интервалов. Поэтому палеоклиматические карты В. М. Синицына или А. А. Борисова с контурами климатических зон для разных эпох фанерозоя СССР уже могут служить общей предпосылкой выбора районов и стратиграфических интервалов возможного развития рудоносных гумидных формаций. Так, например, на названных картах к востоку от Урала в мезозое не выделяется зон и эпох, соответствующих тропическому или субтропическому климату. Поэтому здесь не следует ожидать аналогов Чиатурского или Южно-Украинского бассейнов, а также заметных залежей бокситов латеритного типа этого возраста.

Региональные факторы и критерии применимы при обзорных и мелкомасштабных исследованиях. К факторам этого ранга предлагается отнести:

— регионально-стратиграфические — время формирования рудоносных формаций;

— тектонические — а) стадии геотектонических циклов, ко времени проявления которых приурочено формирование рудоносных формаций, б) крупные типы тектонических структур (молодые или древние платформы, срединные массивы, передовые прогибы и т. д.);

— палеогеографические — а) климатический тип или подтип литогенеза (гумидный, семигумидный, семиаридный и их подразделения), б) самые общие геоморфологические обстановки (континентальные, морские, переходные паралические).

Основным критерием рудоносности, отвечающим перечисленным факторам, будет установление класса или даже семейства формаций с определенным набором признаков, в том числе и полезных ископаемых.

Локальные факторы и критерии применяются при средне-крупномасштабных исследованиях. Среди факторов здесь выделяются:

— стратиграфические — возраст рудоносной толщи или пачки;

— тектонические — а) режим тектонических движений более мелкого, чем стадии, порядка (трансгрессия или регрессия и их характер — замедленная, прерывистая и т. д.), б) структурное положение — синеклизы, антеклизы, щиты, койлогенные области и т. д.;

— палеогеографические — а) степень и характер гумидности (тропический, субтропический или умеренный, характер распределения осадков и температур), б) тип рельефа, в) более конкретные фациально-геоморфологические обстановки (озерные, лагунные, прибрежно-морские и т. д.), г) районы питающих провинций и характер субстрата.

При этом, пользуясь признаками, приведенными в разделе II.1, устанавливаются подсемейства и типы формаций с более детальной характеристикой возраста и особенностей, связанных с конкретными формационными рядами данного региона. Так, например, для Подмосковной синеклизы находки отложений бобриковского и тульского горизонтов позволяют прогнозировать с учетом зональности платформ в разных районах синеклизы поиски бокситов, железных руд и углей. На детальном уровне исследований стратиграфический фактор одновременно будет и геохронологическим критерием, поскольку в формациях района средне- или крупномасштабной съемки рудоносные горизонты приурочены к строго определенным временным интервалам. Тектоническими критериями локального порядка будут типы разрезов изучаемых отложений (трансгрессивный или регрессивный), наличие и характер перерывов в осадконакоплении, закономерная повторяемость пачек слоев разного порядка в разрезе (циклы и ритмы), мощности отложений и закономерности изменения этих параметров по площади. Палеогеографическими критериями того же ранга являются особенности вещества (в том числе и геохимические) осадков и рудных накоплений на уровне минералов, пород и их парагенетических ассоциаций, структурно-текстурные характеристики, состав и характер био- и танатоценозов, конкреционных комплексов, а также морфология формаций и рудных тел.

На основании проведенных исследований выявлены комплексы благоприятных для рудоносности факторов и соответствующие им критерии поисков и оценки различных групп полезных ископаемых.

Железо. Региональные факторы: 1) формации верхнего девона—перми, юры—верхнего мела, палеогена—неогена; 2а) трансгрессивная, в меньшей степени инундационная стадия альпийского и герцинского циклов для морских и регрессивная стадия альпийского цикла для континентальных месторождений; 2б) молодые платформы (на древних также имеются скопления руд, но меньшего объема и преимущественно в палеозое и нижнем мезозое); 3а) гумидный тип литогенеза; 3б) морские и паралические обстановки, в континентальных условиях — коры выветривания и редко аллювиальные фации.

Критерии: комплексы признаков (парагенетические и генетические) семейств II—V (табл. 1).

Локальные факторы: 1) визейский ярус (C_1), оленекский ярус (T_1, J_3), турон (K_2) и миоцен (N_1), остаточные месторождения кор выветривания — К—Р; 2а) режим замедленных трансгрессий (Аятский, Западно-Сибирский бассейны), реже регрессивные фазы (Керченская группа), в дорудную эпоху — режим замедленных тектонических движений с преобладанием поднятий и достаточно длительными континентальными условиями на значительных территориях, прилегающих к морскому бассейну, в пострудное время — трансгрессивный режим (особенно сразу же за эпохой рудонакопления), когда накапливаются отложения, предохраняющие рудоносные осадки от последующих размывов; 2б) склоны синеклиз и антеклиз, области койлогенного развития (северо-восток Восточно-Европейской платформы), для прибрежно-морских и паралических руд — также структурные понижения (ловушки), отделяющие области питающих провинций от зон рудонакопления; 3а) в дорудную и рудоносную эпохи — климат типа современного субтропического с сезонным распределением осадков и достаточно высокими (18—25 °С) среднегодовыми температурами; 3б) значительная планация рельефа (выраженная на суше еще в дорудное время); 3в) прибрежные части морских (краевых и внутренних) бассейнов, отчлененных от открытых участков моря островными или подводными грядами или дугами этих же форм, болотный ландшафт прилегающих низменностей, для континентальных руд — озерно-болотные и русловые фации; 3г) питающие провинции — коры выветривания латеритного профиля, местами заболоченные, на обогащенных железом основных изверженных и метаморфических породах, присутствие более древнего железонакопления разного генезиса с выведением на поверхность и размывом железных руд в прогнозируемую эпоху.

Критерии: комплексы признаков подсемейств формаций Iв—Vв, перечисленные в табл. 1. Особенно следует подчеркнуть меньшую мощность рудоносных отложений по сравнению с одновозрастными безрудными осадками, высокую степень «зрелости» вмещающих песчаных и преимущественно каолинитовый состав глинистых морских осадков. Рудные накопления следует искать в окраинных зонах развития формаций (в плане) и в нижних частях их разрезов. Наиболее благоприятные для железонакопления обстановки морского мелководья фиксируются следующими признаками отложений: сочетание косослоистых текстур потокового и волноприбойного типов, знаки ряби, трещины усыхания, борозды размыва, следы струй течения, капель дождя и др., биоценозы крупных моллюсков и других органических остатков (особенно благоприятны баровые отмели). Среди прочих благоприятных литологических критериев следует отметить и преимущественно тонкозернистый состав хорошо сортированных вмещающих руду осадков, присутствие глауконита, оолитовые структуры руд, особенно мелко- и микроолитовые разности коричневого или черного цвета с отполированной поверхностью и правильной округлой формой, гётит-гидрогётитовый и шамозит-гидрогётитовый состав оолитов, бли-

зость обогащенных железом кор выветривания или железосодержащих изверженных пород области сноса.

Марганец. Региональные факторы: 1) формации перми и главным образом палеогена; 2а) регрессивные стадии герцинского и особенно альпийского циклов; 2б) древние платформы и срединные массивы; 3а) преимущественно гумидные обстановки; 3б) паралические и прибрежно-морские фации.

Критерии: комплексы признаков семейства IV с элементами перехода к семейству V.

Локальные факторы: 1) граница мела и палеогена, но особенно олигоцен; 2а) режим медленных, нередко прерывистых опусканий; 2б) склоны антеклиз и щитов; 3а) климатические обстановки, что и для железонакопления; 3б) выположенный рельеф (но возможно накопление и в начальную щелочную стадию корообразования, когда планация еще не достигла высокой степени); 3в) несколько более мористые, чем у железа, районы мелководья, но также отчлененные от открытого моря островными грядами, болотные ландшафты на этих островах и прибрежных низменностях с дренирующими болота многочисленными, но короткими водотоками; 3г) коры выветривания на древних метаморфических (основного ряда) породах с повышенными содержаниями марганца, но могут быть и на более молодых (тоже основных) вулканогенных породах и реже на гранитах. Наиболее благоприятными факторами являются наличие кор выветривания при длительных (продолжительностью до нескольких периодов) стратиграфических перерывах и со стабильными гумидными обстановками; несколько более ранние вулканические проявления, удаленные от областей марганценакопления.

Критерии: комплексы признаков подсемейств формаций IVг и их типовых разновидностей. Особенно нужно подчеркнуть: 1) высокую «зрелость» вмещающих марганцевые руды палеогеновых осадков в платформенных регионах (в срединных массивах этого не наблюдается); 2) присутствие в составе глинистого вещества кроме каолинита монтмориллонита, гидрослюды и реже бейделлита; 3) преобладание окисных соединений марганца; 4) сокращенные мощности и относительную тонкозернистость вмещающих руду осадков; 5) косослоистые текстуры осадков. Оолитовые структуры руд (как и общие признаки мелководья) встречаются реже, чем у железорудных осадков. Благоприятным критерием являются прямые или косвенные признаки дополнительного привноса в нормально-осадочный бассейн марганца гидротермами.

Наиболее крупные залежи руд марганца (как и железа) приурочены к низам рудоносных формаций, к их периферическим зонам, но по отношению к зоне железонакопления они расположены на некотором удалении от границы выклинивания формации.

Руды железа и марганца иногда образуют комплексные месторождения. В современную геологическую эпоху в талассократонах они содержат наибольшие запасы марганца. При этом с ним ассоциируют ценные примеси Ni, Co, Cu, Pb, V и других металлов.

Основным критерием для поисков месторождений с резким преобладанием марганца над железом являются признаки фаций с более высокими значениями pH и Eh по сравнению с железорудными фациями, и, кроме того, в ряде случаев признаки приноса марганца гидротермами и (или) деятельности особых групп бактерий или осаждающих марганец других организмов (например, раковин некоторых пелеципод).

Промышленные торфяники. Факторы: ландшафтно-климатические зоны средних широт; благоприятные для длительного заболачивания формы рельефа и плохой дренаж; зоны медленного прогибания субстрата со скоростью, сопоставимой с ростом торфяника; устойчивость процесса во времени. Подходящий тип рельефа — обширные плоские поверхности (низменные побережья мелководных бассейнов, с барьерными фациями, площади осушившихся крупных лагун, озер, зандровых равнин).

Критерии: 1) прибрежные районы крупных голоценовых бассейнов и приледниковые равнины, слабо дренируемые, районы развития донной морены последнего оледенения; 2) пологие песчаные валы (или гривы), окаймляющие плоские широкие низины; 3) резкое увеличение железистых новообразований на склонах и у подножий валов по сравнению с соседними почвами.

Промышленные залежи сапропеля. Факторы: нижнеголоценовые и современные отложения; структурные и эрозионные понижения в платформенном рельефе, мелкие залежи — во вторых надпойменных террасах, неглубоких впадинах и ложбинах; средняя полоса умеренно гумидного климата, холмисто-моренные ландшафты, иловые впадины на шельфе, низинные торфяники, непроточные озера и опресненные морские лагуны; восстановительная среда. Наиболее продуктивны площади последнего оледенения, особенно районы раннеголоценовых бассейнов.

Критерии: ассоциации с низинными торфяниками, тонким илистым веществом, незначительное содержание терригенного материала; присутствие фосфатов железа, кремнезема, мергеля, извести, сидерита, линз и прослоев торфа; темные окраски.

Угли. Факторы те же, что и для торфоносных формаций, но с условиями захоронения торфяников: 1) формации нижнего карбона (особенно визе), среднего—верхнего карбона, перми (особенно средней перми, а верхняя пермь чаще всего начиная с кунгура), верхнего триаса, нижней — средней юры, нижнего палеогена и нижнего неогена; 2) эпикаледонские и эпигерцинские платформы с длительными фазами медленного прогибания; 3) частые мелкие эпейрогенические колебания; 4) влажный и теплый климат; 5) ассоциации с лагунным побережьем — морским или озерным, с широкими устойчивыми баровыми полосами, особенно ассоциации с крупными опресненными озерными лагунами, вытянутыми субпараллельно побережью (рис. 2), повышенное содержание CO_2 в атмосфере (в частности, после или во время эпох интенсивного вулканизма).

Критерии: комплексные формационные признаки угленосных подсемейств формаций зон III и IV (см. выше и ниже).

Пески и песчаники. Факторы: 1) максимумы гумидного корообразования — ордовик, юра, палеоген, четвертичный период; 2) древние платформы, эмерсивные стадии тектонических циклов; 3) влажный теплый климат, широкое развитие пенепленов и кор выветривания по кислым и песчаным породам, континентальные и прибрежно-морские обстановки (озерные, лагунные, флювиогляциальные фации), активная эоловая деятельность.

Критерии: комплексы признаков семейств формаций II—IV зон (табл. 1). Характерны высокое (более 90 %) содержание кварца, светлая окраска, хорошая окатанность и сортировка, для эоловых песков — матовые поверхности зерен.

Каолины. Факторы: 1) эпохи образования, что и для углей; 2а) регрессивные и эмерсивные стадии тектонических циклов и эпохи замедленных трансгрессий; 2б) древние щиты и платформы; 3) влажный и жаркий климат приподнятых равнин, изрезанных оврагами и балками, с корами выветривания на кислых породах.

Критерии: комплексы признаков семейств формаций I—III; присутствие белых и (или) ожелезненных кварцевых песков и песчаников, линз железа или пластов углей (особенно бурых), остатков растений жаркого и влажного климата, скоплений обломков выветрелых кислых пород; отсутствие полимиктовых пород; регрессивное строение разрезов формационных парагенезов; признаки перерыва седиментации; присутствие почвенных профилей с низкими значениями pH.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ И ОЦЕНКИ РУДОНОСНОСТИ ТЕРРИГЕННЫХ ГУМИДНЫХ ФОРМАЦИЙ

Методике исследования и фациальному анализу терригенных формаций посвящена многочисленная литература. В то же время специфике изучения именно рудоносных формаций уделялось еще недостаточно внимания.

Рассмотренные выше факторы и критерии рудоносности гумидных формаций определяют и необходимый методический подход для типизации и оценки их рудоносности. Для этого необходимо установить: 1) время формирования отложений; 2) структурно-тектонические условия осадконакопления (а — стадии тектонических циклов и характер движений более мелких порядков, б — структурную приуроченность); 3) палеогеографическую обстановку седиментогенеза (а — фациальные ряды отложений, б — климат и палеосоленость, в — рельеф областей питающих провинций, путей транспортировки терригенного материала и районов осадконакопления, г — возможные источники сноса и состав субстрата). Сравнение полученных при исследовании конкретных формаций пере-

численных параметров с рассмотренными выше благоприятными факторами рудонакопления и будет основой выявления их типа или подтипа и соответственной оценки возможной рудоносности.

На основании всей совокупности признаков отложений можно отнести их к тому или иному классу, семейству, типу формаций и, пользуясь предложенной классификацией, оценить возможную рудоносность. Устанавливаются также латеральные и вертикальные ряды формаций, а на этой основе — закономерности зонального и стадийного распределения полезных ископаемых, обобщенно показанных для платформенных территорий на рис. 1 и 2.

Важным моментом исследования является установление эпох длительных перерывов в осадконакоплении, совпадающих во времени с преимущественно гумидными обстановками, когда могут формироваться мощные коры выветривания. С остаточными или же переотложенными их продуктами связаны практически все рудные и нерудные (за исключением горючих) полезные ископаемые, парагенетические терригенным гумидным осадкам.

Рассмотренные виды исследований, объединяемые комплексной литолого-фациальной методикой, должны сопровождаться детальной документацией на всех этапах работы, зарисовками частей разрезов, обнажений, фациальных переходов осадков, фотографиями, детальными литолого-стратиграфическими колонками. При обобщении серии разрезов составляются схемы возможно более детальной корреляции с учетом закономерной смены выявленных фациальных условий и, следовательно, их состава и структурно-текстурных особенностей. Важную роль при этом играет корреляция выделенных циклов и ритмов разного порядка. На основании этих материалов и с учетом всех ранее полученных данных составляются серии литолого-фациальных, палеогеографических, палеотектонических и прогнозно-металлогенических карт и схем, которые являются базой прогноза на различные полезные ископаемые. Особое внимание при построении карт следует обращать на возможно более точное оконтуривание зоны, переходной от континента к морскому бассейну. Именно здесь в паралических, лагунных и прибрежно-морских обстановках формируются основные рудные накопления гумидных формаций.

Таким образом, восстановление палеотектонических и палеогеографических обстановок, особенно для синхронных корообразованию и непосредственно следующих за ними эпох, а также изучение закономерностей смены фациальных и формационных комплексов в латеральных рядах и в разрезах — таков методологический путь научного прогноза рудоносных терригенных формаций. Оценка же предполагаемого оруденения дается по степени их сходства с выделенными рудоносными типами.

III. КРАСНОЦВЕТНЫЕ (ПЕСТРОЦВЕТНЫЕ) ФОРМАЦИИ АРИДНЫХ ОБЛАСТЕЙ

ТИПЫ КРАСНОЦВЕТНЫХ (ПЕСТРОЦВЕТНЫХ) ФОРМАЦИЙ

Часто красноцветные формации вообще не подразделяются на типы. А. Л. Яншин предложил различать красноцветные формации карбонатные (аридные) и бескарбонатные (гумидные). В. М. Синицын [1967 г.] в формации карбонатных красноцветов выделил два варианта: а) экстракарбонатный тип красноцветов с особенно большим содержанием извести и повсеместной гипсоносностью; б) малокарбонатные красноцветы умеренно аридного типа.

А. В. Сочава на примере красноцветов мела Средней Азии наметил [1968 г.] типы формаций карбонатных и слабокарбонатных красноцветов и экстракарбонатных, карбонатных и бескарбонатных пестроцветов. А. И. Анатольева [2] среди гумидных бескарбонатных красноцветных формаций различает бокситоносные, угленосные и гематитовые, а среди аридных красноцветных формаций — меденосные и эвапоритовые.

В целом все эти классификации не могут считаться полностью удовлетворительными. Лишь самое общее деление красноцветных формаций на карбонатные и бескарбонатные достаточно обоснованно. Дальнейшая детализация карбонатности обломочных пород красноцветных толщ практически ничего не дает для выделения типов формаций, так как не отражает наиболее существенные особенности их парагенезов. А. И. Анатольева подменяет выделение типов формаций характеристикой их рудоносности, не учитывая при этом, что некоторые формации, отнесенные ею к эвапоритовым, меденосны (верхоленская свита Иркутского амфитеатра, уфимские отложения Приуралья и др.), а меденосные формации могут быть и железоносны. К тому же не все красноцветные формации аридного типа меденосные или эвапоритовые.

Поэтому правильнее последовательно применить к выделению типов красноцветных, как и прочих осадочных формаций, парагенетический принцип, предложенный Н. С. Шатским. По парагенетическому принципу выделяется ряд типов красно- и пестроцветных формаций: молассоидная (частью), красноцветная алеврито-песчаная, пестроцветные известняково-мергельно-песчаная, известняково-алеврито-песчаная, карбонатно-терригенно-туффитовая, красноцветная глинисто-песчаная, пестроцветная известняково-глинисто-песчаная. Они относятся к орогенным и (два последних ти-

па) к платформенным формациям, накапливались в семиаридных и аридных обстановках.

Красно- и пестроцветы есть и в некоторых других типах формаций (флишевых, флишоидных, молассовых, молассоидных), но для этих формаций они менее характерны.

Группа красноцветных формаций, таким образом, является подразделением искусственной классификации и охватывает формации, относящиеся к разным группам и подгруппам общей классификации осадочных формаций.

Молассоидная формация (выделена в 1952 г. Л. Б. Рухиным), слагается мелко- и крупногалечными, отчасти и валунными конгломератами из обломков пород близлежащих областей палеоподнятий, а также песчаниками, гравелитами и паттумами плохо сортированными, преимущественно минерально-литическими и аркозовыми (рис. 14). Характерны грубая ритмичность, внутренние размывы, косая слоистость. Это — отложения конусов выноса и рек предгорий.

В отличие от молассовых молассоидные формации часто образуют тела грубо симметричного строения, представлены континентальными фациями, не переходят по латерали в глинистые и мергельные толщи. Мощности от нескольких сотен до нескольких тысяч метров. Накапливались в межгорных впадинах эпигеосинклинальных орогенных областей и во внутренних впадинах областей активизации.

Кроме красноцветных полимиктовых и пестроцветных аркозовых молассоидных формаций выделяются также сероцветные полимиктовые, угленосные и соленосные, здесь не охарактеризованные.

В формационных рядах молассоидные формации обычно начинают малые ряды, по латерали замещаются красноцветными алеврито-песчаными и другими формациями, перекрываются красноцветными алеврито-песчаными, известняковыми (салаирского типа), кремнисто-известняково-доломитовыми и другими формациями.

Примером красноцветной молассоидной формации может служить медвежьинская формация перми Передового хребта Кавказа [66]. Мощность медвежьинской формации до 2500 м, в разрезе ее выделяют кинырчадскую (внизу) и гималдыкскую свиты сходного состава. Главными членами формации являются красноцветные конгломераты галечные и валунные, паттумы и средне-крупнозернистые песчаники, второстепенными — горизонтально-слоистые алевролиты и мелкозернистые песчаники, гравелиты и вулканогенные породы.

Хорошим примером является также среднедевонская пестроцветная аркозовая молассоидная карымовская формация Рыбинской и Кемчугской впадин Саяно-Алтайской области. Наиболее полный разрез формации (мощностью до 1500 м) описан Э. Н. Яновым по профилю колонковых скважин у дер. Карымово (снизу вверх): 1) алевролиты красновато-коричневые, тонкоплитчатые и мелкозернистые песчаники, чередующиеся с пластами и пачками (0,6—8,5 м) средне-крупнозернистых аркозовых песчаников (220 м); 2) песчаники средне-крупнозернистые и гравелиты аркозовые розовато-серые и розовые с прослоями (0,1—4,8 м) коричневого и зеленого алевролита (300 м); 3) конгломераты мелко-среднегалечные, гравелиты и средне-крупнозернистые аркозовые песчаники (до 580 м); 4) переслаивание алевролитов коричневых неслоистых и волнисто-

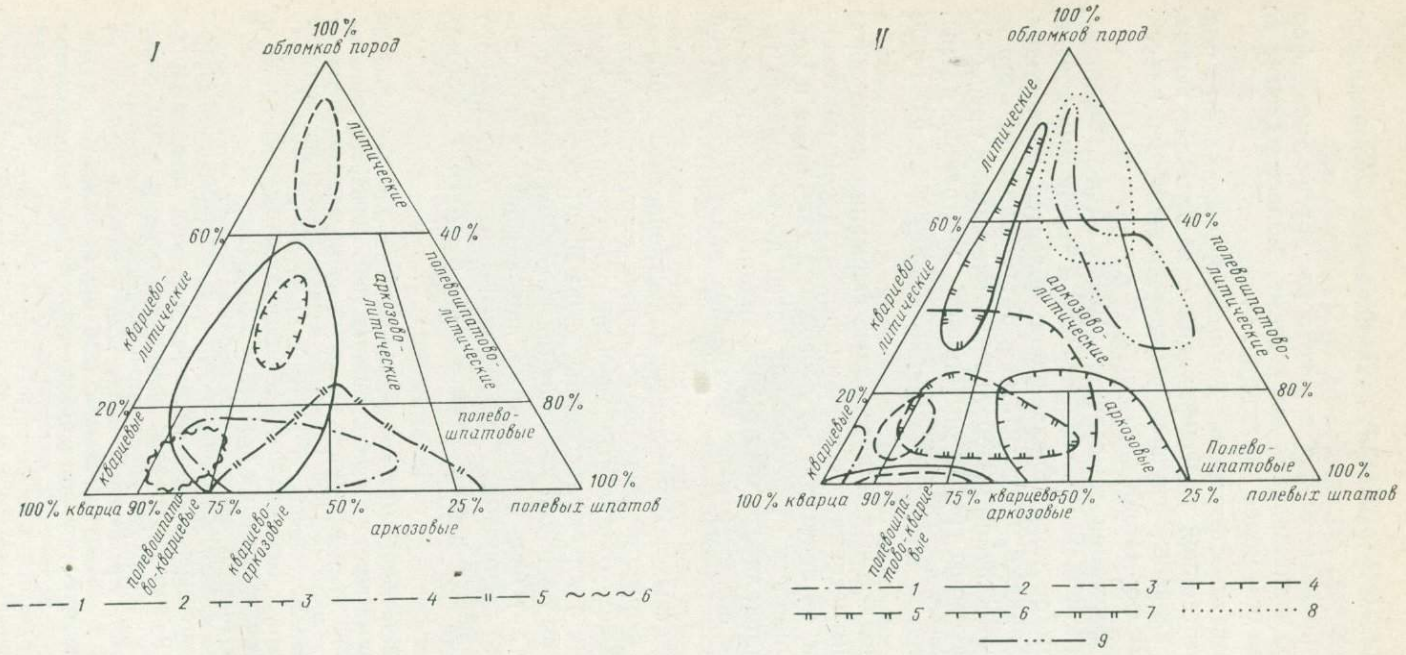
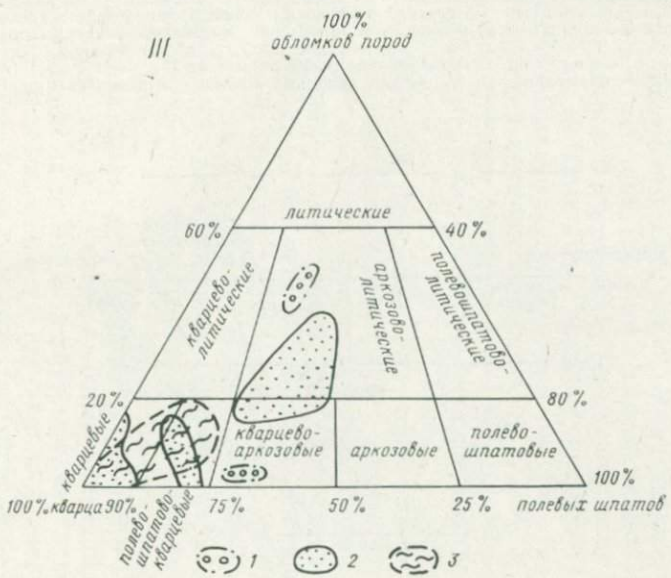
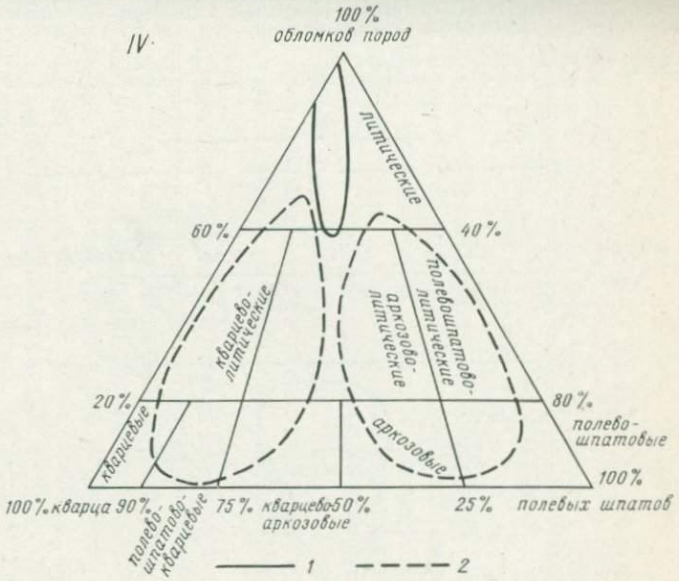


Рис. 14. Диаграммы состава обломочных пород красноцветных (пестроцветных) формаций.

I. Молассоидные формации. *1—4* — медвежьинская формация перми Передового хребта Кавказа: *1* — вулканомиктовые песчаники гималдыкской свиты, р. Теберда, *2* — фиолетовые средне-крупнозернистые песчаники, гравелиты и паттумы кинырчадской и гималдыкской свит, *3* — песчаники нейтральной окраски гималдыкской свиты, *4* — мелкозернистые песчаники и алевролиты; *5—6* — карымовская формация девона Рыбинской и Кемчугской впадин: *5* — средне-крупнозернистые песчаники и гравелиты, *6* — мелкозернистые песчаники.

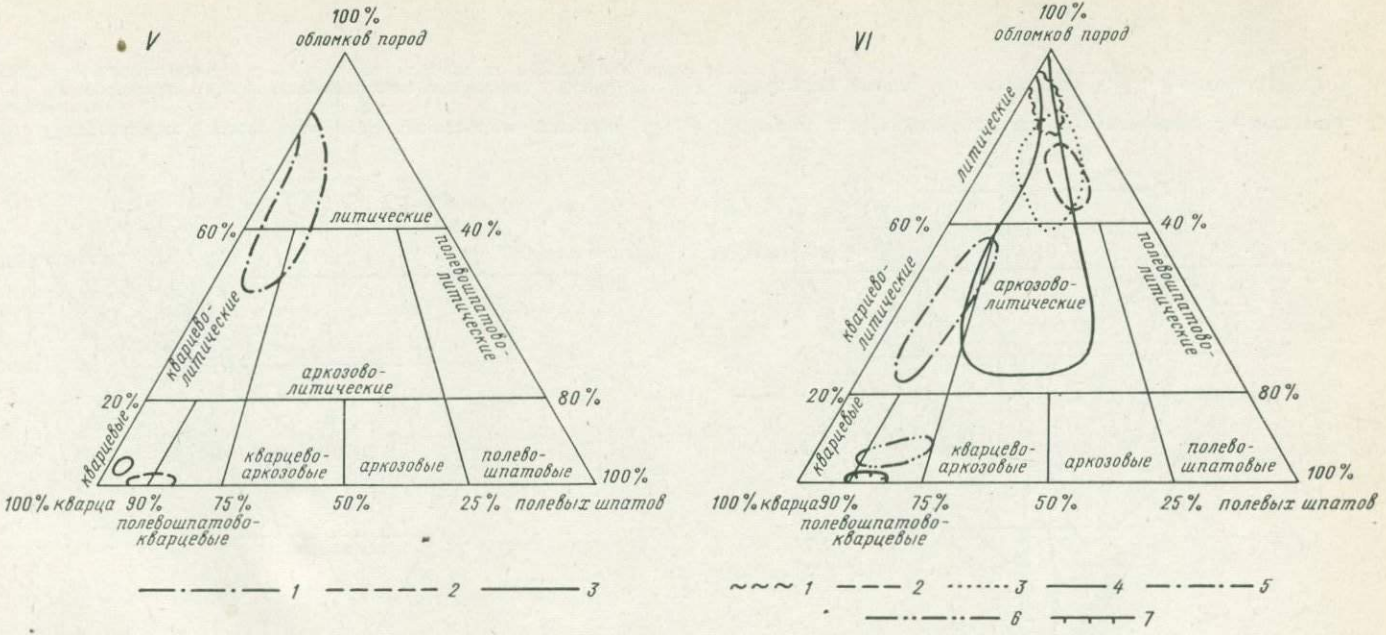
II. Красноцветные алеврито-песчаные формации. *1—3* — кунгусская формация (D_3) Рыбинской впадины: *1* — неслоистые алевролиты, *2* — слоистые алевролиты, красноцветные мелкозернистые песчаники, *3* — некрасноцветные песчаники; *4—5* — аксаутская формация (P_1) Передового хребта Кавказа: *4* — красноцветные песчаники и алевролиты, *5* — некрасноцветные песчаники; *6—7* — толочковская формация (D_2) Минусинских впадин: *6* — красноцветные песчаники и алевролиты, *7* — вулканомиктовые песчаники, дер. Илеморово; *8—9* — джезказганская формация (C_{2-3}) Казахстана (по И. П. Дружинину [1973 г.]): *8* — джезказганская свита, *9* — жиделисайская свита.





III. Пестроцветные известняково-мергельно-песчаные формации (D_{2-3}) Рыбинской и Кемчугской впадин. *1* — гравелиты; *2* — песчаники; *3* — алевролиты.

IV. Пестроцветная карбонатно-терригенно-туффитовая формация (C_1) Минусинских впадин (по материалам Г. Н. Бровкова [1967 г.]). *1* — грубообломочные породы; *2* — мелко-среднезернистые песчаники и алевролиты.



V. Красноцветные глинисто-песчаные формации. *1* — песчаники нижнего триаса северо-востока Восточно-Европейской платформы (по Г. И. Блому [1972 г.]); *2* — песчаники среднего—верхнего девона Главного поля (по В. М. Куршсу [1975 г.]); *3* — песчаники чуньского яруса (O_1) района г. Братска (по В. С. Рабиханукаевой).

VI. Казанско-татарская пестроцветная известняково-глинисто-песчаная формация востока Восточно-Европейской платформы. *1—7* — песчаники: *1* — временных потоков Вязовского оврага, *2* — лагунные Вязовского оврага, *3* — дельтовые Вязовского оврага, *4* — татарского яруса Оренбургского Приуралья, *5* — русловые, *6* — озерные донные северодвинско-вятские, *7* — эоловые уржумского горизонта. *1—3* — по Л. Н. Ботвинкиной и др., *4* — по А. Г. Косовской и Т. Н. Соколовой, *5—7* — по В. И. Игнатьеву [1966 г.].

слоистых, средне-крупнозернистых аркозовых песчаников и мелкогалечных конгломератов (до 400 м).

К западу и к востоку мощность формации сокращается до первых сотен метров. На востоке впадины в бассейне р. Кан развита особая «пеновская градация» карымовской формации: коричневато-красные тонкоплитчатые алевролиты (до 3/4 мощности) с прослоями (0,2—3 м) песчаников аркозовых мелко-среднезернистых, розовых, розовато- и зеленовато-серых, горизонтально- и косослоистых, иногда со следами оползания.

Красноцветная алеврито-песчаная формация (описана Э. Н. Яновым [65], ранее Н. С. Шатский различал внутригорные образования «красных песчаников») слагается коричневато-красными и красновато-фиолетовыми мелко-среднезернистыми песчаниками и алевролитами, часто с известковистыми «журавчиками», второстепенные члены парагенеза — аргиллиты и мергели массивные, узловатые и «икряные», иногда гравелиты и паттумы. Формационные тела четковидные и линзовидные мощностью от сотен метров до 2—3 км.

В формационных рядах подстилаются молассоидными формациями или начинают новый цикл, перекрываются сероцветной известняково-песчано-алевритовой формацией «морей—озер», мергельно-известняковой и другими формациями.

Конкретные формации, отнесенные к данному типу, несколько различаются по соотношению и роли главных типов пород в парагенезах. Например, нижнефранская кунгусская формация Рыбинской впадины Саяно-Алтайской области отличается преобладанием в ее составе алевролитов и подчиненной ролью песчаников. В составе однотипных формаций Минусинских впадин значение песчаников возрастает. В нижнепермской аксаутской и нижнетриасовой тебердинской формациях Передового хребта Кавказа песчаники слагают мощные пачки и в качестве второстепенных членов парагенеза появляются гравелиты и паттумы. В центральных частях Рыбинской впадины формация на 80—90 % сложена алевролитами, подчиненное значение (3—4 %) имеют песчаники, мергели и «икряные» мергели, единичные прослои аргиллитов и известняков.

Джезказганская красноцветная алеврито-песчаная формация среднего—верхнего карбона включает джезказганскую и вышележащую жиделисайскую свиты. Джезказганская свита слагается красно- и сероцветными песчаниками (последние только на месторождении Джезказган), чередующимися с красноцветными алевролитами и подчиненными аргиллитами, имеются прослои конгломератов. Мощность 70—1100 м. Жиделисайская свита представлена красноцветными алевролитами, аргиллитами, мелкозернистыми песчаниками, вверху линзы гипса и каменной соли. Мощность до 700 м.

Аксаутская формация мощностью до 600—1200 м слагается мощными (до 100 м и более) пачками красноцветных песчаников или алевролитов на р. Белая и паттумов, чередующимися с пачками ритмичного переслаивания песчаников и алевролитов. Алевролиты составляют почти половину мощности формации, около 43 %

песчаники, до 7 % паттумы, остальные типы пород (конгломераты, гравелиты, аргиллиты и доломиты) крайне подчинены.

Пестроцветная известняково-мергельно-песчаная формация (описана Э. Н. Яновым [65] под названием «пестроцветная терригенно-карбонатная формация») представлена коричневато-красными, фиолетовыми, зелеными и желтыми песчаниками, алевролитами, мергелями и серыми пелитоморфными известняками, слагающими ритмы мощностью от единиц метров до 15—30 м. Второстепенные члены парагенеза — конгломераты и гравелиты — образуют редкие линзовидные прослои.

К данному типу отнесены три разновозрастные среднедевонско-франские формации Рыбинской и Кемчугской впадин Саяно-Алтайской области, завершающие циклы осадконакопления и образующие маломощные пластинообразные тела.

Пестроцветная известняково-алеврито-песчаная формация (выделена Э. Н. Яновым [18]) представлена мощными толщами лиловых, вишнево-красных и серовато-зеленых песчаников, алевролитов, аргиллитов, с линзами и прослоями известняков, прослоями конгломератов и гравелитов.

За литотип принята ордовикско-силурийская формация Тувы, подразделяющаяся на ряд серий и свит, соответствующих ее подформациям и градациям.

Ордовикская часть разреза формации объединяется в Центральной и Западной Туве в шемушдагскую серию — пестро- и сероцветные песчаники и алевролиты, с прослоями и пачками (в основании всех трех свит серии) конгломератов и гравелитов, редкие прослои аргиллитов (мощность до 5 км) (рис. 15). Силурийская часть разреза формации объединяется в чергакскую серию — грязно-зеленые, серые, частью красноцветные песчаники, алевролиты, аргиллиты, с пластами и линзами органогенных известняков (мощность от 200 м до 3—4 км).

Другим примером пестроцветных известняково-алеврито-песчаных формаций может служить нижне(?)-среднекаменноугольная таскудукская формация Джезказганской впадины. На Джезказганском месторождении мощность таскудукской формации не превышает 350 м и она включает три горизонта (таскудукский, златоустовский и покровский), представлена серыми, зелеными и красноцветными средне-мелкозернистыми песчаниками, ритмично чередующимися с серыми, голубыми и красноцветными алевролитами и аргиллитами. В верхах златоустовского горизонта обособляется маркирующий горизонт кремней и известняков, встречаются линзы конгломератов [26].

В целом для пестроцветных известняково-алеврито-песчаных формаций характерно преобладание песчаников и алевролитов, но обычны карбонатные породы и аргиллиты. Типично обособление градаций, сходных с красноцветными алеврито-песчаными формациями, а также довольно мощных сероцветных пачек с участием карбонатных пород.

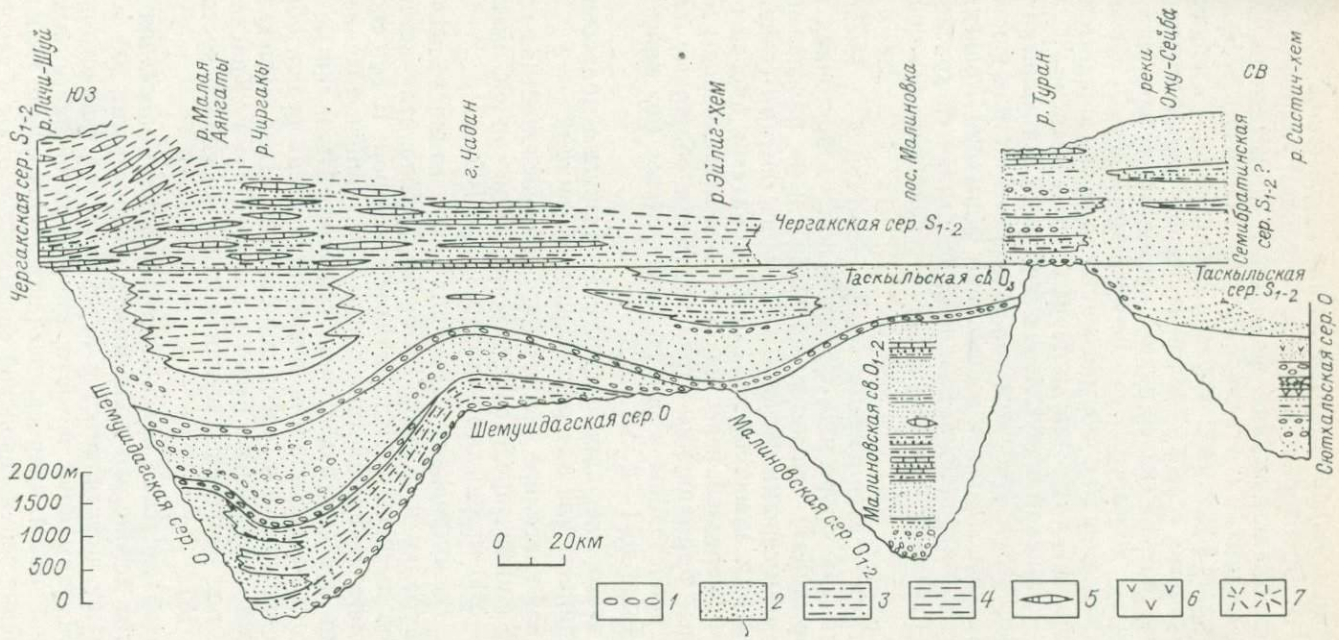


Рис. 15. Литологический профиль пестроцветной известняково-алеврито-песчаной ордовикско-силурийской формации Тувы Составил Э. Н. Янов по материалам Е. В. Владимирской и А. В. Кривободровой.

1 — конгломераты; *2* — песчаники; *3* — алевролиты; *4* — аргиллиты; *5* — линзы и пласты известняков; *6* — порфириты; *7* — туфы.

Пестроцветная карбонатно-терригенно-туффитовая формация (выделена Г. Н. Бровковым [24] под названием «карбонатно-терригенно-теле-пирокластическая» формация) представлена мелкозернистыми песчаниками и алевролитами (частично туффитовыми), пепловыми туффитами и туфами, окрашенными в коричневато-красные, лиловые, серые и желтовато-серые цвета, второстепенные члены парагенеза — известняки с кремнями, туффитовые мергели, аргиллиты, доломиты, средне-крупнозернистые песчаники, гравелиты и конгломераты. Формационные тела линзовидные и четковидные, мощностью от сотен до первых тысяч метров.

Литотип — нижнекаменноугольная формация Минусинских впадин. К этой формации относится также одновозрастная формация Тувинской впадины, олигоцен-миоценовая формация Араксинской впадины и др. В Минусинских впадинах подстилается красноцветной алеврито-песчаной и перекрывается угленосной лимнической формацией.

Красноцветная глинисто-песчаная формация (выделена Н. С. Шатским как «формация Old red» или «аллохтонная красноцветная формация») слагается красноцветными прослоями, зеленовато-серыми и серыми песчаниками и аргиллитами (глинами), с подчиненными им алевролитами, конгломератами, иногда с редкими прослоями мергелей, известняков и доломитов, породы местами загипсованы. Формационные тела занимают обширные площади, мощности непостоянны и иногда значительны (до многих сотен метров и даже до 1—2 км).

Формации этого типа парагенетически связаны с молассоидными и часто начинают или завершают ряды формаций.

В Московской синеклизе нижнетриасовая красноцветная глинисто-песчаная формация представлена ветлужской серией, имеющей мощность 150—200 м, иногда немного меньше 100 м.

Уфимская (шешминская) красноцветная глинисто-песчаная формация Приуралья и Камско-Вятского района отличается от нижнетриасовой высокой загипсованностью пород. В ее составе резко преобладают красноцветные глины и песчаники, подчиненное значение имеют мергели, известняки, конгломераты и гипсы. Гипс в виде самостоятельных пластов встречается очень редко, обычно представлен конкрециями и гипсовым цементом. Наибольшую мощность (более 300 м) формация имеет в районе Перми—Краснокамска, на западе она постепенно выклинивается несколько восточнее р. Волги (рис. 16).

Средне-верхнедевонская красноцветная глинисто-песчаная формация Главного девонского поля имеет мощность до 200 м или несколько больше, подстилается и перекрывается глинисто-песчано-доломитовой формацией, по латерали в средней части замещается и расклинивается кварцево-песчаной формацией. Основные типы пород средне-верхнедевонской формации сходны с таковыми пермско-триасовых формаций, но среди них отсутствуют карбонатные породы.

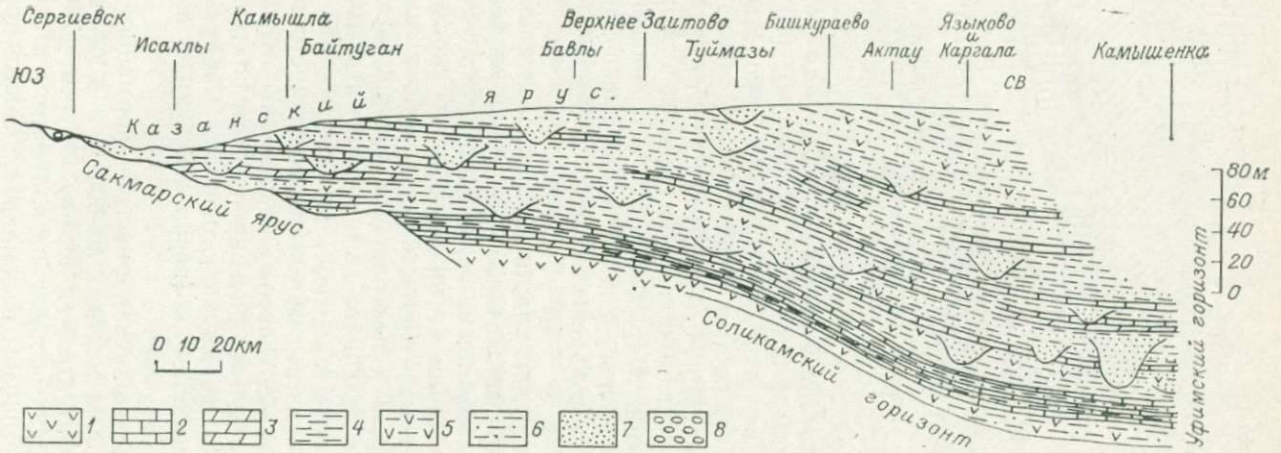


Рис. 16. Литологический профиль уфимской красноцветной глинисто-песчаной формации (по Н. Н. Форшу [1955 г.]).
1 — гипс; *2* — известняк; *3* — мергель; *4* — глина; *5* — гипсоносная глина; *6* — песчанистая глина; *7* — песчаник; *8* — конгломерат.

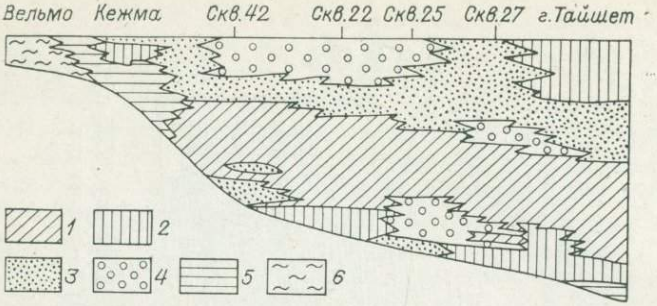


Рис. 17. Схема строения средне-верхнекембрийской пестроцветной известняково-глинисто-песчаной формации (по А. И. Анатольевой [2]).

1 — преимущественно аргиллиты и алевролиты; *2* — чередование песчаников, алевролитов и мергелей; *3* — преимущественно тонкозернистые песчаники; *4* — грубообломочные породы; *5* — алевролиты, мергели и доломиты; *6* — известняково-доломитовая формация.

Пестроцветная известняково-глинисто-песчаная формация (выделена на Русской платформе Н. М. Страховым [1951 г.] слагается ритмично переслаивающимися коричнево-красными, лилово-красными, серыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами и разнообразными известняками и доломитами (часто органогенными), которым подчинены конгломераты и гравелиты, а также пестроокрашенными мергелями. Формационные тела пластинообразные, мощностью до сотен метров, в плане часто амебовидные, занимают обширные площади в краевых частях платформенных синеклиз и на склонах антеклиз.

В формационных рядах подстилаются красноцветными глинисто-песчаными и кварцево-песчаными формациями, перекрываются глинисто-песчано-доломитовыми и известняково-доломитовыми формациями. По латерали в сторону области сноса замещаются красно- или сероцветными глинисто-песчаными, а также молассоидными формациями, а к центральным частям бассейна — сульфатно-карбонатными, глинисто-песчано-доломитовыми и иногда известняковыми формациями.

Примерами пестроцветных известняково-глинисто-песчаных формаций могут служить верхнепермская (казанско-татарская) формация восточной части Восточно-Европейской платформы и средне-верхнекембрийская формация юго-запада Сибирской платформы, включающая эвенкийскую (верхнеленскую) и вышележащую илгинскую (турамскую) свиты.

Мощность средне-верхнекембрийской формации 300—600 м, близ Енисейского кряжа местами до 800 м, а в юго-восточной части Иркутского амфитеатра (к юго-востоку от Жигалова) до 1000 м. На западе близ обрамления платформы в составе формации широко распространены песчано-алевритовые породы. Карбонатные породы развиты в центральной и, особенно, в восточной части Иркутского амфитеатра. По данным А. И. Скрипина [1970 г.], к северу от Жигаловской антиклинали содержание ар-

гиллитов максимально в зонах увеличенных мощностей формации. Повышенная гипсоносность приурочена к зонам, где содержание глинистых пород в разрезе 30—40 %. Соотношения типов пород показаны на рис. 17.

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ КРАСНОЦВЕТНЫХ И ПЕСТРОЦВЕТНЫХ ФОРМАЦИЙ

По вопросу об условиях образования пестроцветных и, особенно, красноцветных толщ в нашем столетии высказывались разнообразные мнения:

1) И. Вальтер, П. А. Тутковский, Д. В. Наливкин и другие считали красноцветы пустынными образованиями;

2) Л. В. Пустовалов и другие относили пестроцветы к древним дельтовым осадкам, приурочивая их к контурам палеоморей;

3) Б. Л. Личков, Л. Б. Рухин и другие рассматривали пестроцветные толщи как фации горных и предгорных областей, принимая образование их главным образом на низменных аллювиальных равнинах с блуждающими руслами, озерами и старицами.

Расхождения во мнениях до некоторой степени обусловлены разнообразием типов красноцветов. Наиболее обоснованной оказалась точка зрения Б. Л. Личкова и Л. Б. Рухина. Гипотезы эолового и дельтового образования красноцветов основаны на частных случаях.

Высвобождению окислов железа при прочих равных условиях, несомненно, благоприятствовал жаркий климат, но красноцветные толщи формировались в различных климатических зонах, известна и ассоциация красноцветов с типично ледниковыми образованиями. Большинство красноцветных формаций накапливались в условиях семиаридного и аридного климата. В последнее время А. И. Анатольева [2] выделяет типы гумидных красноцветных формаций. Эти формации не являются предметом рассмотрения в данном разделе и, на наш взгляд, распространены ограниченно и не всегда могут быть уверенно отнесены к гумидным.

Различные типы красно- и пестроцветных формаций, имеющие ряд общих особенностей формирования, в то же время заметно различаются по условиям накопления.

Красноцветные молассоиды формировались в межгорных впадинах в этапы активизации горообразования. В этих формациях господствуют континентальные отложения ритмичного строения. Ритмичность обусловлена чередованием делювиально-пролювиальных фаций с аллювиальными или русловых с пойменными и озерными.

Красноцветные алеврито-песчаные формации накапливались также в межгорных впадинах (и во внутренних впадинах областей активизации) при сравнительно расчлененном рельефе областей сноса, но все же относительно пенепленизированных по сравнению со временем формирования молассоидов, или на большем удалении от областей питания. Относительная пенепленизация областей пи-

тания при накоплении, например, аксаутской формации по сравнению с подстилающими и перекрывающими ее молассоидами подтверждается кроме более тонкообломочного ее состава упорядоченностью распределения химических элементов по типам пород, более высокими значениями коэффициента концентрации элементов [66].

Для красноцветных алеврито-песчаных формаций характерны господство континентальных фаций, ритмичность, обусловленная чередованием русловых и пойменно-озерных фаций и иногда аллювиальных с эоловыми (?). В джезказганской формации рядом авторов предполагается присутствие также лагунных и дельтовых отложений.

Пестроцветные известняково-мергельно-песчаные формации Рыбинской и Кемчугской межгорных впадин Саяно-Алтайской области накопились в этапы относительного тектонического покоя, о чем свидетельствуют более высокая «зрелость» обломочного материала по сравнению с красноцветными алеврито-песчаными и, тем более, молассоидными формациями, меньшее участие грубообломочных и большая роль тонкообломочных и хемогенных пород. Область сноса располагалась поблизости на юге — поднятия Восточного Саяна, которые были уже значительно пенепленизированы после окончания предшествовавшего этапа активизации тектонических движений. Область накопления представляла собой аллювиальную равнину с крупными пресными озерами, сравнительно мелководными, часто менявшими очертания и периодически пересыхавшими.

Ордовикско-силурийская пестроцветная известняково-алеврито-песчаная формация образовалась в Тувинском пригеосинклинальном прогибе, заложенном на жестком основании, но связанном с геосинклиналью Западного Саяна. Связь прогиба с геосинклинальным морем была затрудненной и осуществлялась в ордовике через узкие проливы в зоне Куртушибинского поднятия. Бо́льшая часть отложений шемушдагской серии лагунные. Собственно морские (мелководные и, возможно, пониженной солености) фации слагают отдельные горизонты в шемушдагской и малиновской сериях. Континентальные отложения развиты в основании разреза свит шемушдагской серии и в основании малиновской серии. В конце ордовика с юго-запада из Монголии произошла трансгрессия моря, продолжавшая развиваться в течение всего силура. Основная часть отложений чергакской серии мелководно-морские. Бассейн был сравнительно изолированным, на что указывает значительная эндемичность фауны. Континентальные фации развиты в низах алавелыкской и элегестской свит, а при регрессии чергакского моря в позднебайтальское время возникла лагуна. Фаунистически «немые» сероцветные песчаники семибратинской свиты на северо-востоке Тувы озерные или лагунные. Существенно красноцветные ордовикские и силурийские толщи Северо-Восточной Тувы, вероятно, дельтовые и отчасти аллювиальные.

Таскудукская пестроцветная известняково-алеврито-песчаная формация Джезказганской межгорной впадины также параллическая с участием морских, дельтово-лагунных и континентальных фаций, многократно чередующихся в разрезе.

Нижнекаменноугольная пестроцветная карбонатно-терригенно-туффитовая формация образовалась в Минусинских и Тувинской межгорных впадинах в бассейнах типа внутриконтинентальных «морей—озер». Главная ее особенность — обильное поступление пирокластического материала из удаленных центров вулканизма. В нижнем карбоне Саяно-Алтайской области объем пирокластических образований достигает 53 000 км^3 [Боровская И. С., 1965 г.], а главные центры вулканизма находились в Монголии.

Красноцветные глинисто-песчаные формации накапливались в пределах платформенных синеклиз за счет сноса обломочного материала с внеплатформенных горных сооружений, менее — со щитов платформ. Они характеризуются преобладанием аллювиальных и озерных фаций, присутствием эоловых фаций, мелкой ритмичностью разных порядков, обусловленной чередованием аллювиальных (русловых и пойменных) и озерных (лагунных) фаций.

Пестроцветные известняково-глинисто-песчаные формации накапливались также в краевых частях платформенных синеклиз и на склонах антеклиз. В их составе континентальные фации теряют господствующее положение, широко развиты лагунные фации, появляются морские. Ритмичность строения (часто многопорядковая) обусловлена сменой их по вертикали. Направленность развития может быть как регрессивной (казанско-татарская формация Восточно-Европейской платформы), так и трансгрессивной (средне-верхнекембрийская формация юга Сибирской платформы). Последнее подтверждается увеличением снизу вверх по разрезу доли карбонатных и сероцветных пород и сменой данной формации вышележащей известняково-доломитовой.

РУДОНОСНОСТЬ КРАСНОЦВЕТНЫХ И ПЕСТРОЦВЕТНЫХ ФОРМАЦИЙ, КРИТЕРИИ ОЦЕНКИ И ФАКТОРЫ ЛОКАЛИЗАЦИИ ОРУДЕНЕНИЯ

Как отмечает В. С. Домарев [1977 г.], с красно- и пестроцветными терригенными и терригенно-карбонатными формациями связаны прежде всего месторождения медистых песчаников, реже — урановые месторождения (оценка урановосности требует специального рассмотрения и в данной работе не затрагивается). Медную минерализацию в той или иной степени сопровождают концентрации свинца, цинка, кобальта, никеля, селена, серебра, ванадия, платины, рения, кадмия и др., иногда также имеющие практическое значение. С красно- и пестроцветными формациями связаны иногда рудопроявления железа, фосфоритов, флюоритовая минерализация. Месторождения марганца (Джезды, Найзатас и др.)

в верхнедевонских красноцветных отложениях Казахстана по существующим представлениям гидротермальные.

В целом важнейшими для красно- и пестроцветных формаций являются стратифицированные медные (медно-полиметаллические) месторождения. Наиболее хорошо обоснована фактическим материалом гипотеза осадочного (осадочно-диагенетического) происхождения последних.

Как отмечают В. С. Домарев [1971 г.], В. М. Попов [1965 г.], Д. Г. Сапожников [1972 г.] и другие, металлы, содержащиеся в размываемых породах областей сноса в кларковых количествах, не дают существенных концентраций в осадках областей седиментации и для образования медистых песчаников необходим размыв в областях сноса пород, обогащенных медью (в том числе рудопроявлений, месторождений этого металла или группы металлов). Об этом свидетельствуют различный набор металлов, сопровождающих медь в разных районах (серебро — в Горном Алтае, ванадий — в Пермской области, кадмий — в Южном Приамурье, рений — в Джезказгане и т. п.).

Перенос меди в область осадконакопления осуществляется в растворах, иногда в составе обломков. В миграции меди большую роль играют ее растворимые органические соединения. В. М. Попов отмечал, что в кислой среде медь может перемещаться в виде сульфата. Медь легко захватывается из поверхностных вод глинистыми частицами, органическим веществом, гелями — гидроокислами железа, марганца, кремнезема, что увеличивает роль взвесей как одной из форм переноса меди.

По наиболее распространенным представлениям, в аридных условиях накопление меди в осадках происходит главным образом в виде основных карбонатов. Однако Л. М. Миропольский для медистых песчаников Приуралья допускал выпадение меди из сульфатных растворов в виде брошантита. Большая роль в осаждении меди из сульфатных или хлоридных растворов иногда отводится анаэробным бактериям.

Перекрываясь новыми порциями осадка и уходя в более глубокие его горизонты, соединения меди восстанавливаются и под влиянием сероводорода, возникающего при разложении органического вещества, могут перейти в сульфиды меди. Последние тяготеют к растительным остаткам, обусловливающим в местах их скопления восстановительную обстановку.

Промышленное накопление полезных компонентов происходит чаще всего в диагенетическую стадию [50], когда перераспределяется рудное вещество, ранее рассеянное более или менее равномерно в осадке. При этом намечаются два пути диагенетического рудообразования: 1) формирование сульфидов в восстановительной обстановке в тонкообломочных осадках, перераспределение соединений меди послойное; 2) миграция меденосных поровых растворов из тонко- в грубообломочные отложения при их гравитационном уплотнении и литификации (при этом восстановительные барьеры имелись в более грубообломочных отложениях). Такой

«подсос» рудного вещества из тонкообломочных осадков в грубообломочные предполагается при формировании Удоканского и Джезказганского месторождений. Диагенетическое рудообразование подтверждается наличием рудных конкреций, оползней, кластических даек и брекчий в медистых осадках.

Катагенез и ранний метаморфизм мало меняют облик первично-осадочных образований. Возникают рудные концентрации жильного типа в зонах тектонических нарушений и трещиноватых пород, по которым происходило движение метаморфогенных растворов. «Альпийские жилы», по мнению сторонников осадочной гипотезы, меденосны только в пределах или вблизи рудоносных горизонтов.

В последние годы разработаны (в основном с позиций осадочной гипотезы) многочисленные классификации стратифицированных месторождений меди. Первым по времени было предложено [Яговкин И. С., 1932 г.] подразделение их на «медистые песчаники» и «медистые сланцы». М. Е. Бердичевская и В. В. Коперина [5] добавили к ним тип «медистых известняков». Следует заметить, что названия эти условные и к «медистым песчаникам», например, относят алевролиты и иногда аргиллиты.

Наибольшее распространение получили классификации стратиформных месторождений меди по условиям их образования. В. М. Попов [1965 г.] первым разработал достаточно детальную классификацию, выделяя месторождения: 1) обломочные, 2) осадочно-диагенетические, (а — пресноводно-континентальные, б — прибрежно-морские, дельтовые и др., в — мелководно-морские), 3) эффузивно-осадочные, 4) осадочно-метаморфические, 5) инфильтрационные. Ю. В. Богданов [50] сохраняет те же типы месторождений, за исключением обломочных и инфильтрационных. Среди осадочных пресноводно-континентальный тип назван им приуральским, дельтовый — джезказганским (оба отнесены к медистым песчаникам, а мелководно-морской — к типу медистых сланцев).

А. М. Лурье [9, 54] среди месторождений красноцветной формации различал: а) афациальные (горных подножий), б) в фациях зарастающих озер и болот — вятский тип, в) в фациях русел — каргалинский тип, г) в фациях дельт — джезказганский тип и д) внутриконтинентальных морей, заливов, лагун — мансфельдский тип.

Л. Ф. Наркелюн и др. [31] построили классификацию иначе: по положению месторождений в трансгрессивных и регрессивных сериях и по степени развития трансгрессии или регрессии. Они делят стратиформные месторождения меди на платформенные и орогенные, намечаются типы: платформенный трансгрессивный — мансфельдский, регрессивный — каргалинский, орогенный трансгрессивный — замбийский, регрессивный — джезказганский. В замбийском и джезказганском типах различаются по три подтипа. Месторождения замбийского типа: а) в грубообломочных континентальных и прибрежно-морских отложениях — минусинский под-

тип, б) в прибрежно-морских песчано-глинистых отложениях — замбийский подтип, в) в более глубоководных глинисто-карбонатных отложениях — катангский подтип. Месторождения джезказганского типа: а) в песчано-алевритовых заливно-мелководных отложениях — итаузский подтип, б) в песчаных дельтовых отложениях — джезказганский подтип, в) в песчано-глинистых континентально-лагунных отложениях — намингинский подтип.

В целом классификация достаточно стройная, но, по-видимому, достаточно учитывать трансгрессивный или регрессивный тип строения рудоносной формации. По мнению авторов данного раздела, при классификации стратифицированных месторождений меди следует учитывать типы рудоносных формаций, рудных формаций и рудоносных фаций.

Меденосны не все типы красно- и пестроцветных формаций (например, не установлена меденосность пестроцветных известняково-мергельно-песчаной и карбонатно-терригенно-туффитовой формаций).

С молассоидной формацией связан тип (рудная формация) медистых конгломератов, который может быть обособлен от медистых песчаников. Именно к медистым конгломератам относятся медепроявления обломочного типа, выделявшиеся В. М. Поповым. Они представлены редко встречающимися гравелитами и конгломератами со значительным количеством галек и обломков медьсодержащих пород и минералов (Спасское месторождение в Центральном Казахстане, отложения мела Ферганской и Алайской впадин).

В рудной формации медистых песчаников намечен ряд типов: каргалинский — в русловых песчаниках, таштыпский — медное оруденение в сероцветных алевролитах и аргиллитах старично-озерных фаций, джезказганский — в лагунно(?)-дельтовых песчаниках, в отложениях «сухих» или озерных дельт, итаузский — в мелководно-морских песчаниках.

Медепроявления таштыпского типа характерны для красноцветной алеврито-песчаной формации трансгрессивного строения. В той же формации, но при регрессивной направленности развития формировалось оруденение джезказганского типа. Последнее характерно и для таскудукской пестроцветной известняково-алеврито-песчаной формации регрессивного типа, в которой оно сменяет по мере развития регрессии морского бассейна оруденение итаузского типа. В платформенных красноцветной глинисто-песчаной и пестроцветной известняково-глинисто-песчаной (регрессивной) формациях отмечается оруденение каргалинского типа. В той же пестроцветной известняково-глинисто-песчаной формации, но трансгрессивного строения — медистые известняки.

Рудная формация медистых сланцев, кроме мансфельдского типа, объединяющего месторождения базальных морских горизонтов соленосной (цехштейна) или глинисто-песчано-доломитовой формации, залегающей на красноцветной, включает вновь выделенный аскизский тип — рудопроявления в базальных горизонтах се-

роцветных известняково-песчано-алевритовых формаций «морей—озер», также залегающих на красноцветных алеврито-песчаных формациях. В отличие от мансфельдского типа аскизский приурочен не к платформенным, а к орогенным формациям.

Связь «медистых сланцев» с базальными горизонтами отложений морей или внутриконтинентальных «морей—озер» может быть истолкована по-разному. А. М. Лурье объясняет меденосность базальных горизонтов центральноевропейского цехштейна и казанского яруса Приуралья разгрузкой на дне моря подземных вод подстилающих красноцветных отложений, вступавших во взаимодействие с зараженными сероводородом иловыми водами донных морских осадков, что и приводило к выпадению сульфидов. С другой стороны, вероятно действие механизма, предложенного М. Е. Бердичевской и В. В. Кореиной [5]: при накоплении красноцветных формаций в зоне выветривания областей питания концентрировались сульфаты меди, последующая ингрессия моря или образование обширного внутриконтинентального бассейна приводила к некоторой гумидизации климата и массовому выносу растворимых солей меди в зону осадкообразования, где медь отлагалась на геохимических барьерах.

Примером медистых конгломератов может послужить Печищенская группа медных месторождений в верховьях р. Печище на западном борту Чебаковско-Балахтинской впадины. Разрез рудоносных отложений верхнематаракской подсвиты (по нашему мнению, нижнеэйфельской) описан М. М. Ипатовым и Л. А. Игнатьевой [14]: внизу пласт (0,75 м) красноцветного песчаника с обломками порфиритов с включениями и тонкими прослоями барита и целестина; выше — пачка (12 м) мелкогалечных конгломератов с прослоями песчаников, обогащенных целестином и баритом; далее — пачка (14 м) крупногалечных конгломератов из плохо окатанных галек гранита, граносиенита и девонских эффузивов; на них залегают мелкогалечные конгломераты с линзами и прослоями коричневато-серых песчаников (мощность пачки 30—40 м). Основная медная минерализация приурочена к двум последним пачкам конгломератов (прослеживается по простиранию на 1,3 км). На Печищенском месторождении выделяется 11 рудных пластов, на Раисинском — 14 (мощность пластов от 0,5 до 2—3 м, длина по простиранию от 60 до 255 м). Оруденение вкрапленное и линзовидно-гнездовое. Распределение рудного материала неравномерное. Первичные рудные минералы — борнит, халькозин и др., вторичные — малахит, азурит и др.

Промышленная ценность медистых конгломератов в общем невелика в связи с невыдержанностью рудных пластов. Наиболее богатые участки Печищенского месторождения уже отработаны.

Медистые песчаники каргалинского типа широко развиты в Приуралье. А. М. Лурье [9] наметил в этом регионе три разновозрастные меденосные полосы. С уфимской красноцветной глинисто-песчаной шешминской формацией связаны медные месторождения Северного пояса, протягивающегося меридионально от широты

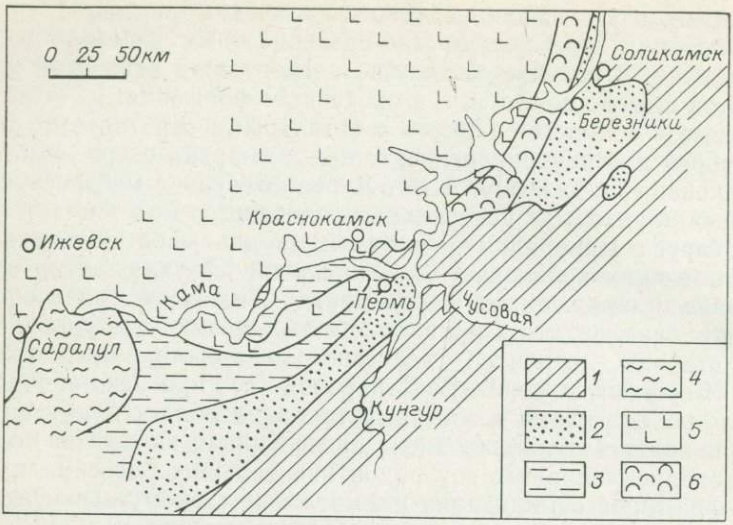


Рис. 18. Зональность в шешминской красноцветной глинисто-песчаной формации (P_1) (по Ю. А. Нечаеву [30]).

1 — шешминские отложения отсутствуют; *2* — незагипсованные пестроцветные толщи с серыми русловыми песчаниками и с черными озерными аргиллитами и алевролитами; *3* — загипсованные (внизу) пестроцветные толщи с черными дельтовыми песчаниками (вверху); *4* — загипсованные пестроцветные толщи с прослоями серых песчаников; *5* — загипсованные красноцветные породы; *6* — незагипсованные красноцветные породы без прослоев серых песчаников.

г. Боровска на севере до ст. Чернушка на юге. Ширина его на севере Пермской области 20—30 км, на юге до 50—60 км. Пояс приурочен к зоне максимальных мощностей формации и наиболее близок к области размыва палео-Урала.

Ю. А. Нечаев [30] установил, что медисты лишь незагипсованные породы. Им выделены в шешминской формации пять зон (рис. 18).

Меденосность только в первых двух зонах, третья и четвертая зоны оруденения не несут из-за загипсованности по всему разрезу, а пятая зона — вследствие отсутствия сероцветных прослоев. На севере первой зоны меденосны черные аргиллиты и алевролиты, серые песчаники, гравелиты и конгломераты, на юге зоны — серые песчаники; во второй зоне — дельтовые песчаники.

В первой зоне в рудах преобладают малахит и азурит, на севере больше сульфидов, развита самородная медь. Во второй зоне рудные тела в дельтовых песчаниках более выдержанные, рудные минералы — халькозин, борнит, халькопирит, из немедных сульфидов — пирит. В большинстве случаев слой песчаника с сульфидами меди перекрывается слоем песчаника с пиритом, который в зоне окисления приобретает буро-ржавый цвет — «ржавцы».

А. М. Лурье [9] отмечает в уфимском ярусе севера Пермской области оруденение мансфельдского типа — выдержанные слои черных глин, известняков и алевролитов с рудными скоплениями

меди в краевой части бассейна, а в центральной его части медь уступает место сульфидам железа.

Уфимские медистые песчаники, по данным В. Н. Холодова [1977 г.], обогащены ванадием, а, по материалам А. М. Лурье [9], также скандием. Источник сноса — Башкирский антиклинорий, где древние титаноносные интрузии богаты ванадием. Позднее, в казанский век, размывалась более восточная полоса (Уралтау), интрузии которой моложе и беднее ванадием, а казанские медные руды (слагающие более западный пояс, чем уфимский) почти не содержат ванадия, но обогащены хромом.

Западный меденосный пояс приурочен к казанской глинисто-песчано-доломитовой формации и не содержит медистых песчаников каргалинского типа.

К казанско-татарской пестроцветной известняково-глинисто-песчаной формации относится Южный пояс, протягивающийся прерывистой полосой на 600 км от юго-западной части Башкирии через Оренбургскую область в Актюбинское Приуралье при ширине более 100 км.

Медная минерализация приурочена к русловым песчаникам. Рудные тела месторождений Каргалинской группы залегают в корытообразных углублениях, врезанных в мергели. Оруденение в основном захватывает косослоистые песчаники. Минералы меди слагают цемент, конкреции и замещают органические остатки. Наиболее широко из числа первичных минералов развиты халькозин и пирит, вторичные — малахит, азурит, хризоколла, куприт, самородная медь и др. Наиболее богатые руды — в центральной части рудных тел с большим количеством отпечатков стволов каламитов и растительным детритом. Рудные тела заключены в оболочки из слабооруденелых серых песчаников и «ржавика». Длина рудных тел измеряется сотнями, ширина десятками, мощность единицами метров.

Рудные тела каргалинских месторождений повторяют формы русел. Например, Дмитриевское рудное тело серпообразное, длиной 1440 м и шириной от 36 до 140 м [54]. Рудное тело Дружелюбное вложено в русло, состоящее из двух излучин.

В Гирьяльском месторождении медистые песчаники кадмиеносны — среднее содержание кадмия 0,43 % (0,01—2 %).

В целом рудопроявления и месторождения медистых песчаников каргалинского типа в пестроцветной известняково-глинисто-песчаной формации многочисленны, но ввиду малого размера рудных тел и их территориальной разобщенности непромышленные. Однако давать отрицательную оценку этой формации преждевременно, пока не произведена оценка меденосности лагунно-дельтовых фаций. Среди последних, как и в шешминской формации, очевидно, присутствуют медистые песчаники джезказганского типа.

В красноцветных алеврито-песчаных формациях девона Минусинских впадин русловые фации практически безрудны. Медное оруденение таштыпского типа приурочено к довольно выдержанным (протягивающимся на сотни метров, до первых километров) лин-

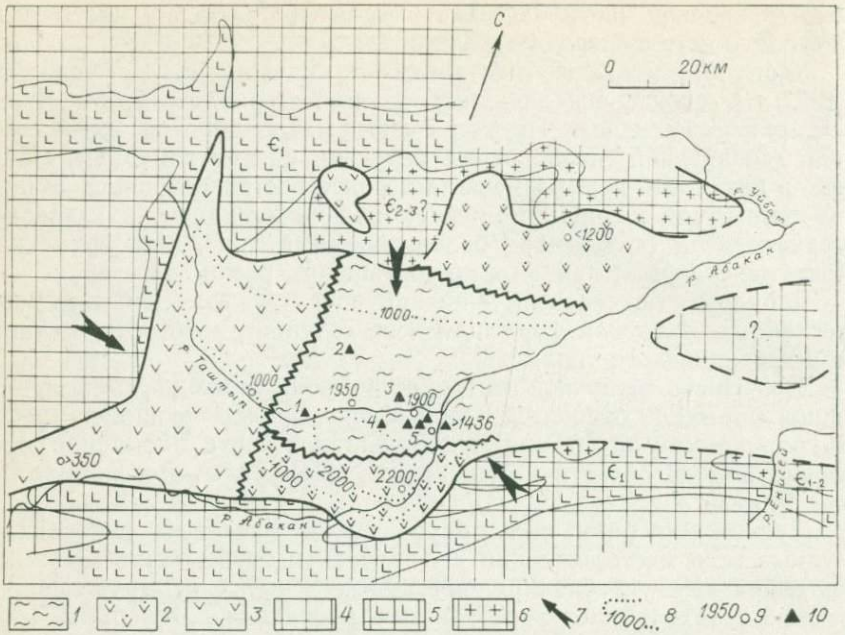


Рис. 19. Схема локализации стратифицированного медного оруденения в юго-западной части Минусинских впадин в толочковское время.

1—3 — области накопления формаций: *1* — красноцветной алеврито-песчаной (толочковская свита), *2* — базальт-трахибазальт-алеврито-песчаной красноцветной (низы быскарской и хараджульская серия), *3* — базальт-трахибазальтовой (толочковская свита и низы быскарской серии); *4—6* — области поднятия: *4* — с выходами пород, не обогащенных медью, *5* — с выходами спилит-диабаз (кварц-кератофир-спилит-диабаз)-кремнисто-сланцевых формаций с медно (полиметаллически)-колчеданным оруденением, *6* — с выходами гранитоидов, обогащенных медью; *7* — направления сноса обломочного материала; *8* — изопахиты, м; *9* — местоположение разрезов и мощности, м; *10* — рудопроявления меди (цифры на схеме: *1* — Нижнесирское, *2* — Устьчульское, *3* — Толочковское, *4* — Чиланское, *5* — Карагайско-Усть-Таштыпская группа).

зам сероцветных алевролитов и аргиллитов (иногда переходящих в мергели или песчаники) среди красноцветных песчаников и алевролитов. Очевидно, они относятся к старичным или озерным фациям.

Рудопроявления в верхнедевонских красноцветных алевритопесчаных формациях единичны, немногочисленны они и в живетской абаканской формации. Наиболее существенные медепроявления наблюдаются в нижнеэйфельской толочковской формации юго-запада Минусинских впадин: на правом берегу р. Абакан против горы Кулагай, на левом берегу р. Таштып (рудопроявление Толочковское), в районах деревень Чиланы—Карагай—Усть-Таштып в междуречье Таштыпа — Абакана, у деревень Мурты, Нижняя Сиры, Устьчульское (рис. 19). В разрезе от дер. Карагай до с. Усть-Таштып, например, мощностью около 1900 м на 1000 м послойного описания встречено 45 сероцветных пластов суммарной мощностью свыше 67 м, из них примерно половина с медным оруденением.

Средние содержания меди в сероцветных алевролитах в Усть-Таштыпском разрезе 2,9 % (максимальные более 10 %), в аргиллитах — 0,49 %. Наиболее тесными корреляционными связями с медью характеризуется серебро, несколько меньше свинец и висмут.

Сероцветные песчаники отличаются от красноцветных кроме значительно более высоких содержаний Cu и Ag повышенными содержаниями P, Ba, B, Sc, Ti, V, Mn, Co, Ni, Zn, Pb (но концентрации B ниже кларка). Сероцветные алевролиты отличаются от красноцветных повышенными содержаниями P, Ba, Zn и особенно Cu, Ag, Pb, Mo.

Не исключено, что в толочковской формации кроме оруденения таштыпского типа может быть обнаружено и медное оруденение каргалинского типа. Промышленная ценность медного оруденения в толочковской формации в настоящее время еще не выяснена.

В красноцветных алеврито-песчаных формациях регрессивного строения отмечаются промышленные месторождения медистых песчаников джезказганского типа — Джезказганское, Удоканское и др.

В Джезказганской впадине меденосны нижне(?)-среднекаменноугольная пестроцветная известняково-алеврито-песчаная таскудукская формация и средне-верхнекаменноугольная красноцветная алеврито-песчаная джезказганская формация. В таскудукской формации месторождения Северного Джезказгана (Джиландинская группа) приурочены к двум нижним сероцветным горизонтам — таскудукскому и джиландинскому. В Центральном рудном поле оруденение развито начиная со златоустовского горизонта и выше по разрезу. Форма рудных тел разнообразна: в таскудукском горизонте Северного Джезказгана имеются большие по площади плащеобразные рудные залежи, к златоустовскому горизонту приурочены пластовые залежи Центрального рудного поля Джезказгана, в покровском горизонте наиболее выдержанное оруденение приурочено к его нижней части, а в верхах горизонта рудные тела имеют форму крупных и малых линз, залегающих с размывом на красноцветных породах.

В Северном Джезказгане оруденение приурочено к песчаным осадкам морских пляжей и зон морских течений) (медистые песчаники итаузского типа). В Центральном рудном поле оруденение связано с сероцветными песчаниками и конгломератами подводной части дельты (?), залегающими в регрессивных рядах фаций (медистые песчаники джезказганского типа).

В джезказганской формации представлены медистые песчаники лишь джезказганского типа. Почти со всеми пластами серых песчаников (и гораздо менее с сероцветными алевролитами и аргиллитами) связано медное и отчасти свинцово-цинковое оруденение.

В рудах выделяются [50] сульфиды двух генераций: 1) седиментационно-диагенетической и 2) катагенетически-диагенетической. К первой генерации, имеющей ограниченное распространение, относятся халькозин, борнит, халькопирит и другие сульфиды, об-

разующие тонкую послойную вкрапленность и рудные конкреции в алевролитах и аргиллитах. Ко второй генерации принадлежат руды основных залежей, имеющих промышленное значение: богатые полосчатые медные, свинцовые и реже цинковые руды в песчаниках, гравелитах, конгломератах и др. Вкрапленным рудам, образованным сульфидами первой генерации, более свойственна борнит-халькозиновая ассоциация. В рудах, представленных сульфидами второй генерации, широко распространены как борнит-халькозиновая, так и борнит-халькопиритовая ассоциация. Из элементов-примесей следует отметить серебро, рений, кобальт, никель, платину, кадмий и др.

Число рудных залежей достигает десятков. Наблюдается миграция рудных тел вверх по разрезу. Как уже отмечалось, в Северном Джезказгане медистые отложения приурочены к таскудукскому и джиландинскому горизонтам, а в Центральном рудном поле оруденение развито начиная со златоустовского горизонта. В Центральном рудном поле с севера на юг от карьера Златоуст до участка Акчий на расстоянии около 6 км рудные залежи смещаются снизу вверх по разрезу на 400 м. В южной части мульды меденосными являются самые верхние горизонты джезказганской свиты (анненский и др.).

В. П. Феоктистов и Г. Г. Кочин [57] отмечают, что оруденение Центрального поля Джезказгана располагается на западном и юго-западном пологих склонах Кенгирского внутреннего конседиментационного палеоподнятия, обращенных в сторону Кумолинской депрессии, отделяющей его от области питания. Кенгирское палеоподнятие удалено от областей сноса на 40—60 км. Рудные тела подковообразно обрамляют палеоподнятие.

Кодаро-Удоканская меденосная зона на северо-востоке Байкальской складчатой области приурочена к нижнепротерозойской удоканской серии — это одни из самых древних стратифицированных месторождений меди. Характеристика их дана по материалам Ю. В. Богданова и др. [50].

Кодаро-Удоканская зона — синклинорий, вытянутый в субширотном направлении и огибающий с юга и юго-запада выступы архейского фундамента Чарской глыбы. Удоканская серия (общей мощностью 11 000—11 600 м) подразделяется на три подсерии (снизу вверх): кодарскую, чининскую и кеменскую.

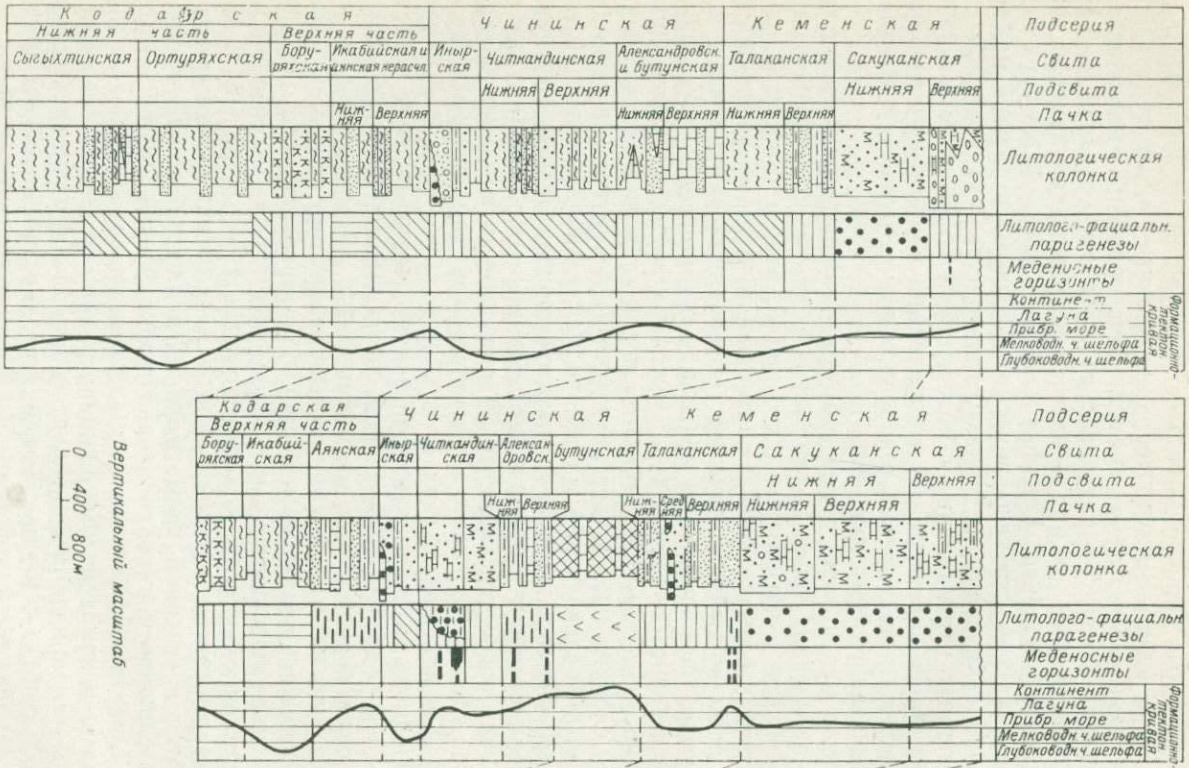
Верхняя часть кодарской подсерии образует первый цикл с последовательной сменой прибрежно-морских отложений (борурях-ская свита) умеренно глубоководными (икабийская свита) и мелководными заливно-лагунными отложениями (аянская свита). Второй цикл отвечает чининской подсерии: прибрежно-морские и умеренно глубоководные отложения (инырская свита)→прибрежно-морские и заливно-лагунные с линзами подводно-дельтовых (читкандинская свита)→заливно-лагунные (александровская свита)→ →субконтинентальные, местами соленосные отложения (бутунская свита). Третий цикл соответствует каменской подсерии со сменой прибрежно-морских и умеренно глубоководных осадков (талакан-

ская свита) дельтовыми (сакуканская свита) и заливно-лагунными (намингинская свита).

Меденосные горизонты тяготеют к средним и верхним частям осадочных серий. Выделяются три основные эпохи меденакопления: ранняя соответствует времени формирования отложений читкандинской и александровской свит, средняя — верхней части талаканской свиты, поздняя — верхней подсвиты сакуканской свиты и намингинской свиты. Главные концентрации медного оруденения тяготеют к трем стратиграфическим уровням: к нижней подсвите читкандинской свиты, к верхам талаканской и сакуканской свит, разделенных вертикальными интервалами соответственно 2500 и 1500 м. Менее значительные концентрации медного оруденения сосредоточены в меденосных горизонтах александровской, бутунской и намингинской свит (рис. 20).

Среди меденосных горизонтов удоканской серии выделяются два генетических типа: 1) горизонты медистых алевролитов, алевропесчаников и аргиллитов с волнистой, волнисто-косой и тонкой ленточной горизонтальной слоистостью, трещинами усыхания, знаками ряби волнений и течений (образования замкнутых и полузамкнутых бассейнов типа мелководных заливов и лагун); 2) горизонты медистых песчаников, сложенных ритмично чередующимися мелкозернистыми песчаниками с косой клиновидной однонаправленной слоистостью, мелкозернистыми и алевритистыми песчаниками с косой перекрестной и клиновидной разнонаправленной слоистостью, и алевролитов и аргиллитов горизонтально-, волнисто- и косоволнисто-слоистых (лагунно-дельтовые образования). К первому типу относятся меденосные горизонты читкандинской (кроме месторождения Красное), александровской, талаканской (верхняя часть) и намингинской свит, ко второму типу — меденосные толщи нижней подсвиты читкандинской свиты (месторождение Красное) и верхней подсвиты сакуканской свиты (месторождение Удокан). Горизонты первого типа маломощны (до 10 м), а второго типа мощные (до 400 м) и крайне не выдержанны на площади.

Отложения парагенезов фаций, благоприятных для меденакопления, располагаются в виде полос, тяготеющих к северной и северо-восточной частям Кодаро-Удоканской зоны (рис. 21). Меденосные горизонты читкандинской и александровской свит располагаются в северной части Кодаро-Удоканской зоны (месторождение Красное и рудопроявления в междуречье Икабия—Читканда). Далее к югу эти свиты представлены более глубоководными осадками и немеденосны. Южная граница верхнеталаканской полосы меденакопления фиксируется проявлениями медистых песчаников в хребтах Удокан и Кодар, восточная ветвь полосы ориентирована вдоль западной границы Алданского щита, к ней приурочено Бурпалинское месторождение. Верхнесакуканская полоса включает Удоканское месторождение и несколько мелких рудопроявлений на востоке и западе зоны. С развитием регрессии полосы фаций, благоприятных для меденакопления, перемещались на юг.


Кодарская
Нижняя часть
Верхняя часть
Чининская
Кеменская
Подсерия
Сыгыхтинская
Ортуряхская
Боруряхская
Икабийская и нерасчл.
Инырская
Читкандинская
Александровск. и бутунская
Талаканская
Сакуканская
Свита
Нижняя
Верхняя
Подсвита
Пачка
Литологическая колонка
Литолого-фациальн. парагенезы
Меденосные горизонты
Континент
Лагуна
Прибр. море
Мелководн. ч. шельфа
Глубоководн. ч. шельфа
Формационно-тектон. кривая
I
Кодарская
Верхняя часть
Боруряхская
Икабийская
Аянская
Инырская
Читкандинская
Александровск.
Бутунская
Талаканская
Сакуканская
Нижняя
Верхняя
Средняя
II
Вертикальный масштаб
0 400 800м

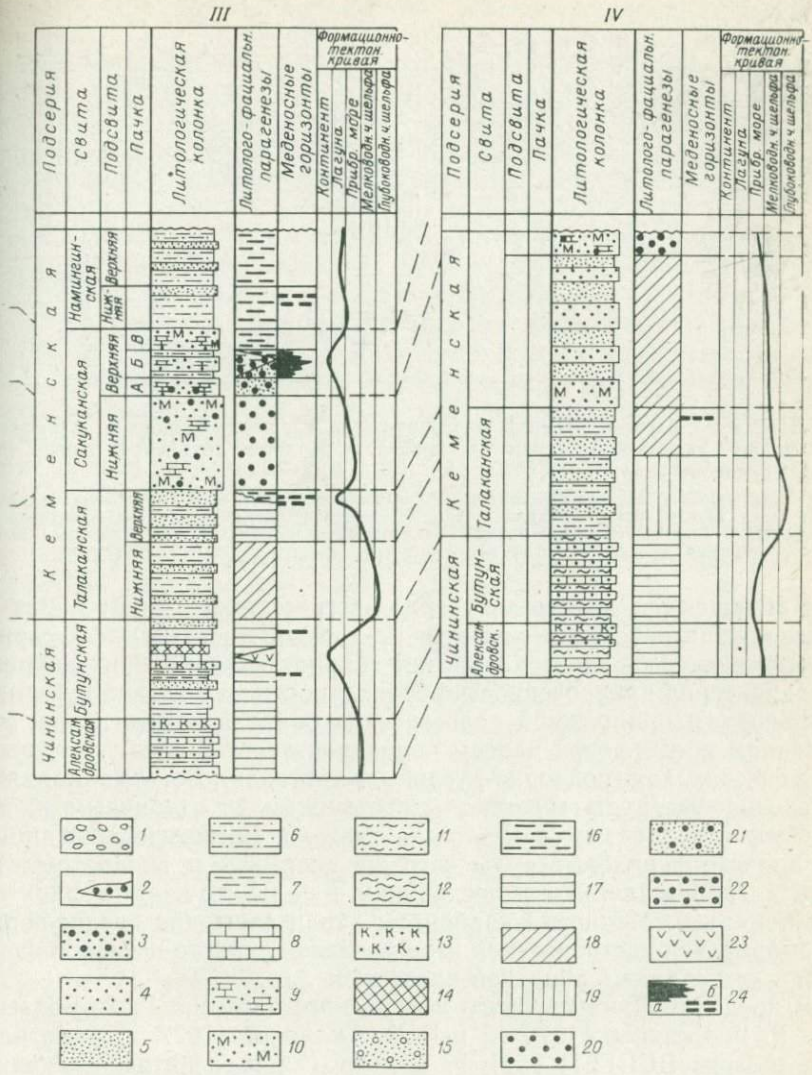


Рис. 20. Схема корреляции разрезов удоканской серии Кодаро-Удоканской зоны (по Ю. В. Богданову и др. [50]).

I — западная часть хр. Кодар; *II* — восточная часть хр. Удокан; *III* — западная часть хр. Удокан; *IV* — хр. Калар.

1 — конгломераты; *2* — гравелиты; *3* — средне- и разнозернистые песчаники; *4* — мелкозернистые песчаники; *5* — алевропесчаники; *6* — алевролиты; *7* — аргиллиты; *8* — известняки и доломиты; *9* — песчаники с карбонатным цементом; *10* — песчаники со слойками магнетита; *11* — рассланцованные песчаники и алевролиты; *12* — кварц-биотитовые сланцы; *13* — кварциты; *14* — альбитизированные породы; *15* — рассеянная галька изверженных и метаморфических пород в песчаниках; *16—23* — фациальные типы отложений: *16* — заливно-лагунные, *17* — прибрежно-морские, *18* — умеренно глубоководные, *19* — глубоководные, *20* — подводно-дельтовые, *21* — надводно- и подводно-дельтовые, *22* — дельтовые и заливно-лагунные, *23* — субконтинентальных засолоненных лагун; *24* — меденосные горизонты типа медистых песчаников (*а*) и сланцев (*б*).

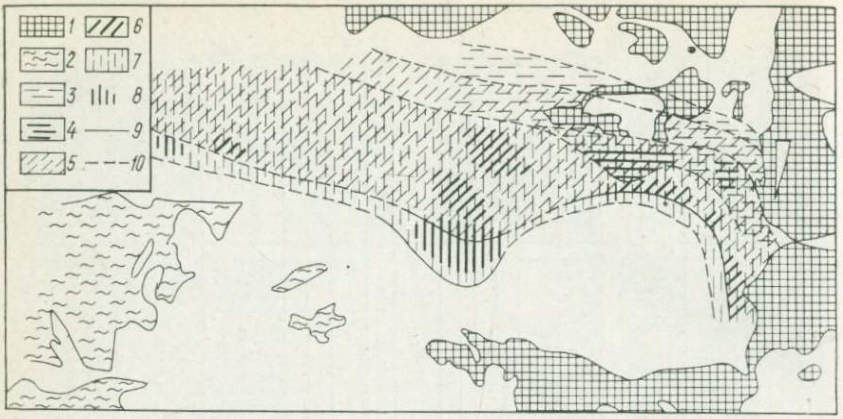


Рис. 21. Схема распространения благоприятных для меденакопления парагенезов фаций удоканской серии в пределах Кодаро-Удоканской зоны (по Ю. В. Богданову и др. [50]).

1 — выходы пород архейского фундамента; *2* — сюльбанская толща; *3—8* — полосы меденосности: *3—4* — читкандинско-александровская, *5—6* — верхнеталаканская, *7—8* — верхнесакуканская (*4, 6, 8* — установленные выходы меденосных отложений); *9—10* — границы полос: *9* — установленные, *10* — предполагаемые.

Наблюдаются зональные серии регрессивного типа: пирит→→халькопирит→борнит→халькозин; изредка встречаются серии трансгрессивного типа: халькозин→борнит→халькопирит→пирит.

Характерна приуроченность вкрапленности халькозина и борнита к осадкам прибрежной полосы, халькопирита и пирита — к отложениям предбаровой полосы подводной дельты, преимущественно в песчаниках подводно-русловых протоков. Богатые борнит-халькозиновые руды тяготеют к песчаникам со вторичным кальцитовым и кварцевым цементом, а также к магнетитсодержащим песчаникам, а рядовые руды того же состава — к волнисто-слоистым алевропесчаникам и песчаникам с кальцито-кварц-серицитовым цементом. Медистые карбонаты характерны для средне-верхнекембрийской пестроцветной известняково-глинисто-песчаной формации юго-запада Сибирской платформы.

В пределах Приангарского меденосного бассейна Г. Ф. Борзенко и Р. Я. Скляров [1970 г.] и Г. Ф. Склярова [1977 г.] наметили 6, а геологи ВСЕГЕИ [50] 10 меденосных горизонтов, имеющих определенное положение и прослеживающихся по латерали на десятки километров.

На Приенисейской площади максимальные концентрации меди сосредоточены [50] в глинистых, алеврито-песчанистых известняках и доломитах. В сравнительно чистых известняках и доломитах оруденение встречается редко. По данным Г. Ф. Скляровой [1977 г.], при уменьшении содержания глинистой примеси снижается концентрация меди, но и увеличение содержания песчано-алевритовой примеси до 10—20 % также ведет к снижению концентрации меди.

Во время формирования эвенкийской свиты на Приенисейской площади горизонты карбонатных меденосных пород фиксируют ингрессии моря, тогда как условия засолоненной лагуны неблагоприятны для меденакопления, что определяет и малочисленность меденосных горизонтов в верхоленское время к востоку от Приенисейской площади. В илгинской свите на юге Ленской площади отмечаются также [50] медистые песчаники джезказганского типа, которые считаются более перспективными, чем медистые карбонаты.

Максимальные концентрации меди на Приенисейской площади заключаются [Склярова Г. Ф., 1977 г.] в 10—15-километровой полосе, прилегающей с севера и с юга к Иркинеевскому выступу Енисейского кряжа и продолжающейся на восток в зоне Ангарских складок до Агалевской антиклинали. В этой зоне была древняя река, выносившая в область седиментации медь [50]. Размывались медно-колчеданные проявления центральных частей Енисейского кряжа, связанные с кварц-кератофир-спилит-диабазовой формацией. В илгинское время рудоносные отложения располагались на склонах палеоподнятий. К Ангаро-Ленскому поднятию приурочено поле меденосных песчано-доломитовых мелководных отложений с водорослевыми отмелями, периодически осушавшимися [Кутырев Э. И., 1969 г.].

Примером медистых сланцев являются месторождения цехштейна Центральной Европы. Цехштейн представлен соленосной формацией, имеющей циклическое строение. В ее разрезе выделяются снизу вверх циклы: Верра, Стратсфурт, Лейне и Аллер. Циклы начинаются глинисто-мергелистыми породами, переходящими вверх в известняки и доломиты и далее в ангидрит и каменную соль. Меденосность отличается лишь в основании цикла Верра, перекрывающего красный лежень, в то время как базальные горизонты вышележащих циклов немеденосны.

Разрез цикла Верра следующий: медистый сланец (0,25—0,45 до 2,2 м)→цехштейновый известняк (5,4 м)→ангидрит Верра (30 м)→каменная соль (6 м)→ангидрит (20 м). Горизонт медистого сланца сложен глинисто-карбонатной битуминозной породой, для которой характерно уменьшение карбонатности от окраин и поднятий фундамента в сторону бассейна (до слабокарбонатных глин).

Концентрации меди — на отдельных участках в разных частях палеобассейна. Ближе всего к береговой линии расположены месторождения Северо-Судетской синклинали (ПНР). На большем удалении от берега месторождения Люблин-Серошовицкое (ПНР), Рихельдсдорфское (ФРГ) и Шпремберг-Вайсвассерское (ГДР). Практически уже внутри цехштейнового морского бассейна расположены Мансфельдское и Зангерхаузенское месторождения (ГДР).

Медистым сланцам мансфельдского типа свойственна исключительно выдержанная мелкая ритмичность. Для них характерны пластовые и пластообразные рудные тела мощностью в дециметр-

ры, изредка до первых метров. В плане рудные тела имеют разнообразную форму.

В медистых сланцах мансфельдского типа хорошо выражена на площади минеральная зональность: медь в прибрежной части палеобассейна в глубь бассейна сменяется свинцовым, а затем цинковым оруденением.

В тектоническом аспекте медистые сланцы приурочены к базальному горизонту платформенного структурного комплекса Центральной Европы и развиты в краевой части платформы. Наиболее высокая меденосность приходится на участок, где в складчатом фундаменте проходит граница между Саксо-Тюрингской и Рено-Герцинской зонами варисцид [32] и где платформенный чехол залегает над бортами пермско-каменноугольных трогов в краевых частях выступов фундамента. На Мансфельдском месторождении участки с повышенными содержаниями меди располагаются на склонах поднятий в рельефе дна бассейна седиментации, на фланговых частях выступов фундамента, в 20—40 км от береговой линии.

На седиментацию отложений подошвы цехштейна оказывали влияние мелководные песчаные бары мощностью до 14 м. На песчаных барах мощность медистого сланца сильно сокращается или он полностью отсутствует. К краям бассейна мощность медистого сланца увеличивается (местами до 2 м).

К формационным критериям прогноза относятся приуроченность медистых сланцев к базальным горизонтам морских отложений, залегающих на красноцветных формациях. О возможных причинах этой связи уже говорилось.

Сходна формационная позиция стратифицированных рудопроявлений меди в базальных горизонтах сероцветных известняково-песчано-алевритовых формаций «морей-озер», залегающих на красноцветных алеврито-песчаных формациях в межгорных впадинах Саяно-Алтайской складчатой области. Они могут быть выделены в особый аскизский тип.

В юго-западной части Минусинских впадин имеется ряд рудопроявлений в пограничных слоях красноцветной абаканской и аскизской свит (рис. 22).

На западном борту Чебаковско-Балахтинской впадины с базальными горизонтами сарагашской свиты связано полиметаллическое оруденение. Это напоминает латеральную зональность (рис. 22), однако отмеченная закономерность обусловлена различиями петрофонда (состава пород и их минерализации в областях сноса): с массивами гранитоидов в прилежащей части Кузнецкого Алатау связано полиметаллическое оруденение, а в областях питания Минусинских впадин развиты древние спилит-диабаз-кремнисто-сланцевые формации с медной минерализацией.

С красноцветными орогенными формациями часто парагенетически связаны вулканогенные формации: дацит-липаритовые, трахидацит-трахилипаритовые, базальтовые, базальт-трахибазальтовые, иногда содержащие вулканогенно-осадочные месторождения

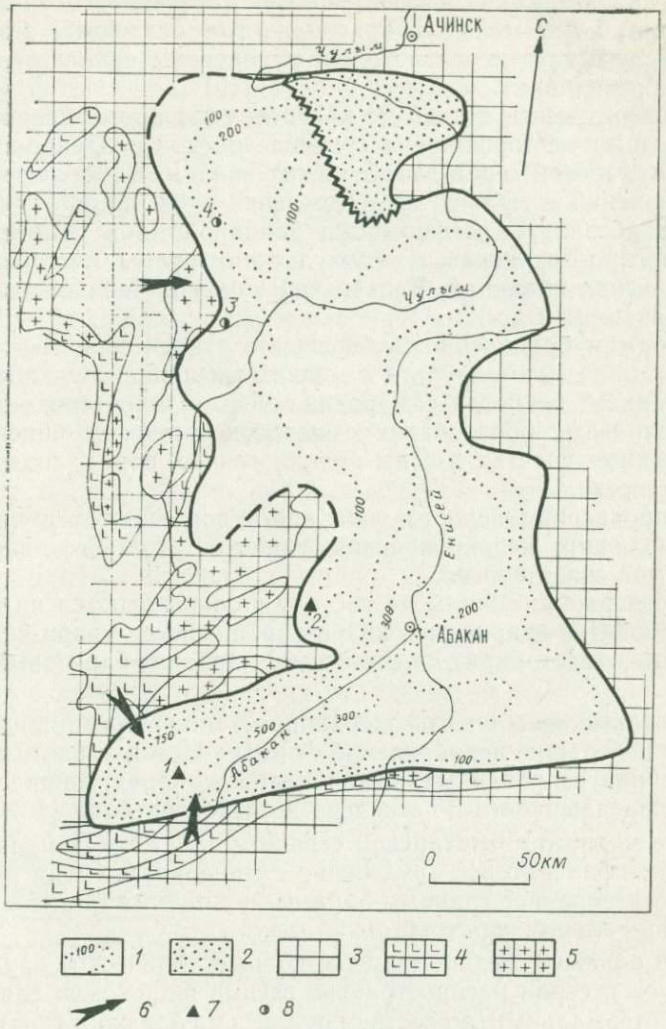


Рис. 22. Схема локализации стратифицированного медно-полиметаллического оруденения в Минусинских впадинах в илеморовское время (середина живетского века).

1 — область распространения сероцветной известняково-песчано-алевритовой формации «морей-озер» (аскизская и илеморовская свиты, сарагашская свита), изопахиты, м; *2* — область распространения молассоидной формации; *3—5* — области поднятия: *3* — выходы пород, не обогащенных медью и полиметаллами, *4* — с выходами спилит-диабаз-кремнисто-сланцевой формации с медно-полиметаллическими рудами, *5* — с выходами гранитоидов с полиметаллическими рудами или с медью; *6* — направления сноса материала; *7* — рудопроявления меди (цифры на схеме: *1* — Таштыпское, *2* — Азыртальское); *8* — рудопроявления свинца и цинка (*3* — Черноюсское, *4* — Парнинское).

меди. Помимо интереса, который эти месторождения представляют как особый тип медного и медно-полиметаллического оруденения, они являются одним из возможных источников металлов при накоплении более молодых красноцветных осадочных формаций (за счет размыва и переотложения рудоносных вулканогенно-осадочных образований).

Неплохо изучены, хотя и не представляют промышленной ценности, медные месторождения среднедевонской осадочно-вулканогенной быскарской серии Минусинских впадин. Наибольшее число рудопроявлений и мелких месторождений меди приурочены к базальт-трахибазальтовой формации западной части Минусинских впадин (Сыро-Базинская, Тустужульская группы месторождений в Минусинских впадинах, Копьевский купол в Чебаковско-Балахтинской впадине и др.).

По формам проявления меденосность относится к трем типам: 1) пленки малахита и азурита в мелких трещинках вулканогенных пород, малахит и иногда самородная медь в миндалинах эффузивов; 2) жильные образования с медьсодержащими минералами; 3) измененные участки и зоны вулканогенных пород, содержащие минералы меди.

Медепроявления первого типа часто встречаются в порфиритах, вмещающих медепроявления второго и третьего типов, или вне видимой связи с ними.

Медьсодержащие жилы по составу подразделяются на кварцевые, карбонатно-кварцевые, кварц-карбонатные, кварц-карбонат-пренитовые, кварц-барит-карбонатные, карбонат-баритовые, баритовые.

Измененные зоны с медьсодержащими минералами представляют собой небольшие неправильной формы участки эпидотизированных, карбонатизированных, окварцованных пород мощностью до 5 м при протяженности в несколько десятков метров.

Кроме медного с быскарской серией у дер. Усть-Парная связано галенит-сфалеритовое оруденение с минералами меди и молибдена, локализованное главным образом в жилах кварц-кальцитового и кварц-кальцит-баритового состава.

Таким образом, медное и медно-полиметаллическое оруденение в быскарской серии распространено весьма широко, по типу является гидротермальным, по составу руд весьма близко к стратиформному оруденению в красноцветных осадочных формациях девона тех же районов.

По мнению В. Е. Попова [1979 г.], к этому же типу «медно-эпидотовых» месторождений относятся крупные промышленные объекты на Канадском щите в бассейне р. Коппермайн и группа месторождений на южном берегу оз. Верхнее (штаты Мичиган и Миннесота, США).

Из рассмотрения приведенных примеров стратифицированных медных месторождений достаточно ясны общие факторы локализации оруденения (табл. 5), к которым относятся геотектонические

формационные, стратиграфические и палеогеографические. На этих факторах базируется региональное прогнозирование.

Геотектонический фактор является одним из важнейших. Месторождения типа медистых песчаников и конгломератов наиболее распространены в эпигеосинклинальных орогенных областях (межгорные впадины и краевые прогибы) и в областях постконсолидационной активизации (внутренние впадины, предгорные прогибы). Характерна связь накопления крупных осадочных концентраций меди с этапами орогенеза. Месторождения медистых песчаников (обычно непромышленные) встречаются и в краевых частях платформ (Приуралье, Приднестровье и др.).

В краевых частях квазиплатформ и платформ формировались крупные рудные концентрации медистых сланцев мансфельдского типа. Они залегают в базальном горизонте платформенного чехла Центральной Европы, причем наиболее высокая меденосность приходится на участок, где в складчатом фундаменте проходит граница между Саксо-Тюрингской и Рено-Герцинской зонами варисцид и где платформенный чехол залегает над бортами пермско-каменноугольных трогов в пределах краевых частей выступов фундамента.

Медистые сланцы в орогенных областях менее характерны. Рудопроявления, перспективность которых еще не выяснена, встречаются, в частности, в сероцветных известняково-песчано-алевритовых формациях межгорных впадин Саяно-Алтайской складчатой области.

К краевой подвижной части Сибирской платформы приурочено оруденение типа медистых известняков (тип довольно редкий и в промышленном отношении сравнительно малоперспективный).

Для геосинклинальных прогибов осадочное медное оруденение нехарактерно. По-видимому, можно считать осадочно-диагенетическими (метаморфизованными) месторождения и рудопроявления в раннегеосинклинальных осадочных формациях нижней юры Большого Кавказа и ордовика Полярного Урала.

Напротив, эффузивно-осадочные месторождения весьма обычны для геосинклиналей (медно- и медно-цинково-колчеданные руды кварц-кератофир-спилит-диабазовой формации эвгеосинклиналей, колчеданно-полиметаллические месторождения в формации кварцевых кератофиров миктогеосинклиналей рудноалтайского типа). Эффузивно-осадочное оруденение «медно-эпидотового» типа может быть обнаружено в континентальных орогенных вулканогенных формациях краевых вулканических поясов и межгорных впадин.

Формационные критерии, таким образом, тесно связаны с геотектоническими. Для выделения меденосных площадей необходимо оконтуривать выходы на поверхность красно- и пестроцветных формаций, причем с теми или иными их типами связаны определенные типы рудных формаций (табл. 5). К формационным критериям относится и положение рудоносных формаций в формационных рядах. Последнее определяет, в частности, трансгрессивный или регрессивный тип разреза формации, локализацию медистых слан-

ТАБЛИЦА 5

Критерии оценки рудоносности продуктивных пестроцветных формаций

Типы рудных формаций, полезные ископаемые	Критерии оценки рудоносности				Примеры месторождений
	Стратиграфические	Литологические		Особенности состава формаций	Мощность, размеры формационных тел и строение (цикличность, морфология)	Парагенезис с другими формациями	
		Главный рудовмещающий тип пород	Основные эпигенетические преобразования				
Молас							
Медистых песчаников: Медистых конгломератов (Cu)	Тува — D_1, D_2gv; Минусинские впадины — D_2e; Тенгизская впадина — C_1t; Ферганская и Алайская впадины — K, N	Заполнитель полимиктовых конгломератов, обломки медистых пород	Переотложение медьсодержащих минералов из обломков в цемент	соидная: Аркозовый состав песчано-гравийного материала, обилие обломков эффузивов и гранитоидов	Тела мощностью до первых сотен метров, протяженность километры, линзо- и клиновидные	Латеральные переходы в красноцветные алевритопесчаные формации	Печищенское, Раисинское (D_2e), Спасское (C_1t)
Красноцветная							
Таштыпского типа (Cu)	Минусинские впадины — D_2	Сероцветные алевролиты	Перераспределение сульфидов	алеврито-песчаная: Породы аркозовые, обогащены Cu, Zn, Cr, Co, Ni. С медью связаны Ag, Pb, Mo, Bi, P	Тела мощностью до 2 км, рудоносные пласты до 2 м, ритмы лимнические, среднемасштабные, трансгрессивные	По латерали замещаются вулканогенными формациями	Карагайско-Усть-Таштыпская группа рудопроявлений (D_2e)
Джезказганского типа (Cu—Pb—Zn)	Верхнесаксаульская подсвита и читкандинская свита PR_1 Кодаро-Удоканской зоны; джезказганская свита — C_{2-3}	Сероцветные песчаники	Регенерация сульфидов с образованием залежей и альпийских жил, иногда контактовые воздействия интрузий	Обломочные породы литические, аркозово- и полевошпатово-литические, иногда олигомиктовые (PR) с низкой карбонатностью, обогащены Cu, Mn, отчасти Pb и Zn. С медью связаны Ag, Re и др.	Тела линзовидные мощностью сотни метров, ритмы паралические, нескольких порядков, регрессивные	Парагенетически связана с соленосными формациями	Джезказганское (C_{2-3}), Удоканское, Красное (PR_1)
Пестроцветная							
Джезказганского типа (Cu—Pb—Zn)	Таскудукская свита $C_{1(?)-2}$ Джезказганской впадины	То же	Слабая регенерация сульфидов	известняково-алеврито-песчаная:		Подстилает красноцветную алеврито-песчаную формацию	Джезказганское ($C_{1(?)-2}$)
Итаузского типа (Cu)	Таскудукская свита $C_{1(?)-2}$ Северного Джезказгана	„		Обломочные породы литические, обогащены Cu и Mn			Джиландинская группа месторождений ($C_{1(?)-2}$)
Красноцветная							
Каргалинского типа (Cu)	D_1 Приднестровья, уфимский ярус Приуралья и Камско-Вятского района, T_1 Оренбургского и Актюбинского Приуралья	„	Перераспределение сульфидов, образование жил	глинисто-песчаная: Песчаники литические и кварцево-литические, меденосные, сильноизвестковистые, обогащены Cu, V, Sc, иногда Cr	Тела вытянуто-линзовидные мощностью сотни метров, мелкая лимническая ритмичность разных порядков	Латеральные переходы в молассовую формацию	Месторождения Приуралья (P_2—T_1), рудопроявления Приднестровья (D_1)

ПРОДОЛЖЕНИЕ ТАБЛ. 5

Типы рудных формаций, полезные ископаемые	Критерии оценки			
	Стратиграфические	Литологические		
		Главный рудовмещающий тип пород	Основные эпигенетические преобразования	
Медистых песчаников				Пестроцветная
Каргалинского типа (Cu)	Татарский ярус Приуралья	Сероцветные песчаники	Перераспределение сульфидов, образование жил	
Медистых известняков (Cu—Pb—Zn)	ϵ_{2-3} Приенисейской площади, низы илгинской свиты Ленской площади	Глинистые, алевритопесчанистые известняки и доломиты	Перераспределение сульфидов	
Медистых сланцев				Галити
Мансфельдского типа (Cu—Pb—Zn)	Цехштейн Центральной Европы	Глинисто-карбонатная битуминозная порода	То же	
				Сероцветная известняково-песчано-алевритовая
Аскизского типа (Cu—Pb—Zn)	Низы илеморовского горизонта — D_2gv; Минусинских впадин и кохайского горизонта Тувы — D_3fr	Мелкозернистые известковистые песчаники, Pb—Zn в известняках	Перераспределение сульфидов, образование жил	

рудоносности			Примеры месторождений
Особенности состава формаций	Мощность, размеры формационных тел и строение (цикличность, морфология)	Парагенезис с другими формациями	
известняково-глинисто-песчаная			
Песчаники литические, аркозово- и кварцево-литические, обогащены Cu, Cr, Mn, иногда Cd	Ритмы разных порядков лимнические, паралические и бассейновые	Латеральные переходы в молассовую формацию	Каргалинская группа месторождений
Породы обогащены Cu, V, Cr, Sr, Ba	Тело линзовидное мощностью до 1000 м, ритмы паралические и бассейновые	Латеральные переходы в молассоидную формацию	Рудопроявления Приангарского бассейна
товая			
Цикличное чередование медистого сланца (только в нижнем цикле), известняка, ангидрита и каменной соли	Тело пластообразное мощностью первые сотни метров, ритмы бассейновые, регрессивные	Медистые сланцы в горизонте, непосредственно залегающем на красноцветной формации	Мансфельдское, Рихельдсдорфское, Люблин-Серошовицкое
«морей — озер»			
Обломочные породы карбонатные, доломитизированные, обогащенные Cu, Ag, Pb, Zn, Ba, Mo	Тела линзовидные, мощностью сотни метров, ритмичность неотчетливая	Оруденение в низах сероцветной формации, залегающей на красноцветной	Рудопроявления Таштыпское, Муртинское и др.

цев в базальных горизонтах сероцветных формаций на границе с подстилающими их красноцветными и т. д.

Стратифицированные медные месторождения приурочены к определенным стратиграфическим уровням. Наиболее древние метаморфизованные осадочные месторождения меди установлены в нижнем протерозое (Удокан и др.). В позднем протерозое формировались крупные месторождения меди в Замбии, Заире и др. Медистые отложения выявлены в верхнем кембрии—ордовике юга Сибирской платформы, в девоне Саяно-Алтайской складчатой области, Казахстана, Подолии и др., в верхнем карбоне—перми Казахстана, Приуралья, Мангышлака, Донбасса и др., в мелу и неогене Средней Азии. Однако эпохи рудообразования установлены

в общем статистически и могут уточняться новыми открытиями месторождений. Например, открытие Удоканского месторождения означало и установление ранее неизвестной эпохи рудообразования.

Следует учитывать также миграцию медистых отложений в определенном интервале стратиграфического разреза. В Приуралье отчетливо выражена миграция их в более высокие горизонты при перемещении с севера на юг и с востока на запад (в Пермском Приуралье главным образом уфимский ярус, в Оренбургском — казанский и татарский ярусы).

Важную роль играют палеогеографические реконструкции. Пестроцветные меденосные формации накапливались в семиаридных

зонах, о чем свидетельствует парагенетическая связь их с соленосными формациями (но общее засолонение и загипсованность пород неблагоприятны для накопления меди), а также высокая карбонатность терригенных пород, наличие фаций такыров и шоров, иногда эоловых отложений. Ю. В. Богданов придает большое значение сочетанию гумидного климата в области питания с аридными условиями в области накопления осадков. В областях питания пестроцветных меденосных формаций обычно развиты воздымающиеся горные сооружения (в складчатых областях) или медленно поднимавшийся пенеплен (на платформах). Анализ климатической зональности и рельефа областей сноса позволяет выявить зоны, перспективные для поисков осадочных медных месторождений для определенных эпох меденакопления.

Палеогеологические реконструкции областей питания обнаруживают потенциальные источники рудного материала: площади выходов кварц-кератофир-спилит-диабазовой формации с колчеданными месторождениями, крупных интрузивных массивов с медным, медно-кобальтовым, медно-никелевым оруденением, амфиболитовых толщ архея и др. Выявлению состава пород области питания способствует изучение обломков пород в конгломератах и минералов тяжелой фракции, элементов-примесей в рудах и кларков концентрации химических элементов в осадочных породах.

При изучении меденосности необходима реконструкция речной сети и береговых линий, зон лагун и дельт, а также баров и кос, отгораживающих лагунно-дельтовую акваторию от открытого моря. Палеогеоморфологические закономерности в значительной степени обусловливаются размещением конседиментационных тектонических структур.

Критерии оценки рудоносности пестроцветных формаций при локальных прогнозах включают также стратиграфические, литологические и минерально-геохимические.

Стратиграфический критерий весьма важен, позволяет определить благоприятные возрастные интервалы оруденения, причем точнее, чем в рамках эпох рудообразования. Однако при этом также надо иметь в виду миграцию рудных тел по разрезу. Например, в Северном Джезказгане медистые отложения приурочены к таскудукскому и джиландинскому горизонтам таскудукской свиты, а в Центральном рудном поле оруденение развито начиная с вышележащего златоустовского горизонта и выше. В Центральном рудном поле от карьера Златоуст до участка Акчий с севера на юг на расстоянии около 6 км рудные залежи перемещаются снизу вверх по разрезу на 400 м в самые верхние горизонты джезказганской свиты (анненский и др.). Возрастное скольжение медного оруденения в платформенных формациях гораздо слабее.

Палеотектонический контроль оруденения проявляется в приуроченности основных участков меденакопления к склонам локальных конседиментационных поднятий на фоне крупных прогибов. Подробнее палеотектонические критерии прогноза рассматриваются в статье В. П. Феоктистова и Г. Г. Кочина [57]. Они отме-

чают, что оруденение Центрального поля Джезказгана располагается на западном и юго-западном пологих склонах Кенгирского палеоподнятия, обращенных в сторону Кумолинской депрессии, отделяющей его от области питания. Рудные тела подковообразно обрамляют палеоподнятие, которое удалено от областей сноса на 40—60 км.

В Приуралье меденосные площади располагаются над сводами фундамента платформы и вдоль границы Предуральского краевого прогиба и платформы. Они контролируются валообразными поднятиями, в пределах которых интенсивность оруденения повышается на склонах брахиантиклинальных структур низших порядков, на участках их сочленения, структурных выступах и седловинах.

На Мансфельдском месторождении медистых сланцев участки с повышенными содержаниями меди располагаются на склонах поднятий в рельефе дна бассейна седиментации, на фланговых частях выступов фундамента, на удалении 20—40 км от береговой линии.

Литологические критерии позволяют детализировать прогнозы рудоносности.

Эмпирически установлено, что в месторождениях медистых песчаников число рудных залежей возрастает, когда красно- и сероцветные породы сравнительно часто переслаиваются. При значительном возрастании мощности однокрашенных пачек число медистых слоев уменьшается. Благоприятно соотношение красно- и сероцветных прослоев в Джезказганском месторождении. Месторождения, где сероцветы слагают незначительную часть продуктивной толщи, неперспективны. Не являются перспективными и мощные сероцветные толщи, если в их разрезе красноцветы отсутствуют или имеют незначительную мощность.

Обломочным меденосным породам свойственны обилие обломков пород, повышенная карбонатность (кальция значительно больше магния), незагипсованность. Однако иногда максимальные содержания меди встречаются в обломочных породах с относительно пониженной карбонатностью и высокой доломитностью. Оптимальное количество $C_{орг}$, способствующее отложению меди в песчаниках, по данным А. А. Арустамова и др. [26], составляет 0,1—0,3 %.

В известняках и доломитах медное оруденение приурочено к глинистым и алеврито-песчанистым разностям. В чистых известняках и доломитах оруденение редко, но при увеличении песчано-алевритовой примеси более 10—20 % медистость также снижается.

Оруденение каргалинского типа приурочено к корытообразным углублениям, врезанным в тонкообломочные красноцветные отложения и мергели и заполненным песчаниками. Рудные тела каргалинских месторождений повторяют форму русел. Оруденение таштыпского типа приурочено к довольно выдержанным (протягивающимся на сотни метров, до первых километров) линзам сероцветных алевролитов и аргиллитов среди красноцветных песчаников и алевролитов.

В медистых дельтовых отложениях наблюдается сложное сочетание пластовых рудных залежей, линзо- и лентообразных залежей, ориентированных вдоль древних русловых протоков. По данным измерений косой слоистости определяется общее направление стока речных вод. Устанавливается латеральная миграция протоков и рукавов дельты. Важно выделить в лагунно-дельтовой акватории конусы выноса, к которым приурочено медное оруденение.

Мелководно-морским медистым сланцам свойственна исключительно выдержанная мелкая ритмичность. Для них характерны пластовые рудные тела мощностью в дециметры, изредка до первых метров, имеющие в плане разнообразную форму.

Минерально-геохимические критерии, в частности минеральную зональность, необходимо учитывать для локальных прогнозов рудоносности.

Наиболее распространенными типами первичных руд являются борнит-халькозиновые и пирит-халькопиритовые (в ряде случаев пирротин-халькопиритовые). Первичная зональность оруденения выражается: 1) в зональности распределения меди, свинца и цинка — медь в прибрежных частях палеобассейнов, в глубь бассейна сменяется свинцовым, а затем цинковым оруденением, такая же вертикальная зональность; 2) в минеральной зональности сульфидов меди и железа — сульфиды меди в более прибрежных и грубозернистых отложениях с меньшим количеством органического вещества, а в более тонкообломочных и обогащенных органическим веществом осадках они постепенно сменяются сульфидами железа.

Наиболее выдержанна на площади минеральная зональность в медистых сланцах мансфельдского типа. В медистых песчаниках джезказганского типа минеральная зональность более сложная и меняется от одного рудного горизонта к другому. В аллювиальных отложениях первичная зональность оруденения отсутствует либо выражена крайне слабо.

Часто, но не всегда породы рудоносных толщ характеризуются содержаниями меди, значительно превышающими кларковые, а также обогащены Sc, Cr, Co, Ni, Zn, V, Mo, Ba, т. е. элементами, большинство которых связано преимущественно с магматическими породами основного и ультраосновного состава, развитыми в областях питания. Изучение распределения химических элементов по типам пород позволяет определить главные рудовмещающие породы и фации. На площади выявление тенденций в изменениях распределения меди и корреляционных связей меди с другими элементами позволяет наметить вероятные рудные зоны.

МЕТОДЫ ОЦЕНКИ РУДОНОСНОСТИ КРАСНОЦВЕТНЫХ И ПЕСТРОЦВЕТНЫХ ФОРМАЦИЙ

Из изложенного выше очевидно, что региональное прогнозирование с выделением новых возможно меденосных площадей, осно-

ванное на общих факторах локализации оруденения, является в основном задачей камеральных исследований.

Тектонические факторы, благоприятные для формирования медистых толщ, можно выявить, используя тектонические и палеотектонические карты (в зависимости от масштаба прогноза или мелкомасштабные общесоюзные, или среднемасштабные региональные карты).

Распространение основных типов потенциально меденосных красноцветных формаций показано на Карте осадочных и вулканогенных формаций территории СССР масштаба 1 : 2 500 000 и на среднемасштабных картах геологических формаций, имеющихся для многих регионов.

Прогнозные построения удобно вести на палеогеографической основе для интервалов времени, соответствующих основным эпохам рудообразования, уточняя при необходимости речную сеть (береговые линии морей, зоны лагун обычно реконструируются на картах достаточно точно). На карты необходимо наносить площади выходов определенных типов красноцветных формаций этого возраста, в областях питания — выходы более древних формаций, обогащенных медью и полиметаллами, а также основные направления сноса обломочного материала. Обязательно следует учесть распространение известных месторождений и рудопроявлений данного возраста в области осадконакопления и вероятно размывавшихся месторождений и рудопроявлений этих металлов в области сноса.

В случае, если при составлении используемых палеогеографических карт не проводился анализ климатической зональности, границы гумидных и аридных и промежуточных между ними зон для соответствующих временных интервалов можно наносить по данным сводных работ Н. М. Страхова, Л. Б. Рухина и особенно В. М. Синицына с необходимыми уточнениями.

По комплексу охарактеризованных выше факторов на прогнозных картах можно выявить отложения определенного возраста, перспективные на оруденение того или иного типа (медистые песчаники джезказганского или каргалинского типа, медистые сланцы мансфельдского типа и др.), и оконтурить площади их распространения.

Прогнозирование в пределах известных меденосных площадей несравненно более детально, чем региональное, и требует проведения специальных полевых работ с послойным описанием стратиграфических разрезов по естественным обнажениям, скважинам и горным выработкам, литологического и геохимического изучения отложений, составления детальных литолого-фациальных, палеогеографических и структурно-тектонических карт.

Стратиграфические методы исследования позволяют уточнить возраст рудоносных горизонтов, выявить закономерности миграции рудных тел по разрезу и на площади. Изучение и опробование типовых разрезов красноцветных меденосных толщ, как и других осадочных отложений, проводится в соответствии с правилами опи-

сания опорных разрезов и стратотипов, прилагаемыми к «Стратиграфическому кодексу СССР» [1977 г.]. Особенности сборов палеонтологических материалов в красноцветных толщах и методы корреляции разрезов охарактеризованы в выпуске 1 «Методического пособия по геологической съемке масштаба 1 : 50 000» [1980 г.].

Литологические методы исследований, используемые для выявления основных рудоносных литогенетических типов пород и фаций, уточнения условий их образования, достаточно полно освещены в руководствах Л. Б. Рухина, Н. В. Логвиненко и других. Следует также упомянуть коллективные сводки «Методы изучения осадочных пород», «Справочное руководство по петрографии осадочных пород», «Атлас текстур и структур осадочных горных пород», а применительно к красноцветным отложениям — монографию В. И. Игнатьева [1966 г.].

Особое внимание при изучении стратифицированных месторождений меди следует обратить на эпигенетические изменения пород и руд, так как эти месторождения, как указывалось выше, являются осадочно-диагенетическими и переработаны процессами катагенеза и метаморфизма (если последние проявились).

Диагенетические преобразования первично-осадочных рудных концентраций поровыми водами не выходили за пределы благоприятных для меденакопления фаций. Признаками их являются наличие рудных конкреций, рудоносных кластических даек и др.

Катагенетическое рудообразование продолжает диагенетическое, и уверенно к катагенетическим могут быть отнесены только рудные жилы в неметаморфизованных породах. Признаками катагенетических изменений в верхнепермских отложениях Приуралья являются цеолитизация, анальцимизация, карбонатизация, присущие начальному катагенезу. Глубинный катагенез выявляют коррозия, регенерация обломочных зерен и т. п.

При метаморфических изменениях медистых отложений происходит регенерация сульфидов, перекристаллизация цемента и обломочных зерен, образование жил, по минеральному составу соответствующих составу вмещающих медистых пород.

Геохимические методы исследований дают возможность выявить поисковые критерии и оценить геохимическую специализацию изучаемых красноцветных толщ. Система опробования медистых отложений зависит от задач и намеченных объемов аналитических работ. Наиболее массовым видом аналитических данных являются результаты приближенно-количественного спектрального анализа. При возможности можно использовать данные количественного спектрального анализа, но последний значительно дороже и число таких анализов не может быть очень большим. При этом нельзя ограничиваться определением меди и ее элементов-спутников. Для генетических выводов существенно и определение концентраций ряда других элементов (Ba, Sr, Mn, Ni, Co, Ti, V, Cr, Zr и др.).

Отбирать пробы следует с таким расчетом, чтобы каждый литогенетический тип пород определенного возраста был представлен не менее 20—30 образцами (минимальное число анализов, необ-

ходимое для статистической обработки). Желательно провести геохимическое опробование не в одном, а в ряде разрезов рудоносной толщи. Для каждой серии анализов подсчитываются средние логарифмические содержания элементов и их дисперсии. Это позволяет выяснить характер распределения элементов по типам пород, выявить основные типы рудоносных пород и фаций, закономерности изменений концентраций элементов в разрезе и на площади. Желательно провести обработку анализов разработанным Ю. К. Бурковым методом многократной корреляции, который позволяет получить количественные характеристики геохимических ассоциаций. Примеры использования данного метода для изучения меденосных красноцветных отложений приведены в выпуске 1 «Методического пособия по геологической съемке [1980 г.]». Приемы обработки данных освещены в сборниках программ для ЭВМ БЭСМ-4, подготовленных ВСЕГЕИ.

Метод многократной корреляции выявляет, в частности, резкое снижение подвижности рудных элементов в рудоносных породах в отличие от безрудных. В качестве наиболее перспективных рассматриваются толщи, отличающиеся наиболее высокими положительными значениями коэффициентов корреляции между медью и титаном (а также цирконием и др.) и наиболее высокими отрицательными значениями этих коэффициентов между медью и стронцием (а также марганцем и др.).

Для более полной геохимической характеристики изучаемых отложений из тех же проб, которые сдаются на спектральный анализ, часть каждой пробы желательно отделить на определение карбонатности, а другую часть тех же проб — для составления смешанных проб на силикатный анализ (из 20—30 образцов одной серии). Это позволит выявить связи полезного компонента не только с рассеянными элементами, но и с породообразующими окислами.

Для локальных прогнозов необходимо составление детальных вспомогательных литолого-фациальных и палеогеографических карт. Методы их составления общеизвестны и освещены, в частности, в руководстве Л. Б. Рухина. При этом на литолого-фациальных картах выделяют основные зоны осадко- и рудообразования, а в их пределах — фации осадочные и рудные, а также площади вероятного размещения руд. В областях сноса важно выделить возвышенные и интенсивно размываемые участки. Необходимо показать распространение основных рудовмещающих типов пород, участки загипсованных и незагипсованных отложений, зоны развития часто чередующихся в разрезе красно- и сероцветных пород.

При построении палеогеографических карт важно (особенно для выявления оруденения каргалинского типа) реконструировать речную сеть, лагунно-дельтовую акваторию с конусами дельтовых выносов, зоны баров и кос, установить закономерность расположения медистых отложений по отношению к областям сноса.

Важным вспомогательным элементом прогнозирования является составление структурно-тектонической карты, на которой выделяются не только основные структурные элементы, но и осложняющие их мелкие конседиментационные складки, а также разрывные дислокации, как формировавшиеся синхронно с оруденением, так и более молодые (в том числе и небольшой амплитуды), играющие важную роль при вторичном перераспределении металла при катагенезе и метаморфизме. Кроме того, следует показать изолинии глубины залегания кровли рудоносной формации и отдельных рудных и маркирующих горизонтов.

На итоговую прогнозную карту переносят со вспомогательных карт данные, имеющие наибольшее значение: в области сноса — расположение медных и медно-полиметаллических месторождений, выходы размывавшихся древних формаций, обогащенных этими металлами; в области распространения красноцветной рудоносной формации — данные по содержанию меди, свинца, а возможно, и других связанных с ними элементов, все известные проявления и месторождения меди, фациально-литологические и палеогеографические зоны, благоприятные для рудонакопления, структурные элементы, определяющие концентрацию полезных компонентов и эпигенетическое перераспределение руд, площади для постановки поисков и участки для проведения разведочных работ.

IV. КРЕМНИСТЫЕ ФОРМАЦИИ

ТИПЫ КРЕМНИСТЫХ ФОРМАЦИЙ

В отличие от других групп формаций рассматриваемых в данной работе, кремнистые формации преимущественно эв- и миктогеосинклинальные. К геосинклинальным относятся яшмовая, кремнисто-сланцевая, кремнисто-железистая (джеспилитовая), углеродисто-кремнистая и кремнисто-диатомитовая формации. Лишь туфодиатомитовая формация принадлежит к орогенным, а опоковая — к платформенным.

Яшмовая формация (описана в 1954 г. Н. С. Шатским) представлена в одних районах красными «сургучными», реже зелеными яшмами и яшмовидными кремнистыми туфами с прослоями терригенных пород и подчиненными линзами известняков; в других — чередованием мощных (до 50—100 м) пачек яшм с покровами диабазов, порфиритов, переслаивающихся с полимиктовыми, иногда граувакковыми песчаниками. Второстепенный, но характерный член формации — прослои кварцитов. По латерали они замещаются рифовой, карбонатно-глинисто-песчаной, флишоидной формациями. Парагенетически связаны с кварц-кератофир-спилит-диабазовой, спилит-диабазовой и базальт-андезитовой формациями.

Яшмы состоят из довольно однородной микро- или криптокристаллической халцедоново-кварцевой массы, содержат несколько процентов опала. Характерны остатки радиолярий, изредка спикулы кремневых губок. Довольно широко развиты глинистые разности. По сравнению с фтанитами яшмы [Хворова И. В., 1963 г.] несколько богаче железом, обогащены марганцем, но содержат меньше органического углерода и фосфора.

Кремнисто-сланцевая формация (также описана в 1954 г. Н. С. Шатским, И. В. Хворова называет ее «фтанитовой») сложена темноокрашенными кремнистыми сланцами (то кремнисто-глинистыми, то кремнисто-туфовыми, то более чистыми яшмовидными); сланцы углистые, нередко битуминозные. Кремнистые сланцы переслаиваются с глинистыми и углисто-глинистыми, местами в них появляются пачки и толщи туфов, граувакк, линзовидные слои известняков, прослои типичных «сургучных» яшм.

Парагенетически они связаны с кварц-кератофир-спилит-диабазовыми, спилит-диабазовыми, андезит-базальтовыми, базальт-андезитовыми, трахит-базальтовыми, андезит-дацитовыми и базальт-липаритовыми формациями, а также с формацией кварцевых



Рис. 23. Профиль через нижнепротерозойскую кремнисто-железистую формацию Криворожского бассейна (по Г. И. Каляеву [1962 г.]).

1 — железистые кварциты; *2* — сланцевые горизонты; *3* — граница с подстилающими образованиями.

кератофиров. По латерали замещаются вулканогенными, а также туфопесчано-конгломератовыми, туфоглинисто-песчаными, граувакковыми, полимиктовыми, флишоидными и слоисто-известняковыми формациями.

Кремнисто-железистая (джеспилитовая) формация (описана в 1954 г. Н. С. Шатским) представлена кремнисто-железистыми породами (джеспилитами), чередующимися с прослоями и пачками первично-глинистых и кремнисто-глинистых пород, превращенных в сланцы. Характерны мелкая ритмичность, тонкая полосчатость, крайняя редкость обломочных пород и лентовидная форма формационных тел (мощность сотни метров, до 2 км). Накапливалась с конца архея, преимущественно в раннем протерозое.

В разрезе формации неоднократно чередуются сланцевые и железистые горизонты (рис. 23). При этом по латерали железистые горизонты нередко замещаются сланцевыми, а сланцевые — железистыми.

Н. А. Плаксенко [38] различает следующие главные генетические типы кварцитов: а) малорудные (с магнетитом) и безрудные силикатно-карбонатные; б) силикатно(куммингтонито)-магнетитовые с железисто-магнезиальными карбонатами; в) магнетитовые; г) гематит (железнослюдко)-магнетитовые; д) магнетит-гематитовые (железнослюдковые); е) гематитовые (железнослюдковые). Последние наименее развиты. Сланцы серицит-биотитовые, биотитовые, реже биотит-серицитовые. В них нередки пирит, графит.

Углеродисто-кремнистая формация (выделена в 1968 г. В. И. Поповым под названием «удаленная силицито-углеродистая») представлена ритмично переслаивающимися разнообразными кремнистыми, кремнисто-глинистыми, углисто-глинистыми, углисто-кремнистыми и другими сланцами. К аллофильным членам формации относятся известняки, доломитизированные известняки и доломиты.

Формация кембрийско-нижнеордовикская, развита в Среднем Тянь-Шане, в Улутау и Джунгарском Алатау и по латерали замещается фосфоритоносной кремнисто-карбонатной формацией Малого Каратау; подстилается валунно-глинистой и полимиктовой формациями и перекрывается флишоидной.

Кремнисто-диатомитовая формация (выделена в 1966 г. Л. И. Красным и А. Ф. Михайловым) сложена преимущественно белесоватыми диатомовыми алевролитами, ритмично чередующимися с туффитовыми песчаниками и туфами кислого (реже среднего) состава. Мощности до 1500—1700 м.

Специфическая кайнозойская формация. Подстилается и замещается по простиранию базальт-андезитовой формацией, подстилается также туфопесчано-конгломератовой и граувакковой формациями.

Туфодиатомитовая формация (также выделена в 1966 г. Л. И. Красным и А. Ф. Михайловым) представлена тонкими пепловыми туфами с линзами диатомитов, отложившимися в пресных озерах. Туфодиатомитовые формации выделены в неогеновых отложениях и подстилаются и перекрываются андезит-базальтовой формацией, подстилаются и замещаются по латерали андезитовой. Формационные тела пластообразные, маломощные (десятки и первые сотни метров).

Опоковая формация (выделена в 1955 г. Н. С. Шатским под названием «глауконитово-опоковая») представлена опоками и трепелами, состоящими из тонкопорошкового опала с немногочисленными остатками радиолярий и реже губок и иногда переслаивающимися с диатомитами, радиоляритами, кремнистыми глинами, алевролитами и песчаниками.

Выделяется в отложениях верхнего мела, палеоцена и эоцена на Восточно-Европейской и Западно-Сибирской платформах и замещает по латерали (в сторону берега) меловую формацию. В краевой (прибрежной) части тела формации отмечаются кварцевые пески, которые окаймляются зоной развития диатомитов, последние сменяются в глубь бассейна опоками, затем кремнистыми глинами и опоковидными мергелями.

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ КРЕМНИСТЫХ ФОРМАЦИЙ

Представления об условиях образования ряда кремнистых формаций весьма разнообразны. Существуют две главные конкурирующие гипотезы образования яшмовых формаций: батиметрического контроля и вулканогенная. Сторонники первой гипотезы считают, что яшмы накапливались в абиссали. Еще в 1929 г. Л. Кайе обращал внимание на бескарбонатность яшм, что объяснял растворением кальцита на глубине. Яшмы сопоставляются в этом случае с современными радиоляриевыми илами, которые накапливаются на глубине более 4600—5000 м в экваториальной зоне океана.

И. В. Хворова [1963 г.] и другие развивают вулканогенную гипотезу образования яшм: вынос кремнезема происходил при подводных извержениях за счет взаимодействия раскаленной лавы и пирокластов с морской водой, а затем при газово-гидротермальном выносе вещества; яшмы накапливаются на различных, но не абис-

сальных глубинах, иногда чередуются с относительно мелководными осадками.

Последнее подтверждается присутствием в разных частях разреза палеозойской спилит-диабаз-яшмовой формации Корякии органогенных известняков с остатками кораллов и мшанок. В однотипной сенонской формации Олюторского прогиба не только в породах, сопутствующих яшмам, но и в самих яшмах найдены крупные раковины иноцерамов и колпачковых гастропод.

Кремнисто-сланцевые формации, как и яшмовые, отлагались в морских условиях на разной глубине (от сравнительно мелководных в архипелагах вулканических островов до более глубоководных, но не абиссальных). Не вызывает особых сомнений связь кремнисто-сланцевых формаций с подводным вулканизмом, но, по мнению Н. С. Шатского, они могут быть удалены от зон вулканических извержений дальше (на 50—100 км), чем яшмовая формация.

Углеродисто-кремнистая формация накапливалась в миктогеосинклинальных прогибах, в проливообразных морских бассейнах, ограниченных подводными барьерами. Обилие органического вещества, пирита, известняков с запахом сероводорода свидетельствует о резко восстановительной среде и сероводородном заражении бассейнов, а тонкозернистость и тонкослоистость осадков указывают на застойность и пониженную циркуляцию вод. Широкое распространение в раннем палеозое застойных зон с накоплением черных углистых пород У. Берри и П. Уайлд (Berry W. B. N., Wilde P., 1978 г.] объясняют тем, что в то время кислородом был насыщен только поверхностный слой океанов.

Относительно условий образования кремнисто-железистых формаций высказываются весьма разноречивые мнения. Первой, еще в XIX в., начала складываться осадочная гипотеза. В СССР ее развивали П. П. Пятницкий, позднее В. А. Обручев и другие.

По мнению Я. Н. Белевцева с соавторами [1957 г., 1959 г.], изучавших Криворожский железорудный бассейн, железистые кварциты накапливались в геосинклинали, расчлененной на сравнительно небольшие внутренние прогибы. Суша, окружавшая геосинклиналь, была сильно пенепленизирована. Длительное химическое выветривание преимущественно основных пород обусловило выделение огромных масс железа и кремнезема, которые переносились в форме золей.

К сходным выводам пришел Н. А. Плаксенко [38], исследовавший район КМА, который отметил, что плоский рельеф дна водоема обеспечил устойчивость идеального фациального профиля. Намеченные им генетические типы кварцитов образуют естественный ряд от наиболее мелководных безрудных и малорудных к самым глубоководным (200—300 м) гематитовым и магнетит-гематитовым. Впрочем, представление о гематитовых рудах как о наиболее глубоководных часто вызывает возражения.

В последнее время появилось много данных о мелководных условиях накопления кремнисто-железистых формаций Восточной Канады и Индии [Gross G. A., 1972 г.; Fryer B. J., 1972 г.; Majumder T., Chakraborty K. L., 1977 г.]. В отложениях Канады изучены гранулы, оолиты, микробрекчии, структуры размыва, следы струйчатости, трещины синерезиса и т. п. В железистых кварцитах Индии (Орисса), сравнительно слабо метаморфизованных, отмечаются знаки ряби течений интерферирующего и поперечного типов, трещины синерезиса и усыхания, подводно-оползневые текстуры.

В начале нашего века возникла гипотеза о связи железистых кварцитов с подводной и наземной вулканической деятельностью. Впрочем, противопоставление осадочной и вулканогенно-осадочной гипотез отнюдь не обязательно. Например, Н. А. Плаксенко, доказывая осадочное происхождение кремнисто-железистой формации КМА, не отрицает существования вулканогенно-осадочных кремнисто-железистых формаций, а В. М. Чернов [8], описывая вулканогенно-осадочные формации Карелии, признает осадочный генезис формации КМА.

Существуют гипотезы и об эндогенном происхождении железистых кварцитов. И. И. Танатор первоначально [1916 г.] считал железистые кварциты Кривого Рога магматическими образованиями, а в 1948 г. выдвинул гипотезу об их происхождении в результате проникновения газированных кварцево-рудных растворов в амфиболовые сланцы. В. В. Жданов и Т. П. Малкова [1973 г.] месторождения Заимандровского района Кольского полуострова, считавшиеся вулканогенно-осадочными, рассматривают как продукт метасоматической базификации. Эдогенные гипотезы, на наш взгляд, гипертрофируют действительно имеющие место явления перераспределения вещества при метаморфизме. Я. Н. Белевцев подсчитал, что при образовании залежей богатых руд Центрального района Криворожского бассейна перемещено при метаморфизме 3—4 % железа от его общего количества в свите, причем в пределах этой свиты. Сторонники же эндогенных гипотез все железо и огромные массы кремнезема считают привнесенными в формацию извне, что вряд ли можно считать обоснованным.

Кремнисто-диатомитовые формации накапливались в морских условиях (на что указывает обилие планктонных диатомей и пелециподовая фауна) в эпохи некоторого успокоения вулканической деятельности и тектонической активности. Считается, что пирокластический материал привнесен из относительно удаленных источников. Глубины моря, судя по остаткам пелеципод, линзам органогенных известняков, находкам листовой флоры, вряд ли были очень значительны. Обилие тонких витрокластических туфов способствовало развитию кремневого планктона.

Последнее относится и к туфодиатомитовой формации. Пирокластолиты кислого состава, попадавшие в пресные озера воздушным путем, обогащали воду кремнеземом, что способствовало пышному развитию диатомовых водорослей.

Опоковая формация накапливалась преимущественно в краевых частях платформенных бассейнов на глубинах, не превышающих 100—150 м, в условиях гумидного климата и пенепленизированного рельефа суши, способствующих интенсивному химическому выветриванию и выносу в бассейн больших масс растворенного кремнезема. Большинство исследователей высказываются за биогенное происхождение аморфного кремнезема опоковой формации, но некоторые (В. П. Казаринов и др. [1969 г.]) признают значительную роль хемогенного осаждения кремнезема.

РУДОНОСНОСТЬ КРЕМНИСТЫХ ФОРМАЦИЙ, КРИТЕРИИ ОЦЕНКИ И ФАКТОРЫ ЛОКАЛИЗАЦИИ ОРУДЕНЕНИЯ

Для кремнистых формаций характерно широкое использование слагающих их пород в качестве полезных ископаемых: декоративных и технических камней (яшмы), абразивных материалов (новакулиты), как адсорбционный материал для очистки минеральных и пищевых масел (опока, трепел), в металлургии (ферросилиций) и т. д. С этими формациями связаны месторождения железа (джеспилиты), марганца, фосфоритов, молибдена, ванадия и урана.

Формация железистых кварцитов служит основой железорудной базы СССР (КМА, Кривой Рог и др.). Наиболее характерным ее

представителем является средняя свита криворожской серии нижнего протерозоя, в разрезе которой мощные железистые горизонты чередуются со сланцевыми (рис. 23).

Образование богатых железных руд криворожского типа Я. Н. Белевцев [1972 г.] связывает с метаморфизмом, приводившим к дегидратации первичных осадков, переносу подвижных компонентов метаморфическими растворами и отложению железа в складчато-трещинных структурах с образованием гипогенных магнетитовых и силикатно-магнетитовых руд.

Последующие гипергенные изменения, проникающие на глубину от десятков метров до 2000—2400 м, приводят к преобразованию магнетитов в плотные мартитовые руды, переходящие затем в пористые мартитовые руды, или к преобразованию магнетитов в гётит-гематитовые руды. Одновременно образуются «шелестухи» — вышелоченные джеспилиты, из которых кремнезем в значительной мере вынесен, а содержание железа в них повышено до 45—52 %. Выделяется самостоятельная рудная формация гематит-мартитовых кор выветривания.

Углеродисто-кремнистая формация Средней Азии отличается повышенными содержаниями ванадия и отчасти фосфора. В Среднем Тянь-Шане в южном (караторском) типе разреза формации (пер. Телек—р. Восточный Каратор) внизу выделяется пачка темно-серых и черных кремнистых и углисто-кремнистых алевролитов и лидитов с прослоями углисто-кремнистых сланцев (15—30 м). Выше прослеживаются пачки темно-серых до черных углисто-кремнистых сланцев, в средней части обогащенных ванадием, молибденом и другими металлами, с прослоями и линзами темно-серых массивных известняков. Вверху — пачка (150—180 м) переслаивающихся серых кремнистых сланцев с прослоями темно-серых известняков и ванадиеносных углисто-кремнистых сланцев. Общая мощность толщи до 300 м.

В шорторском типе разрезов хр. Джетымтау формация (шорторская серия) подразделяется на три свиты [Шабалин В. В. и Сагындыков К., 1960 г.]: а) среднекембрийскую кремнистых пород с прослоями и линзами ванадиеносных углисто-кремнистых сланцев (от 30—50 до 100—120 м); б) средне-верхнекембрийскую карбонатную (200—400 м) и в) нижнеордовикскую глинистых и кремнистых сланцев с верхним ванадиеносным горизонтом (100 м).

Среднекембрийская ванадиеносная свита, по данным М. М. Адышева и др. [1964 г.; 1967 г.], состоит из ритмично переслаивающихся темно-серых полосчатых кремнистых и ванадиеносных углисто-глинистых сланцев. Углисто-глинистые сланцы — черные, слоистые, состоят из гидрослюд, содержат 5—10 % $C_{орг}$ и более, обогащены ванадием, молибденом, хромом, висмутом, мышьяком, оловом, редкими землями и другими элементами, обычна мелкая вкрапленность пирита.

Яшмовая и кремнисто-сланцевая формация марганце-, железо- и фосфоритоносны. Отложения среднедевонской карамалыташской свиты D_2kr Южного Урала, относящиеся к яшмовой формации,

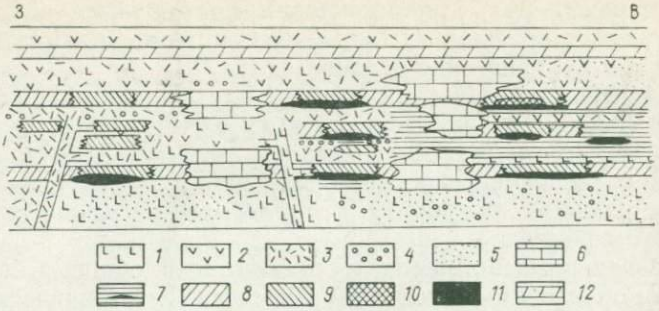


Рис. 24. Литологический профиль марганцевых месторождений Южно-Уральской группы [9].

1—3 — эффузивы: *1* — основные, *2* — средние, *3* — кислые; *4* — туфы; *5* — туффиты; *6* — известняки; *7* — глинистые сланцы; *8* — кремнистые сланцы; *9* — яшмы; *10* — гематитовые руды; *11* — марганцевые руды; *12* — доломиты.

включают большую группу браунит-гаусманит-родонитовых марганцевых месторождений западного борта Магнитогорского синклинория. На севере в этой формации наблюдаются два, а на юге три яшмовых горизонта с рудами (рис. 24): нижний — уразовский, средний — биккуловский и верхний — бугулыгырский. Месторождения образуют цепочки, протягивающиеся вдоль яшмовых горизонтов на десятки километров.

Спилит-диабаз-яшмовая вендско-кембрийская формация Удско-Селемджинского района содержит [Шехоркина А. Ф., 1976 г.] вулканогенно-осадочные гематитовые, гематит-магнетитовые и марганцевые (браунитовые и карбонатные) руды, а также фосфориты. Железные и марганцевые руды связаны с яшмами и вулканогенными породами и локализуются первые в Улигданском прогибе, а вторые — преимущественно в верхней толще верхнего кембрия (Ир-Нимийское месторождение с шестью горизонтами браунит-гаусманит-родонитовых руд). Месторождения фосфоритов (Нельканское, Нимийское, Горелое и Лагапское) приурочены к восточной и центральной частям Селиткано-Нимийского поднятия (хр. Джагды). Фосфориты накапливались на мелководье, оконтуривавшем небольшие рифы.

С кварц-кератофир-спилит-диабазовой формацией и ассоциирующими с ней кремнисто-сланцевыми толщами связаны серноколчеданные и медно-цинковые колчеданные стратиформные месторождения (уральского типа). Примерами их могут служить Урупская группа в Передовом хребте Кавказа, Акбастауское и Кусмурунское месторождения в Чингиз-Тарбагатайской системе, Подольское, Сибайское, Учалинское и другие месторождения на Урале. Преобладают серноколчеданные руды, подчиненное значение имеют медные колчеданные, цинковые колчеданные и медно-цинковые колчеданные. В кровле массивных рудных тел нередко отмечаются конгломератовидные руды, вероятно, продукт почти синхронного раз-

мыва массивных руд. Месторождения формируются в кальдерах проседания или на флангах вулканических гряд и могут рассматриваться как вулканогенно-осадочные.

С опоковой формацией на Русской платформе связаны небольшие концентрации железа и марганца. Железорудные залежи тяготеют к окраинным частям формации, отлагавшимся в прибрежном мелководье (Хоперское месторождение и др.). Рудные оолиты состоят в основном из хлорита и гидрогётита, встречаются прослои массивного сидерита.

Из приведенных примеров достаточно ясны общие факторы локализации оруденения, к которым относятся геотектонические, формационные, стратиграфические и палеогеографические.

Применительно к кремнистым формациям формационные и стратиграфические критерии тесно переплетаются в связи с эволюцией типов кремнистых формаций во времени: кремнисто-железистые формации — протерозойские; углеродисто-кремнистые — раннепалеозойские; кремнисто-сланцевые и яшмовые формации — фанерозойские, но намечаются максимумы их накопления в ордовике, девоне—карбоне и мелу; кремнисто-диатомитовая, туфодиатомитовая формации — кайнозойские, а опоковая — позднемеловая—кайнозойская.

С кремнисто-железистой формацией ассоциирует рудная формация железистых кварцитов, впрочем железистые кварциты встречаются и в метаморфизованных протерозойских вулканогенных кварц-кератофир-спилит-диабазовых формациях Карелии и др. Это определяет и приуроченность железистых кварцитов преимущественно к нижнепротерозойским толщам, и проявление их в пределах щитов и кристаллических массивов платформ, менее в структурных комплексах фундамента складчатых областей. Характерен метаморфизм зеленосланцевой, иногда амфиболитовой фации (с процессами метаморфизма связано образование богатых железных руд криворожского типа). Более высокая степень метаморфизма является отрицательным фактором, снижающим качество руд.

Для локального прогнозирования, особенно магнетитовых разностей кварцитов, может быть использовано наличие линейных магнитных аномалий высокой интенсивности и сопряженных с ними гравиметрических аномалий.

Гематит-мартитовые руды кор выветривания формируются при наличии длительного периода континентального выветривания и отсутствии последующих процессов интенсивной денудации. Поэтому руды этого типа широко распространены на месторождениях КМА и Кривого Рога и отсутствуют на Балтийском и Алданском щитах. Коры выветривания на железистых кварцитах плащеобразные на КМА и линейные в Кривом Роге [22].

Типы железо- и марганценосности кремнистых формаций хорошо отражают общую эволюцию осадочного рудообразования. По А. Б. Ронову [1980 г.], эволюция во времени железо- и марганценакопления заключается в обеднении осадочных толщ железом и разделении железа и марганца. В раннем протерозое накаплива-

лись огромные массы железа, марганец присутствует в железоносных толщах в виде примеси и не дает самостоятельных промышленных месторождений. В палеозое обычно железо-марганцевое оруденение (к вулканогенно-яшмовым формациям приурочены браунит-родонитовые месторождения, которые ассоциируют с гематитовыми рудами — кембрийские Удско-Селемджинской группы, среднедевонские Южно-Уральской), а в палеогене возникают месторождения марганца с рудами, почти полностью лишенными железа, и сравнительно мелкие месторождения железа, очень бедные марганцем. Это связано с увеличением содержания свободного кислорода в атмосфере, вследствие чего железо, окисляющееся легче, чем марганец, во все больших количествах переходило в малоподвижную трехвалентную форму. Одновременно отмечается миграция железо- и марганценакопления из геосинклиналей на платформы. Закономерности платформенного железо- и марганценакопления охарактеризованы в главе, посвященной терригенным формациям.

Для прогнозирования как железо-марганцевого, так и серноколчеданного и медно-цинкового колчеданного оруденения в вулканогенно-кремнистых формациях основными являются тектонические и формационные критерии: приуроченность к эв- и миктогеосинклинальным прогибам и соответственно к спилит-диабаз-яшмовой (или яшмовой) и к кварц-кератофир-спилит-диабаз-кремнисто-сланцевой формациям. Проявляется стратиграфический контроль оруденения: верхний ордовик—нижний силур, средний девон, а для железо-марганцевого оруденения и кембрий. Литологический контроль оруденения в месторождениях уральского типа проявляется в приуроченности рудных тел к липаритам, липарит-дацитам, их туфам, порфироидам или к контакту основных и кислых вулканогенных пород, иногда оруденение отмечается в вулканогенно-осадочных и осадочных породах.

Углеродисто-кремнистая формация формировалась в эпоху накопления фосфора и редких металлов в начале палеозоя. Причину возникновения этой эпохи М. Н. Альтгаузен [1956 г.] видел в сочетании ряда факторов: в докембрии фосфор накапливался в морских водах и мало осаждался (видимо, в связи с высокими концентрациями углекислого газа в атмосфере и морских водах); в кембрии развитие органической жизни привело к уменьшению концентрации углекислого газа, что снизило растворимость фосфора и редких металлов и вызвало интенсивное их накопление в благоприятных палеогеографических условиях (в мелководных проливообразных бассейнах и при ограниченном привносе обломочного материала). Ведущими при прогнозировании этого типа оруденения также являются стратиграфический фактор — приуроченность к кембрийскому периоду рудообразования, палеотектонический — наличие узких линейных миктогеосинклинальных прогибов и собственно формационный — связь с углеродисто-кремнистой формацией.

V. КАРБОНАТНЫЕ ФОРМАЦИИ

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ И ТИПЫ ФОРМАЦИЙ

При решении задач оценки рудоносности карбонатных формаций наиболее целесообразно в качестве ведущего признака для их выделения принять вещественный состав. Следуя этому принципу, все парагенезы, состоящие более чем на 50 % из карбонатных пород — известняков, доломитов и мергелей, авторы объединяют в класс карбонатных формаций. Такой подход позволяет выделить в составе класса по отсутствию и малому содержанию (менее 10 %) или же значительной примеси некарбонатного компонента в формациях ряд крупных групп: собственно карбонатную или «чисто» карбонатную, кремнисто-карбонатную, терригенно-карбонатную, вулканогенно-карбонатную и сульфатно-карбонатную, из которых первая, кроме того, может быть разделена на три подгруппы (известняковую, доломитовую и смешанную известняково-доломитовую).

Характер соотношения известняков, доломитов и мергелей в конкретных формациях отличается большим разнообразием. Они либо равномерно чередуются по разрезу, либо в значительной степени обособлены друг от друга и слагают мощные пачки — субформации, либо одни из них резко подчинены другим. То же самое характерно и для распределения некарбонатных образований. Поскольку в любых формациях в качестве патрических или второстепенных членов обычно присутствуют и некарбонатные породы, строение их представляется весьма сложным, если еще принять во внимание структурные и текстурные особенности пород различного состава.

Переход от одной формации к другой по латерали происходит путем очень постепенного вклинивания или появления отдельных выклинивающихся в обе стороны пачек. Нижняя граница формаций обычно резкая, с базальными обломочными образованиями в основании, отвечающая началу трансгрессивных циклов седиментации; верхняя чаще постепенная. Мощности варьируют от десятков — первых сотен метров до 1—4 км, достигая максимума в эвгеосинклинальных зонах. Общность особенностей вещественного состава и структуры конкретных формаций с учетом их положения в формационных рядах, морфологии тел и мощности позволяет объединить их в абстрактные типы, иерархически подчиненные группам (табл. 6).

Особенности вещественного состава и внутреннее строение парагенезов в свою очередь определяются тектоническим, климатическим и палеогеографическим (s. stricto) факторами. По тектоническому признаку все карбонатные формации могут быть разделены на три ассоциации: геосинклинальную, орогенную и платформенную. При этом геосинклинальная ассоциация охватывает области собственно геосинклиналей: эвгеосинклинали, миогеосинклинали, флишевые троги, пригеосинклинальные прогибы, а также срединные массивы и геоантиклинали; орогенная (эпигеосинклинальные орогенные области): краевые прогибы, межгорные впадины, глыбовые поднятия и вулканогенные пояса, а также области постконсолидационной активизации—внутренние впадины, предгорные прогибы и сводово-глыбовые поднятия; а платформенная—области собственно платформ, квазиплатформ, катаплатформ и авлакогенов.

В первую ассоциацию включены рифовая, слоисто-известняковая, доломитовая, кремнисто-карбонатная, карбонатная флишевая и формации вулканогенно-карбонатной группы; во вторую — известняковая, мергельно-известняковая и красноцветная морская известняковая формации и в третью — рифоидная, фтанитоидно-битуминозно-карбонатная, известняково-кукерситовая, меловая, сероцветная глинисто-известняковая, пестроцветная глинисто-карбонатная, известняково-доломитовая, песчано-доломитовая и формации сульфатно-карбонатной группы.

При всем разнообразии перечисленных выше геотектонических обстановок максимальное карбонатообразование в них связано со стадиями наибольшей стабильности тектонического режима и в целом характерно для инундационной стадии крупных седиментационных циклов платформ и синиверсионных этапов развития геосинклиналей. При рассмотрении карбонатных формаций устанавливается, что далеко не все из них являются типоморфными для каких-либо определенных тектонических областей. Среди формаций подвижных поясов можно назвать только вулканогенно-карбонатные, рифовую, доломитовую и карбонатную флишевую; среди орогенных — красноцветную морскую известняковую и мергельно-известняковую; а среди платформенных — лишь меловую и известняково-кукерситовую. Остальные типы платформенных и геосинклинальных парагенезов спорадически присутствуют также в пределах орогенных систем. Однако при этом ряды формаций и их полнота в различных геотектонических зонах существенно отличаются друг от друга.

Карбонатные формации в подавляющем большинстве представлены морскими отложениями. Накопление их в основном происходило в мелководных и умеренно глубоководных зонах шельфа открытых морей с нормальной или слабо нарушенной соленостью, значительно реже в относительно глубоководной и даже батиальной (меловая формация) частях бассейна, а также в полуизолированных или изолированных осолоненных лагунах. Почти все карбонатные парагенезы приурочены к зонам аридного климата. Ис-

ТАБЛИЦА 6

Распространение карбонатных формаций в различных тектонических зонах

| Группа | Подгруппа | Типы формаций | Тектонические области | | |

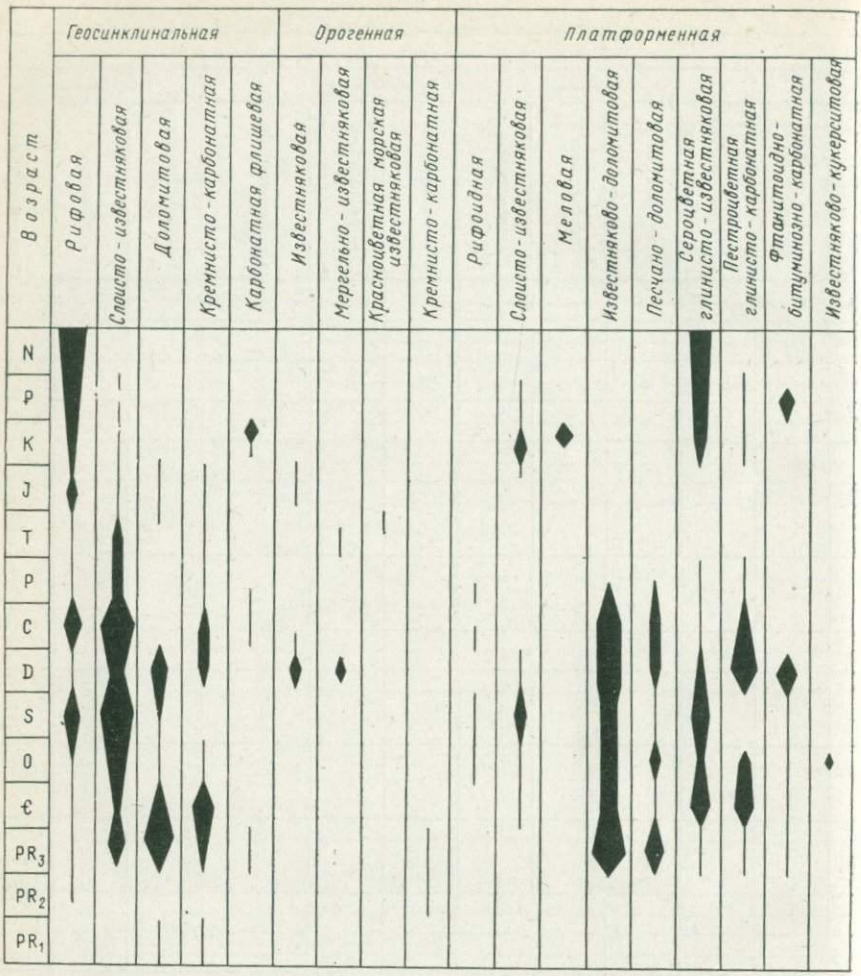


Рис. 25. Стратиграфическое распространение карбонатных формаций на территории СССР (по Э. Н. Янову).

ключение составляют только известняковая, рифоидная и песчано-доломитовая формации, встречающиеся также в областях с гумидным климатом, и сероцветная глинисто-известняковая, фтанитоидно-битуминозно-карбонатная и некоторые сульфатно-карбонатные формации, которые могли формироваться также в областях с умеренным климатом.

Первые карбонатные породы известны с позднего катархея. Они представлены в основном мраморами и кальцифирами и имеют крайне незначительное распространение. В раннем протерозое количество карбонатных отложений резко возрастает, однако в раз-

резах еще по-прежнему преобладают вулканогенные и терригенные породы (карбонатно-вулканогенные и карбонатно-терригенные формации). И только начиная с позднего протерозоя впервые появляются мощные карбонатные толщи — монотонные или содержащие подчиненные терригенные и (или) вулканогенные прослои.

Существуют определенные закономерности распространения отдельных типов карбонатных формаций во времени (рис. 25). Большинство из них приурочено к позднему протерозою—палеозою, значительно меньшая часть — к мезозою и лишь отдельные формации имеют широкий возрастной интервал. Так, например, доломитовая широко развита в позднем протерозое, реже в девоне; кремнисто-карбонатная — в кембрии и девоне — карбоне; слоисто-известняковая — в силуре и карбоне; известняковая и мергельно-известняковая — в девоне; известняково-доломитовая и песчано-доломитовая — от позднего протерозоя до ранней перми; красноцветная морская известняковая — в позднем триасе; рифовая и рифоидная — от среднего протерозоя доныне и т. д. Наряду с преимущественной или специфической приуроченностью карбонатных формаций к определенным этапам развития земной коры проявляется также необратимая эволюция карбонатонакопления, обусловливающая различия между однотипными разновозрастными отложениями. В целом начиная с докембрия возрастает роль биогенных известняков, постепенно вытесняющих хемогенные известняки и доломиты.

При обзоре формаций использованы данные Э. Н. Янова и др. [1979 г.], Н. С. Малича [1974 г.], В. Е. Попова и Ю. Г. Старицкого [1978 г.], Э. И. Кутырева [1978 г.], Б. М. Михайлова и В. Г. Колокольцева [1978 г.], Б. М. Михайлова и др. [1978 г.], В. И. Бергера [1978 г.], В. Л. Либровича и Л. М. Мызниковой [1978 г.], И. К. Королюк и др. [1975 г.], Л. Б. Рухина [1969 г.], В. И. Смирнова и Д. И. Горжевского [1978 г.], М. Г. Жарикова [1978 г.], В. А. Кузнецова [1978 г.], Г. А. Соколова и В. М. Григорьева [1978 г.], В. Е. Попова [1979 г.], И. М. Варенцова и В. П. Рахманова [1978 г.], Г. С. Дзоценидзе [1965 г]. И. В. Лучицкого [1971 г.], Л. Н. Формозовой [1968 г.], И. В. Хворовой [1965 г.], Л. Дж. Уилсона [1980 г.] и собственные наблюдения по силуру Русской и Сибирской платформ.

ГРУППА СОБСТВЕННО КАРБОНАТНЫХ ФОРМАЦИЙ

Рифовая формация

Синонимы: «рифовая известняково-доломитовая» окраинная и внутриокеаническая [Попов В. И., 1977 г.], «морская мелководная карбонатная рифогенная» прибрежная и отдаленная [Попов В. И., 1977 г.], «барьерно-рифовая» [Хаин В. Е., 1959 г.], «рифовых известняков» [Цейслер В. М., 1977 г.].

Типовая формация — герцинская рифовая (силур — нижний девон Урала).

Представляет собой карбонатную толщу, сложенную почти исключительно биогермными известняками и продуктами их разрушения. Объединяет крупные (многие сотни метров высотой, в несколько километров длиной) куполообразные и холмоподобные

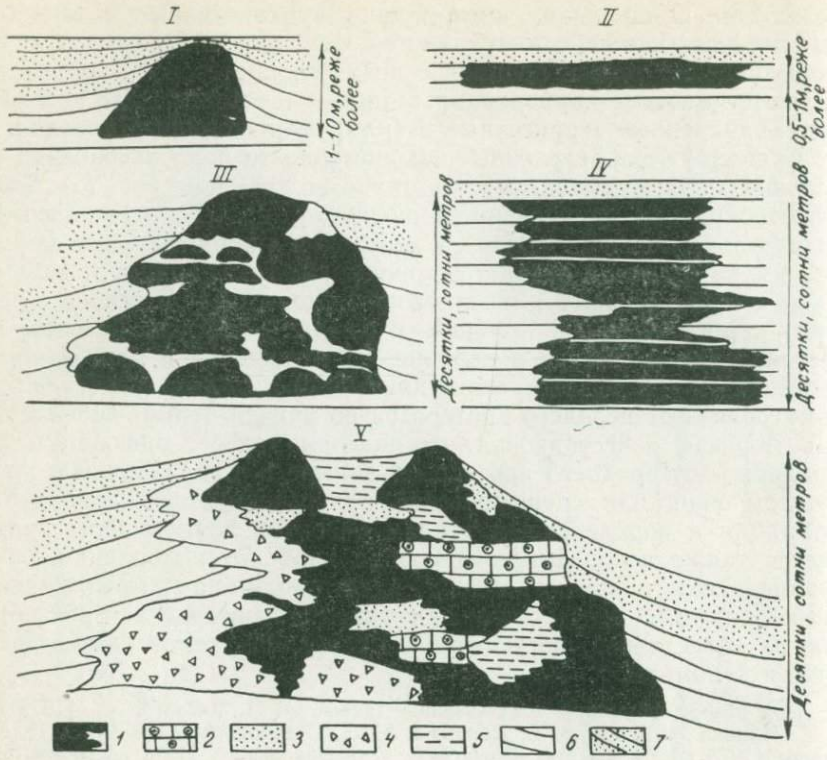


Рис. 26. Типы органогенных построек (по И. К. Королюк [1975 г.]).

I, *II* — простые постройки: *I* — биогермы, *II* — биостромы; *III*—*V* — сложные органогенные массивы: *III* — биогермный, *IV* — биостромный, *V* — рифовый.
1 — биогермные известняки; *2* — отложения рифового плато; *3* — детритовые известняки; *4* — отложения шлейфов; *5* — отложения лагун; *6* — отложения, одновозрастные с органогенной постройкой; *7* — более молодые отложения.

рифовые массивы, биостромы и мелкие (первые метры — первые десятки метров) биогермы (рис. 26), а также вмещающие их массивные органогенно-обломочные известняки, мергели и доломиты межрифовых заливов, проливов и лагун. Цикличность отсутствует либо проявлена весьма слабо.

Каркасными рифостроителями служат различные по систематическому положению известьвыделяющие прикрепленные бентосные организмы, как правило колониальные (водоросли, кишечнополостные, археоциаты и мшанки), значительно реже одиночные, нарастающие друг на друга (простейшие, губки, черви и моллюски).

Состав рифостроящих организмов во времени существенно менялся. В протерозое доминирующая роль принадлежала строматолитам; в раннем — среднем палеозое преобладали водоросли, реже археоциаты и строматопораты, с которыми местами ассоциировали мшанки и кораллы; в позднем палеозое на первый план вы-

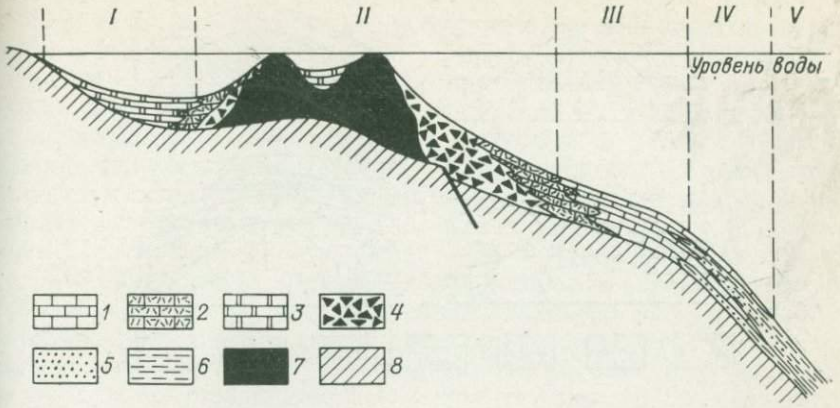


Рис. 27. Идеализированный латеральный формационный ряд.

I—V — формации: *I* — доломитовая, *II* — рифовая, *III* — слоисто-известняковая, *IV* — известняково-глинистая или карбонатно-глинисто-песчаная, *V* — глинистая.
1 — слоистые известняки передового склона; *2* — детритовые известняки предрифовой и зарифовой зон; *3* — доломиты внутририфовых и прибрежных лагун; *4* — крупнообломочный шлейф разрушения рифовых построек; *5* — песчаники и алевролиты относительно мелководной зоны открытого шельфа; *6* — аргиллиты и мергели глубоководной зоны шельфа; *7* — ядро рифа; *8* — субстрат.

ходят гидроидные, водоросли и мшанки; начиная с мезозоя впервые появляются коралловые рифы, построенные склерактиниями. Наблюдается эволюция и самих органогенных построек. В протерозое — кембрии они были крайне примитивны, затем в них появляется морфологическая и экологическая зональность, постепенно все более усложняющаяся и достигшая максимума в эоцене.

Среди современных рифов по морфологии и расположению различаются атоллы, барьерные, береговые или окаймляющие рифы и рифы на банках. Организмы в положении роста составляют в них не менее 10 % объема.

Формационные тела имеют обычно узкую лентовидную форму, достигая мощности 1,5 км и более (верхнеюрская формация Горного Крыма) и протягиваясь на десятки километров (верхнесилурийско-среднедевонская формация Тянь-Шаня). Они приурочены к внутригеосинклинальным поднятиям, разделенным некомпенсированными прогибами; протягиваются по бортам мио- и миктогеосинклинальных прогибов, а также по периферии срединных массивов и геоантиклиналей и контролируются крупными разломами.

В латеральном ряду рифовая формация замещается флишевой, флишоидной, карбонатно-глинисто-песчаной, известняково-глинистой, слоисто-известняковой, доломитовой, парамолассовой и туфопесчано-конгломератовой формациями (рис. 27). Подстилается полимиктовой, олигомиктовой, граувакковой и флишоидной формациями; перекрывается флишоидной, карбонатно-глинисто-песчаной и известняково-глинистой формациями.

Формирование толщи происходило в центральных мелководных зонах океанов, на шельфах и во внутренних морях в условиях нор-

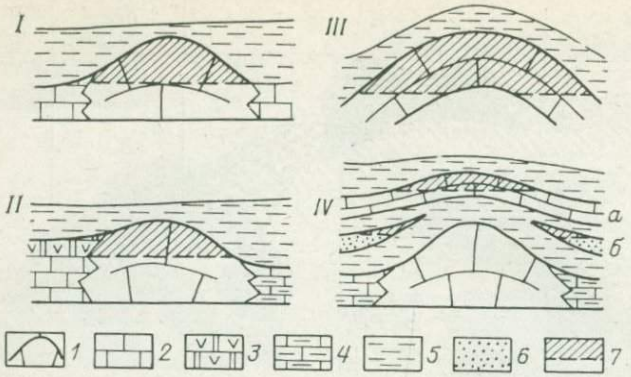


Рис. 28. Основные типы ловушек нефти и газа в рифогенных сооружениях (И. К. Королюк и др. [1975 г.]).

I — палеогеоморфологический; *II* — литолого-палеогеоморфологический; *III* — структурно-палеогеоморфологический; *IV* — ловушки в покрывающих отложениях: *а* — в атектонических структурах, *б* — в зонах литологического выклинивания над рифом.
1 — органогенная постройка; *2* — известняки; *3* — плотные непроницаемые доломиты и сульфаты; *4* — известняки глинистые, мергели; *5* — толщи-покрышки различного состава; *6* — песчаники; *7* — ловушки.

мальной или слабо нарушенной солености, повышенной гидродинамики, обеспечивающей хорошую аэрацию воды, и жаркого климата. Установлено, что глубина современного рифообразования тесно связана с географической широтой: ближе к экватору она больше. Так, наибольшая глубина, на которой встречены современные рифы у о. Суматра, 110 м, тогда как у Багамских островов она не превышает 9 м.

С формацией связаны месторождения нефти и газа (Арун — Суматра; Зелтен, Гиало и др.— Ливия; Киркук — Северный Ирак; Скарри-Снайдер — США и целый ряд других в Канаде, Мексике и на Ближнем Востоке, а также многие месторождения

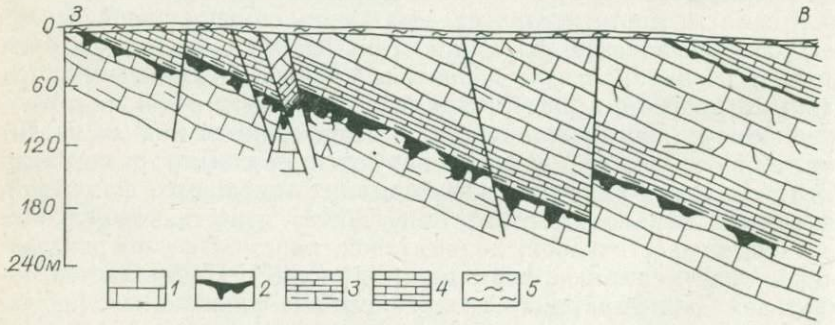


Рис. 29. Разрез через месторождение Красная Шапочка (рифовая формация, Северный Урал) (по Б. М. Михайлову [1978 г.]).

1 — известняки массивные (D_2); *2* — бокситы; *3* — мергели и аргиллиты; *4* — амфипоровые известняки (D_2); *5* — супеси и суглинки (Q).

Приуралья, Северного Кавказа и Бухаро-Хивинской области в СССР) (рис. 28), осадочные переотложенные месторождения бокситов с высоким качеством руд (Северо-Уральская и Салаирская группы в СССР, Гаити, Ямайка и др.) (рис. 29), син- и диагенетические месторождения марганца (Усинское — Кузнецкий Алатау), метасоматические месторождения флюорита и редких металлов, возникающие на контакте с гранит-аляскитовыми и гранит-лейкогранитовыми интрузиями, а также крупные залежи высококачественных нефелиновых руд на контакте со щелочными габброидами (Кин-Шалтырское, Горячегорское и др. — Кузнецкий Алатау).

Сами рифогенные известняки используются в химической промышленности для получения карбида кальция и соды, в металлургической промышленности в качестве флюсующей добавки и в сельском хозяйстве при известковании почв. Они идут в переработку для получения цемента и извести, широко применяются в качестве строительного и облицовочного камня, бута и щебня, а также служат наполнителям дёгте- и асфальтобетона.

Рифоидная формация

Установлена Э. Н. Яновым [1971 г.]. Синонимы: «платформенная рифовая» [Хаин В. Е., 1973 г.], «биогермных массивов» и «слоистых известняков с рассеянными биогермами» [Королюк И. К., 1980 г.], «морская известняковая» (part.) [Предтеченский Н. Н., 1980 г.].

Типовая формация — малиновецкая (лудлов Подолии).

Представляет собой толщу слоистых и комковатых органогенно-детритовых известняков, доломитов и сероцветных, реже пестроцветных мергелей, включающую пространственно обособленные биогермы, биостромы и мелкие биогермные массивы. Биогермы явно преобладают над органогенными постройками других типов и имеют небольшие размеры (первые метры — первые десятки метров) (рис. 30). Они обычно сконцентрированы в полосы, часто идущие параллельно друг другу, и расположены на одном стратиграфическом уровне или кулисообразно смещаются по разрезу. Составляя характерную особенность толщи, биогермные известняки не оказывают существенного влияния на характер других осадков и занимают объем, не превышающий 10—30 % общего объема толщи.

Формации приурочены к пограничным зонам стабильных и сравнительно интенсивно погружавшихся участков платформ, как правило контролировавшихся разломами фундамента. Они развиты в основном на границе обособленных сводовых поднятий и разделяющих их прогибов и образуют наиболее протяженные полосы вдоль региональных структурных уступов. Этот тип формаций обычен и для платформенного борта краевых прогибов орогенных областей, в которых биогермные массивы имеют значительно бóльшие мощности и характеризуются бóльшим набором организмов-породообразователей.

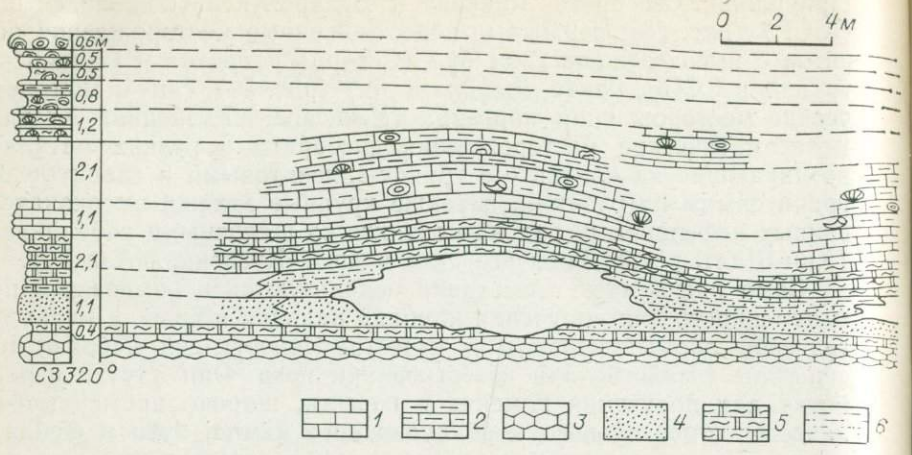


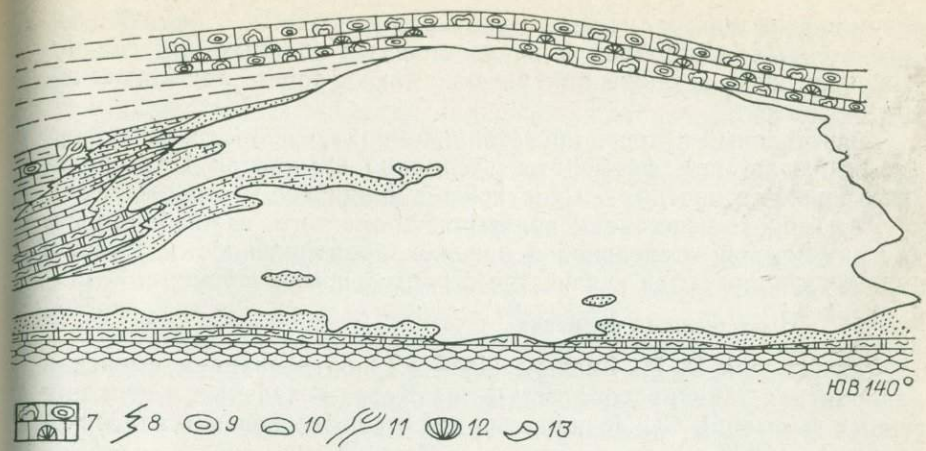
Рис. 30. Криноидно-коралловые биогермы в мукшинском горизонте силура
1 — известняки; *2* — глинистые известняки; *3* — комковатые известняки; *4* — детритовые *10* — строматопораты; *11* — ветвистые колонии табулят; *12* — массивные колонии табулят;

Формационные тела имеют линзовидно-уплощенную и линзовидную форму с протяженностью в сотни, иногда тысячи километров (нижний кембрий северо-восточной части Сибирской платформы), шириной от 20—30 до 100—150 км и мощностью от первых десятков до нескольких сотен метров.

По латерали в сторону погруженных участков платформы рифоидная формация обычно замещается слоисто-известняковой и (или) сероцветной глинисто-известняковой формациями; в направлении к стабильным участкам — известняково-доломитовой или сульфатно-карбонатной формациями (рис. 31). Подстилается сероцветной глинисто-известняковой или пестроцветной глинисто-карбонатной формациями и перекрывается сульфатно-карбонатной и терригенной формациями.

Рост органогенных построек и накопление толщи карбонатных осадков происходили в турбулентной зоне мелководного шельфа в морях с нормальной или слабо нарушенной соленостью, в условиях теплого или тропического климата. При этом в бассейнах с ненормальной соленостью набор биогермообразователей часто ограничен одним-двумя видами: строматолитов и археоциат при осолонении или мшанок и некоторых водорослей при опреснении.

С формациями краевых частей платформ и зон их сочленения с карбонатогенными и флишевыми миогеосинклиналями (Волго-Уральская область, Предуральский, Месопотамский, Восточно-Мексиканский прогибы и др.) связаны многочисленные, часто крупные месторождения нефти и газа. Высокая продуктивность формации обусловливается хорошими коллекторскими свойствами пород, дополнительно повышающимися в результате процессов вторичной доломитизации, перекристаллизации и выщелачивания, их



Подолии на р. Днестр (рифоидная формация).
известняки; *5* — домериты; *6* — аргиллиты; *7* — биостромы; *8* — биогермы; *9* — водоросли; *13* — ругозы.

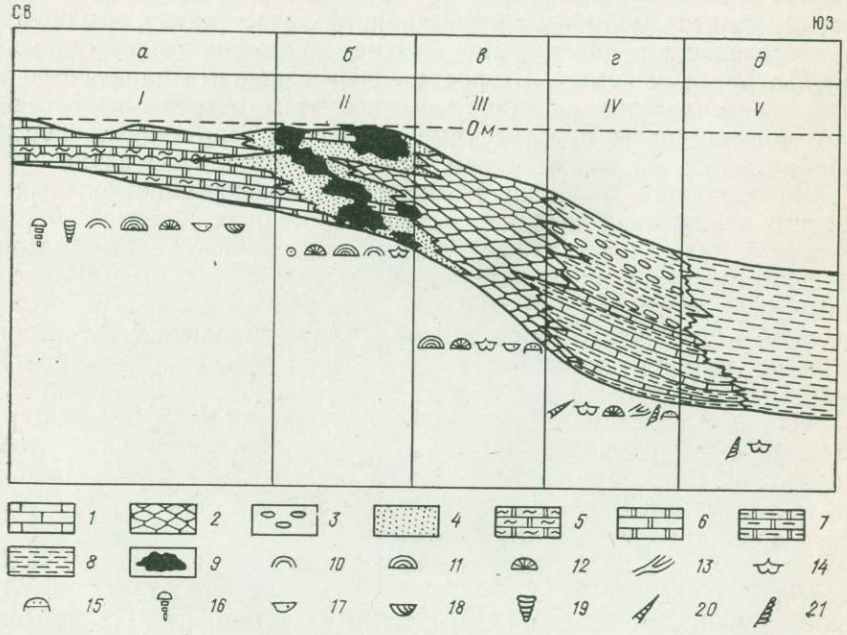


Рис. 31. Латеральный формационный ряд силура Подолии.
а—в — мелкий шельф, зоны: *а* — мелководно-лагунная, *б* — отмельная турбулентная, *в* — субтурбулентная; *г* — переходная область (склон); *д* — глубокий шельф.
I—V — формации: *I* — известково-доломитовая, *II* — рифоидная, *III* — слоисто-известняковая, *IV* — глинисто-известняковая, *V* — глинистая.
1 — ровнослоистые известняки; *2* — комковатые известняки; *3* — желваковистые известняки; *4* — детритовые известняки; *5* — домериты; *6* — доломиты; *7* — глинистые доломиты; *8* — аргиллиты; *9* — биогермы; *10* — водоросли; *11* — строматопораты; *12* — табуляты; *13* — мшанки; *14* — брахиоподы; *15* — трилобиты; *16* — эвриптериды; *17* — остракоды; *18* — пелециподы; *19* — гастроподы; *20* — тентакулиты; *21* — граптолиты.

битуминозностью, наличием резервуаров и ловушек в погребенных органогенных постройках и непроницаемых соляных или глинистых покрышек, а также приуроченностью к зонам тектонической трещиноватости.

Значительный интерес представляют приуроченные к этим формациям пластовые фосфориты (пермские отложения Предуральского краевого прогиба — Селеукское и Ашинское месторождения).

Рифогенные известняки являются, кроме того, важным сырьем для химической, стекольной и пищевой промышленности, а также широко используются в качестве строительного материала.

Известняковая формация

Установлена Э. Н. Яновым [1966 г.] под названием «морская карбонатная (салаирского типа)», на Карте осадочных и вулканогенных формаций СССР показана как «известняковая (салаирского типа)» [1979 г.].

Типовая формация — салаирская нижне-среднедевонская (крековский — салаиркинский горизонты).

Представляет собой монотонную толщу серых, светло- и зеленовато-серых, иногда розоватых или черных массивных и плитчатых, крипто-, мелко- и среднезернистых известняков, обычно охарактеризованных обильными остатками разнообразной морской фауны, местами немых. Второстепенными членами парагенеза являются песчанистые и глинистые известняки, мергели, известняковые конгломераты и аутигенные брекчии. Терригенные породы крайне редки и слагают преимущественно базальные пачки

Локализуется в нижнедевонских — нижнекаменноугольных и юрских отложениях краевых прогибов орогенных областей. Формационные тела четковидные, мощностью многие сотни метров. В формационных рядах сменяет молассоидную формацию; перекрывается пестроцветной морской известняково-глинистой, сероцветной известняково-терригенной и дацит-липаритовой формациями; по латерали замещается сероцветной известняково-терригенной, андезито-базальтовой и дацит-липаритовой формациями.

Накапливалась в литоральной и сублиторальной зонах открытых морских бассейнов нормальной солености, с периодическим сероводородным заражением придонных вод в эпоху относительного тектонического покоя и пенепленизации областей сноса, в условиях аридного и гумидного климатов.

С типовой формацией связано Обуховское низкопродуктивное месторождение бокситов карстового типа с корунд-диаспоровой и гиббситовой минерализацией и низким качеством руд (кремниевый модуль >3). Рудные залежи приурочены к внутриформационным перерывам в известняках в основании среднего девона.

Слоисто-известняковая формация

Установлена В. Е. Хаиным [1959 г.] в качестве субформации известняковой формации. Синонимы: «известняково-доломитовая» (part.) [Страхов Н. М., 1951 г.], «слоистая известняково-доломито-

вая» [Попов В. И., 1952 г.], «известняковая» (part.) [Рухин Л. Б., 1962 г.; Малич Н. С., 1974 г.; Цейслер В. М., 1978 г.], «слоисто-известняковая платформенная» [Г. И. Теодорович, 1959 г.], «морская карбонатная слоистая» мелководная, мелководная удаленная и глубоководная [Попов В. И., 1968 г.], «слоистых известняков», «известняков и доломитизированных известняков» [Королюк И. К., 1980 г.], «морская известняковая» (part.) [Предтеченский Н. Н., 1980 г.].

Типовая формация для геосинклинальных областей — тертерская (верхний сенон Малого Кавказа), для платформенных — марьяновская и черченская (венлок Подолии).

Слагается светло-серыми, серыми, иногда почти черными пелитоморфными, зернистыми, детритовыми и биоморфными известняками с четкой пластовой или комковатой текстурой, охарактеризованными многочисленными и разнообразными остатками бентосной фауны (рис. 32). Второстепенными членами парагенеза являются доломитизированные известняки, вторичные доломиты, мергели, реже известковые песчаники, конгломераты, аутигенные брекчии, оолитовые известняки и седиментационные доломиты. Органогенные постройки крайне редки и маломощны.

Развита в геосинклинальных (многеосинклинали, эвгеосинклинали, срединные массивы и геоантиклинали) и платформенных областях, иногда в пригеосинклинальных орогенных прогибах, отличаясь при этом рядом специфических особенностей. В геосинклинальных областях формационные тела преимущественно пластинообразные мощностью сотни и первые тысячи метров, имеющие уз-

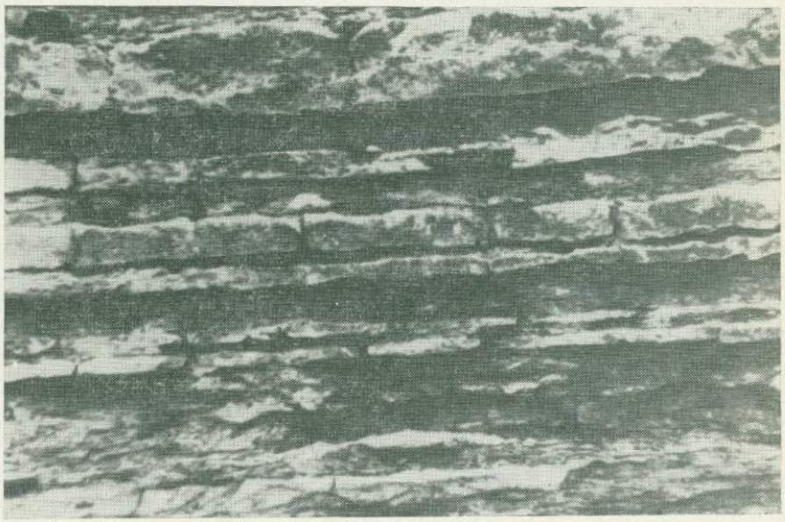


Рис. 32. Тонкослоистые известняки силурийской слоисто-известняковой формации Подолии. Фото Н. Н. Предтеченского.

кое пространственное распространение и довольно пестрые по составу слагающих их пород; в платформенных — линзовидные и линзовидно-уплощенные, характеризуются широким распространением, малыми мощностями (20—500 м), выдержанными в пределах толщи, и однородным составом. Так, например, Кочумдекская формация силура развита почти по всей Сибирской платформе, за исключением ее южной, юго- и северо-восточной частей.

Формации геосинклинального типа формируются в средние этапы тектонического цикла. В латеральном ряду они замещаются карбонатно-глинисто-песчаными, кремнисто-карбонатными, доломитовыми, рифовыми и флишевыми формациями (рис. 27); подстилаются полимиктовыми, олигомиктовыми, глинистыми и флишоидными формациями; перекрываются флишевыми, флишоидными, доломитовыми, рифовыми, кремнисто-сланцевыми и другими формациями.

Формации платформенного типа характерны для инундационной стадии развития этих областей. Замещаются известняково-доломитовыми, галогенными калиеносными, глинисто-известняковыми и сероцветными морскими глинисто-песчаными формациями (рис. 31, 33); подстилаются глинисто-известняковыми, пестроцветными глинисто-карбонатными, красноцветными глинисто-песчаными или кварцево-песчаными формациями; перекрываются глинисто-известняковыми, сульфатно-карбонатными и известняково-доломитовыми формациями.

Накопление осадков происходило в умеренно глубоководных и мелководных зонах открытых морских бассейнов с нормальной или слабо нарушенной соленостью, иногда с признаками незначительного сероводородного заражения, в областях с жарким сухим, реже влажным климатом.

Формации краевых частей платформ и зон их сочленения с карбонатогенными и флишевыми многеосинклиналями часто нефтегазоносны (Волго-Уральская область, Предуральский, Колвинский, Северо-Пиренейский, Предаппалачский прогибы и др.). Месторождения приурочены к брахиантиклинальным и куполовидным структурам, осложненным системой разрывных нарушений. Характеризуются многопластовостью, большой мощностью продуктивных горизонтов и обычно ограничены поверхностью крупного регионального перерыва в осадконакоплении. Возникновение залежей обусловлено интенсивными процессами доломитизации, существенно повышающими коллекторские свойства известняков.

Меловая формация

Установлена в XVIII—XIX вв. как стратиграфическое подразделение, соответствующее верхнему отделу меловой системы. Синонимы: «писчего мела» [Страхов Н. М., 1951 г.], «глауконитово-карбонатная», включающая «глауконитово-меловую» [Шатский, 1965 г.], «писчего мела и мелоподобных известняков», «мелоподоб-

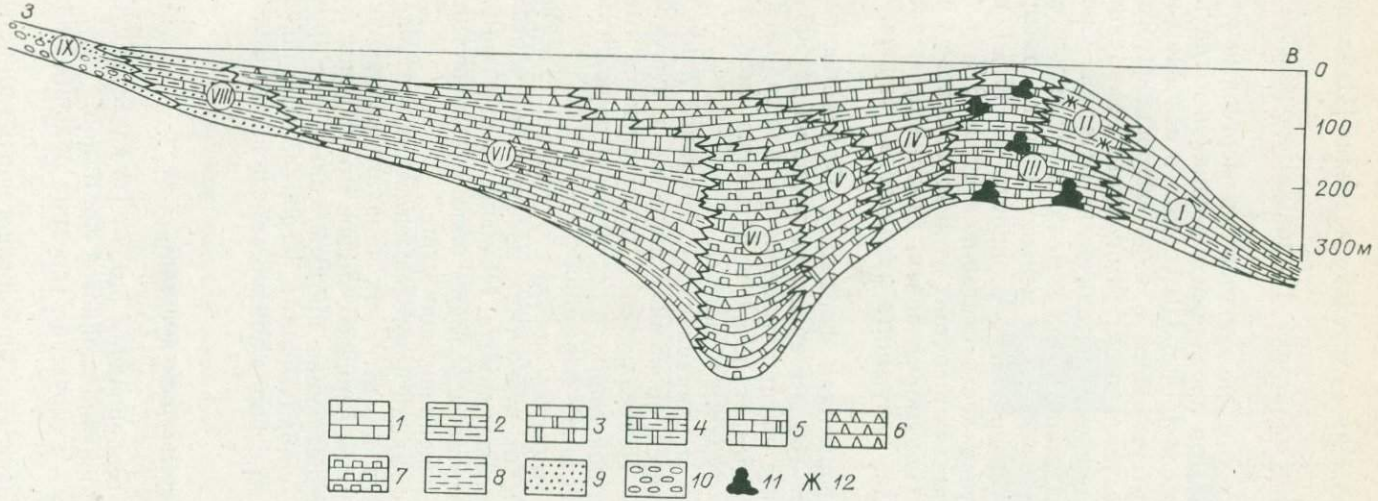


Рис. 33. Схематический латеральный ряд карбонатных, сульфатно-карбонатных и галогенных формаций нижнего кембрия Сибирской платформы.

I—IX — формации: *I* — слоисто-известняковая, *II* — пестроцветная глинисто-карбонатная, *III* — известняково-доломитовая, *IV* — глинисто-сульфатно-доломитовая, *V* — доломитово-сульфатная, *VI* — галититовая (доломитово-сульфатно-соляная), *VII* — глинисто-сульфатно-карбонатная, *VIII* — глинисто-песчаная, *IX* — континентальная песчано-конгломератовая.

1 — известняки; *2* — глинистые известняки; *3* — доломиты; *4* — глинистые доломиты; *5* — доломитовые известняки и известковистые доломиты; *6* — ангидриты и гипсы; *7* — соли; *8* — аргиллиты; *9* — песчаники; *10* — конгломераты; *11* — биогермы; *12* — красноцветная окраска пород.

ных известняков и мергелей», «мергельно-меловая» [Цейслер В. М., 1977 г.].

Типовая формация — маастрихт Восточно-Европейской платформы.

Слагается писчим мелом, мелоподобными мергелями и мергелями с резко подчиненными прослоями известняков и глауконитово-кварцевых песков. Меловые породы состоят в основном из карбоната кальция, присутствующего в виде «порошковатого кальцита». Последний образуется путем химического осаждения извести и частично при разрушении органических остатков. Среди органических остатков, слагающих мел и мелоподобные мергели, доминируют кокколиты (10—75 %), в меньшей степени распространены фораминиферы (обычно 5—6 %, иногда до 40 %) и реже моллюски. Некарбонатная часть составляет от 1—3 % в писчем мелу до 50—70 % в мергелях и состоит из кварца, полевых шпатов, глинистых минералов (монтмориллонита, каолинита) и акцессорных минералов — опала, глауконита, халцедона, барита, гидроокислов железа и др.

Это типично платформенная формация. Формационные тела имеют мощность от 50—100 м в пределах антеклиз до 500—700 м в синеклизах и широкое распространение по площади (меловая формация сеномана занимает почти всю южную часть Русской платформы и Скифско-Туранскую плиту).

В латеральном ряду в направлении к береговой линии палеобассейнов она замещается опоковой, глинистой и глауконитово-песчаной формациями. Подстилается и перекрывается глауконитово-песчаной, сероцветной глинисто-песчаной и глауконитовой известняково-глинисто-песчаной формациями.

Формировалась в открытых морских бассейнах с нормальной соленостью на глубине от нескольких десятков до многих сотен метров, в условиях теплого климата. Незначительная примесь терригенного материала и малые размеры обломочных частиц свидетельствуют о сильной пенепленизации суши.

Породы меловой формации применяются для приготовления извести, портланд-цемента, цемента, как наполнитель каучука и др. К прослоям глауконитово-кварцевых песков приурочены желваковые фосфориты, не образующие промышленных месторождений. Скопления их связаны с локальными и региональными перерывами в осадконакоплении или с фациальными замещениями меловых пород.

Известняково-кукерситовая формация

Установлена Г. И. Теодоровичем [1959 г.] в качестве субформации битуминозной карбонатно-глинистой формации.

Типовая формация — кукрузская (средний ордовик Балтийской синеклизы).

Частое ритмичное переслаивание органогенных глинистых, иногда доломитизированных известняков, мергелей и кукерситов, с кон-

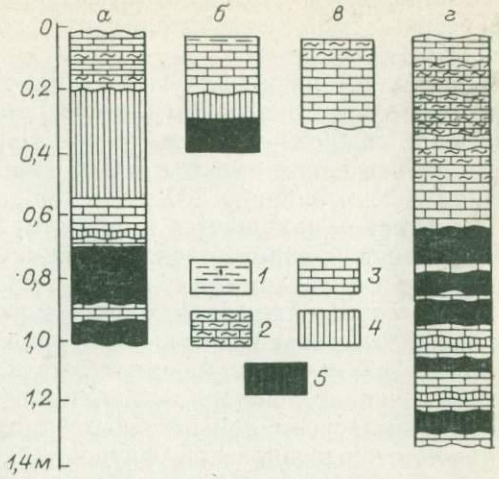


Рис. 34. Типы ритмов кукерского (кукрузского) горизонта Ленинградского месторождения горючих сланцев-кукерситов.

а—г — ритмы: *а* — полный простой сланцевый, *б* — неполный простой сланцевый, *в* — неполный простой бессланцевый, *г* — полный сложный сланцевый.
1 — глины; *2* — мергели; *3* — известняки; *4* — глинистые горючие сланцы; *5* — горючие сланцы.

центрациями органического вещества до 40 %. Последние образуют слои мощностью от нескольких сантиметров до 1 м (рис. 34). Толща охарактеризована многочисленными остатками разнообразной нормально-морской, преимущественно бентосной фауны.

Локализована в отложениях среднего ордовика Восточно-Европейской платформы. Парагенетически связана со слоисто-известняковой, сероцветной глинисто-известняковой и сероцветной морской глинисто-песчаной формациями. Формационные тела пластинообразные, мощностью от 15—40 м в Балтийской синеклизе до 150 м в Московской синеклизе.

Формировалась в инундационную стадию седиментационного цикла во впадинах глубокой части шельфа эпиконтинентальных морских бассейнов с нормальной соленостью, в условиях аридного климата.

На Прибалтийский сланцевый бассейн (Эстония и Ленинградская обл.) приходится около 95 % добычи горючих сланцев в СССР, расходуемых в основном для выработки электроэнергии, а также для получения жидкого и газообразного топлива и различных химических продуктов — синтетических моющих средств, дубильных веществ, лаков, ядохимикатов и др.

Мергельно-известняковая формация

Установлена Э. Н. Яновым [1966 г.] под названием «морская карбонатная (минусинского типа)».

Типовая формация — бейская (верхний живет Минусинских межгорных впадин).

Представлена светло-серыми и белыми слоистыми глинистыми, иногда слабо доломитизированными, микрозернистыми органогенно-детритовыми известняками с прослоями желтовато- и зеленовато-серых мергелей. Второстепенными и аллофильными членами па-

рагенеза являются алевролиты, песчаники, туфопесчаники и гипсы. Терригенные породы характеризуются хорошей сортировкой и окатанностью зерен.

Формация типична для межгорных впадин некоторых орогенных областей и локализуется в среднем девоне Саяно-Алтайской области и нижнем—среднем триасе Передового хребта Кавказа. Формационные тела имеют в плане амебовидную форму, достигая в длину 750 км, ширину 200 км и мощности первые сотни метров.

По латерали замещается и перекрывается красноцветной алеврито-песчаной и андезитовой формациями; подстилается теми же формациями, а также известняково-песчано-алевритовой.

Накопление толщи происходило в различных зонах мелководных полуизолированных морских заливов несколько пониженной солености, в условиях аридного климата. В умеренно мелководной части она характеризуется остатками одиночных кораллов и обедненным комплексом тонкостенных брахиопод, в прибрежной — обильной и разнообразной фауной (табуляты, ругозы, мшанки, трилобиты, брахиоподы, криноидеи и др.), в опресненных лагунах краевых частей бассейнов — остракодами, гастроподами, лингулидами и панцирными рыбами, а в периодически возникавших засоленных лагунах — развитием гипсов и полным отсутствием органических остатков.

Бамбакская формация Кавказа отличается высоким (в 40 раз выше кларкового) содержанием хрома и низким бария, меди и марганца, что, по-видимому, является региональной особенностью. В бейской формации Саяно-Алтайской области отмечены повышенные концентрации марганца, фосфора и свинца; в южной части Назаровской впадины в пограничных слоях мощной известняковой и мергельной пачек локализовано Новомарковское проявление гидротермального флюорита.

Доломитовая формация

Выделена коллективом авторов [3].

Типовая формация — аладьинская (верхний протерозой Енисейского кряжа).

Слагается седиментационными светло-серыми, желтоватыми и розоватыми тонкоплитчатыми, плитчатыми и массивными, крипто-, тонко- и мелкозернистыми доломитами и глинистыми доломитами, нередко кавернозными, обычно имеющими характерные сутурностилолитовые поверхности. Второстепенными и аллофильными членами формации являются известняки, известковистые, известняково-доломитовые и доломитовые мергели, песчаники, алевролиты, кремнистые породы, ангидриты и гипсы. Органические остатки специфичны (эвригалинные формы) и редки, за исключением водорослей, иногда являющихся породообразующими.

Широко распространена в эвгеосинклиналях и на срединных массивах, реже в миогеосинклиналях. В латеральном ряду замещается слоисто-известняковой, рифовой, известняково-глинистой, кар-

бонатно-глинисто-песчаной, кремнисто-карбонатной и терригенно-галогенной формациями; подстилается и перекрывается полимиктовой, олигомиктовой, кварцево-конгломератовой, слоисто-известняковой, карбонатно-глинисто-песчаной и другими формациями.

Формационные тела имеют значительную мощность — от 500—600 м (верхнепротерозойская аладьинская формация Енисейского кряжа) до 2400 м (верхнепротерозойская саткинская формация Башкирского антиклинория).

Накопление толщи происходило в областях жаркого сухого климата в мелководных бассейнах с повышенной соленостью и ограниченным притоком пресных вод, в местах обильного развития подводных растений, при высоких значениях pH.

Доломиты часто магнезитоносны. Иногда образуются промышленные концентрации полезного компонента, возникающие в результате перераспределения первично-осадочного материала (Тальское и Кардоканское месторождения — Енисейский кряж). К верхнепротерозойским формациям срединных массивов приурочены также промышленные месторождения и многочисленные проявления фосфоритов (Белкинское, Мрасское, Талановское и др.— Кузнецкий Алатау и Горная Шория).

С магнезиальными скарнами, образующимися на контакте доломитов с гранитоидными интрузиями, связаны крупные месторождения остродефицитного высококачественного маложелезистого талька (Светлоключевское, Алгуйское, Бейцухинское — Южная Сибирь; Малый Каратау — Казахстан и др.), мелкие железо-борные и редко бор-оловянные месторождения (Титовское — Якутия), а также месторождения флогопита и лазурита (Южное Прибайкалье и Алданский щит).

Выдержанные пачки песчаников в доломитовых парагенезах являются перспективными для поисков нефти и газа. В настоящее время уже открыт ряд проявлений, расположенных в вендской доломитовой формации Предбайкальского прогиба.

Разрабатываются и сами доломиты, применяющиеся в обожженном виде в металлургической промышленности в качестве огнеупорных материалов для футеровки печей и как флюсы при доменной плавке; в сельском хозяйстве, где они играют роль добавки, нейтрализующей кислые почвы; в строительстве, где из них приготовляют магнезиальные цементы и применяют в качестве стенового камня. Наиболее чистые разности доломитов используются в некоторых странах для получения металлического магния.

Известняково-доломитовая формация

Установлена Н. М. Страховым [1951 г.]. Синонимы: «доломитистая» [Королюк И. К., 1980 г.], «известково-доломитовая» [Янов Э. Н., 1979 г.]. Включает доломитовую субформацию [Малич Н. С., 1974 г.].

Типовая формация — рашковская (пржидол Подолии).

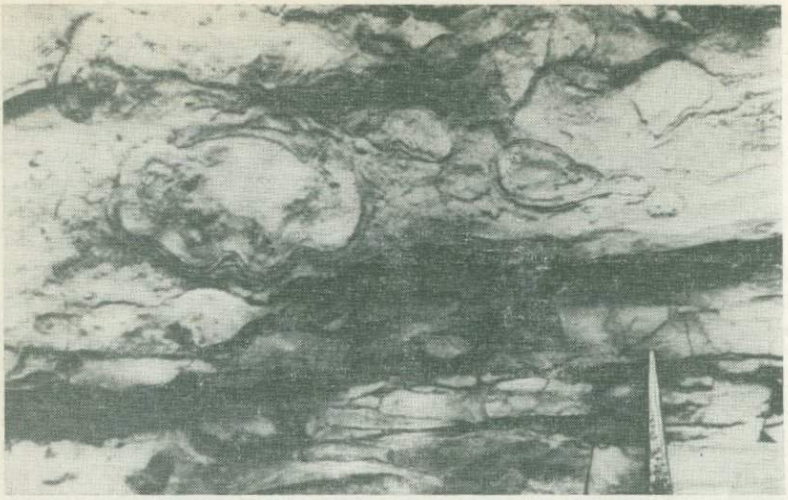


Рис. 35. Строматопоровые биостромы в силурийской известняково-доломитовой формации Подолии. Фото Н. Н. Предтеченского.

Слагается массивными и плитчатыми седиментационными и диагенетическими доломитами и хемогенными известняками с подчиненными прослоями органогенных известняков и доломитов, известковистых алевролитов, аргиллитов и аутигенных брекчий, иногда с желваками, линзами и тонкими прослоями кремней. Включает мелкие, часто довольно многочисленные биогермы (рис. 33, 35), биостромы и биоритмиты. Последние представляют собой частое чередование маломощных (0,2—0,3 м) биостромов и органогенно-детритовых, детритовых и шламовых известняков и доломитов суммарной мощностью в многие десятки и сотни метров.

Выделяются три субформации: доломитовая, кремнисто-доломитовая и известняково-кремнисто-доломитовая.

Широко распространена в катакратонах, перикратонах и авлакогенах платформенных областей, в меньшей степени в чехлах срединных массивов и миогеосинклиналях. Локализуется на территории СССР в верхнем протерозое и палеозое, знаменуя регрессивную стадию седиментационного цикла. Формационные тела линзовидные, мощностью от 20 до 500 м, максимально до 1500—2000 м (челасинская формация среднего кембрия Сибирской платформы), занимают обширные площади.

В латеральном ряду замещается пестроцветной глинисто-карбонатной, фтанитоидно-битуминозно-карбонатной, рифоидной и сульфатно-карбонатными формациями (рис. 31, 33); подстилается кварцево-песчаной, глауконитово-песчаной, песчано-доломитовой, пестроцветной глинисто-карбонатной, сероцветной глинисто-известняковой и фтанитоидно-битуминозно-карбонатной; перекрывается пестроцветной глинисто-карбонатной, карбонатно-глинисто-песча-

ной, глинистой и флишоидной формациями. Накапливалась в мелководных морских бассейнах с повышенной или пониженной соленостью вод в зонах аридного климата.

Фациальные ряды доломитов и известняков, по Н. С. Шатскому, в разных формациях существенно различны (в сторону периферии бассейна): 1) гипсовый доломит→доломит→доломитовый известняк→известняк; 2) доломитовый известняк→известняк→доломит и 3) известняк→доломит→известняк (пресноводный). Первый ряд объясняется опреснением морских вод в прибрежных частях бассейна; второй и третий указывают на обособление лагун с соответственно повышенной или пониженной соленостью в краевых частях бассейна.

Платформенные формации этого типа весьма благоприятны для локализации стратиформных месторождений свинца и цинка (венд Юго-Восточной Якутии—Сардана и Уруй, верхний кембрий США, средний девон Канады, триас Польши и др.). К ним же приурочены многочисленные проявления седиментационного флюорита, локализованные в отложениях среднего—верхнего карбона и перми центральных и восточных районов Русской платформы, а также кембрия (р. Маймеча), нижнего ордовика (р. Моркока) и венлока (р. Мойеро) Сибирской платформы. С формациями срединных массивов иногда связаны стратиформные месторождения железа, приуроченные к зонам широкого развития сбросов и сбросо-сдвигов в крупных мульдах (Бакальская группа), а с формациями зоны сочленения платформ и миогеосинклиналей — промышленное марганцевое оруденение (Улутелякское месторождение в нижнепермских отложениях Предуральского краевого прогиба).

ГРУППА КРЕМНИСТО-КАРБОНАТНЫХ ФОРМАЦИЙ

Кремнисто-карбонатная формация

Синонимы: «кремнево-карбонатная» [Шатский Н. С., 1965 г.], «отдаленно-кремнистая» вулканогенно-кремнистых формационных рядов [Шатский Н. С., 1965 г.], «карбонатно-фтанитовая» [Беккер Ю. Р., 1965 г.], «морская карбонатная» (part.) [Предтеченский Н. Н., 1980 г.], «карбонатно-кремнистая» и «известняково-доломитовая» (part.) [16], «кремнисто-известняковая» [Хворова И. В., 1965 г.], «карбонатно-кремнистая» [Варенцов И. Н., Рахманов В. П., 1978 г.]. Включает «глинисто-кремнисто-карбонатную» [Юдин Н. И., Красотов Ю. М., 1973 г.] и «кремнистую известняково-доломитовую» [Янов Э. Н., 1979 г.].

Типовая формация — тамдинская (нижний кембрий — средний ордовик Южного Казахстана).

Представляет собой мощную (до 1—3 км) толщу биогенных и хемогенных доломитов, известняков и мергелей с линзами и обильными стяжениями кремней, прослоями и пачками микрокварцитов, карбонатно-кремнистых и кремнисто-глинистых сланцев, яшм и различных органогенных силицитов. Иногда вмещает мелкие раз-

общенные биогермы и биогермные массивы. Акцессорными и аллофильными членами формации являются песчаники, алевролиты, седиментационные карбонатные брекчии, туфы андезитов, базальтов и трахибазальтов, туффиты, ангидриты и гипсы. Структура — многоярусная, ритмичная. Местами, при резко подчиненной роли доломитов, развита известняковая градация.

Широко распространена в эв- и миогеосинклинальных областях, в пределах сравнительно узких (до 10 км), сильно вытянутых (более 100 км) зон. Локализуется преимущественно в верхнем протерозое и палеозое, значительно реже в нижнем и среднем протерозое и мезозое.

Аналогичные по составу, структуре и мощности толщи, парагенетически связанные с теми же группами осадочных полезных ископаемых, развиты в межгорных впадинах и пригеосинклинальных орогенных прогибах (кремнистая известняково-доломитовая формация, по Э. Н. Янову [1979 г.]). От геосинклинальных их отличают амебовидная форма, узкое вертикальное и латеральное распространение (верхний девон — нижний карбон Центрального Казахстана и нижний карбон Джунгаро-Балхашской системы), а также положение в формационных рядах (подстилаются молассоидной, андезит-базальтовой или липарит-базальтовой формациями; перекрываются известняково-терригенной и сульфатно-карбонатной формациями).

Накопление осадков происходило в условиях аридного или семиаридного климата в краевых частях бассейнов с расчлененным рельефом дна. В крайне мелководных прибрежных, может быть частично отшнурованных, лагунных участках с высоким pH шло выпадение доломита и местами железистых и марганцовистых карбонатов. С удалением от берега и уменьшением pH карбонатное осадконакопление сменялось фосфатным, затем кремнисто-фосфатным и кремнистым.

С нижне-, средне- и редко верхнепалеозойскими формациями Центрального Казахстана и Средней Азии связаны многочисленные комплексные стратифицированные месторождения и проявления железо-марганцевых руд (Каражал, Жайрем, Ушкатын, Тахта-Карача, Дауташ, Кзыл-Байран и др.), часто в ассоциации со свинцом и цинком, иногда образующими промышленные концентрации (Жайрем, Ушкатын I и III, Бестюбе, Атабай-Дугулу), барием и мышьяком. Залежи марганцевых руд местами достаточно обособлены от магнетитовых и гематитовых (Восточный Каражал, Камыс, Джумарт). На возникновение оруденения этого типа, по-видимому, существенное влияние оказывали поствулканические эксгаляции.

В качестве примеров наиболее крупных и хорошо изученных стратифицированных месторождений полиметаллических руд, локализованных в кремнисто-карбонатной формации, следует назвать также Горевское в верхнем рифее Кузнецкого Алатау и Три-Стейт в США.

Мощные верхнепротерозойские—палеозойские толщи формаций геосинклинальных областей часто бокситоносны и характеризуются моногидратным составом бокситов (Боксонское месторождение в Восточном Саяне). Рудные залежи повсеместно приурочены к перерывам в осадконакоплении. Промышленные концентрации возникают только при трансгрессивном залегании карбонатных отложений на породах основного состава.

Фосфоритоносные кремнисто-карбонатные формации локализуются в верхнем протерозое—нижнем кембрии и приурочены к склонам пригеосинклинальных прогибов. Фосфоритоносность ограничена площадью развития карбонатных пород. При переходе в существенно кремнистые или терригенные толщи наблюдается выклинивание промышленных залежей. Крупнейшими месторождениями геосинклинальных фосфоритов являются Чулактау, Аксай, Коксу, Джанатас и Кокджон Каратауского бассейна в СССР и бассейн Джорджина в Австралии, характеризующиеся зернисто-оолитовым (пластовым) типом руд. Известны также небольшие месторождения и многочисленные проявления в верхнерифейских—вендских отложениях срединных массивов и эвгеосинклинальных зон Саяно-Алтайской области (Саржаковское, Юлинское, Боксонское, Ухагольское, Пурлинское, Карасукское, Большесуетинское и др. — Кузнецкий Алатау, Горная Шория, Тува, Окинский район и др.), преимущественно с афанитовыми рудами.

С палеозойскими, преимущественно силурийскими — каменноугольными формациями пограничных зон эв- и миогеосинклинальных прогибов связано стратиформное сурьмяно-ртутное оруденение, имеющее важное экономическое значение. Рудные тела приурочены в основном к замкам и крыльям складок и часто осложнены внутриформационными сбросами и надвигами. В СССР месторождения широко распространены в Южном Тянь-Шане (Хайдаркан, Джигжикрут, Сымал, Адыраксу), а также установлены в Забайкалье (Келяны) и Якутии. За рубежом главными рудоносными провинциями являются Сикуаншанская и Ваншанская зоны Южного Китая, Динариды Югославии, Родопский массив Болгарии, некоторые районы Мексики и др.

На контактах горизонтов кремнисто-карбонатных и терригенных пород формации под воздействием гранитоидов повышенной основности часто возникают, обычно в удалении от интрузий, скарновые месторождения вольфрама (Ингичке, Лянгар, Угат, Чорух-Дайрон и др. — Средняя Азия; Белорецкое, Плитнинское и др. — Горный Алтай; Арыхское — Саяны; Быстринское — Забайкалье и многие другие) или олова (Майхура, Такфон — Средняя Азия; Быстринское — Забайкалье и др.). В качестве промышленных примесей в них нередко присутствуют медь, золото, молибден, мышьяк и кобальт.

С формацией в ряде случаев связаны также промышленные концентрации золота (месторождения Ивдельского района — Северный Урал), локализованные в скарнах на контакте габбро-диа-

базовых интрузий с кремнистыми известняками среднего—верхнего девона.

Фтанитоидно-битуминозно-карбонатная формация

Установлена И. К. Королюк и С. В. Максимовой [1980 г.]. Синонимы: «битуминозно-карбонатно-глинистая» (part.), включающая «битуминозно-мергельно-известняковую (доманикового типа)», «битуминозно-мергельно-глинистую (шугуровского типа)» и «битуминозно-доломитовую» субформации [Теодорович Г. И., 1959 г.], «доманиковая» [Максимова С. В., 1970 г.], «битуминозно-глинисто-карбонатная» и «битуминозно-глинисто-известняковая» [Малич Н. С., 1974 г.], «битуминозно-глинисто-карбонатная» (part.) [Янов Э. Н., 1979 г.].

Типовая формация — печорская (верхний девон Приуралья). Представляет собой частое переслаивание темноцветных битуминозных органогенных известняков с кремнистыми и глинисто-кремнистыми известняками, кремнистыми мергелями, кремнеаргиллитами и силицитами. Включает маломощные прослои и линзы горючих сланцев. Охарактеризована многочисленными остатками морских беспозвоночных. На Русской платформе нижняя часть толщи (шугуровская свита) и крайняя западная градация характеризуются более глинистым составом пород и меньшим числом кремнистых прослоев. В формациях Сибирской платформы широкое распространение приобретают доломиты и кремнистые доломиты, иногда замещающие известняки и кремнеаргиллиты (доломитовая градация).

Локализуется в силурийских—девонских отложениях Таймыра, в верхнедевонских отложениях восточной части Восточно-Европейской платформы и Большеземельской квазиплатформы и в верхнепротерозойских—нижнекембрийских отложениях Сибирской платформы. К ней могут быть также отнесены палеогеновые толщи северного и южного склонов Большого Кавказа и Грузинской плиты. Формационные тела пластинообразные, имеют небольшую (десятки — первые сотни метров) выдержанную мощность. Парагенетически связаны со слоисто-известняковой, известняково-доломитовой, сероцветной глинисто-известняковой и пестроцветной глинисто-карбонатной формациями.

Накапливалась в областях с аридным климатом в открытых морских бассейнах с нормальной соленостью и высокой концентрацией кремнезема, на глубине не более 100 м, но не в зоне крайнего мелководья, о чем свидетельствует наличие в фаунистических комплексах лингулид и отсутствие водорослей.

Доманик западного склона Урала является примером нефтематеринской формации. Однако в связи с отсутствием коллекторов в зонах ненарушенного залегания толщи значительные концентрации нефти и газа в ней не установлены. Породы характеризуются повышенными содержаниями ванадия, никеля и кобальта и часто обогащены микровключениями фосфата. Иногда с ними связаны незначительные проявления седиментационного флюорита.

ГРУППА ТЕРРИГЕННО-КАРБОНАТНЫХ ФОРМАЦИЙ

Карбонатная флишевая формация

Выделена И. В. Архиповым [1973 г.].

Типовая формация — новороссийская (верхний мел, турон—маастрихт Большого Кавказа).

Представляет собой толщу ритмичного переслаивания серых и зеленовато-серых пелитоморфных глинистых или чистых известняков, мергелей, песчаников, алевролитов и аргиллитов. Преобладают известняки и мергели, сильноизвестковые обломочные породы образуют подчиненные прослои. Ритмы имеют мощность от нескольких сантиметров до нескольких дециметров и весьма разнообразны по строению и сочетанию друг с другом. Обычно чередуется не менее трех разновидностей пород, зернистость которых всегда уменьшается вверх по разрезу. При этом в каждом ритме (многослое) обязательно присутствуют фанеромерные и пелитовые разности. Границы между ритмами отчетливы и несут следы размывов, знаки ряби и различные гиероглифы механического (царапины, следы волочения и др.) и биогенного происхождения (следы жизнедеятельности илоедов); границы между элементами ритма выражены слабо. Фанеромерные породы, слагающие первый элемент ритмов, характеризуются мелкой волнисто-косой, перекрестной волнистой, реже волнистой или горизонтальной слоистостью; последующие элементы представлены незернистыми породами с обильными фукоидами и обособляются друг от друга по гранулометрии или карбонатности. Строение ритмов часто усложняется тем, что в аргиллитах прослеживаются тонкие («нитяные») прослои известняков, а в известняках — прослои аргиллитов и, кроме того, имеются мощные «вставные» пласты и пачки известняков. Отложения почти не содержат целых остатков крупных раковин, несмотря на исключительное обилие местами их обломков (пелециподы, гастроподы, аммониты, брахиоподы, мшанки и др.). Часто присутствуют скелетные остатки бентосных и планктонных фораминифер, реже радиолярий, остракод и мелкие планктонные водоросли.

Формация формировалась во флишевых геосинклиналях часто непосредственно после их заложения, реже в миктогеосинклиналях и в единичных случаях в эв- и миогеосинклиналях на зрелых стадиях их развития. Она устанавливается в верхнепротерозойских отложениях Енисейского Кряжа, карбоновых—нижнепермских — Урала, юрских и верхнемеловых — Большого Кавказа и верхнемеловых — Восточных Карпат. За пределами СССР она широко развита в Альпах, Пиренеях, Северных Апеннинах и в ряде других горных систем. Формационные тела вытянуто-линзовидные или четковидные, имеют мощность сотни и первые тысячи метров.

По латерали замещается кремнистой флишевой, песчаной флишевой, слоисто-известняковой и мергельно-известняковой формациями, подстилается и перекрывается в основном кремнистым или песчаным флишем.

Накапливалась в областях с аридным климатом, в относительно мелководной части узких (десятки километров), вытянутых на несколько сотен километров трогов, ограниченных с одной или с обеих сторон линейно вытянутыми поднятиями — кордильерами, из которых одно представляло собой цепь скалистых островов, а второе являлось подводным барьером. Основную роль в образовании флиша играли, по-видимому, придонные течения, наиболее интенсивные в начале формирования ритмов и ослабленные в последующие этапы.

Карбонатный флиш чрезвычайно беден полезными ископаемыми. Иногда он разрабатывается сам и используется как сырье для получения цемента (месторождения в окрестностях Новороссийска).

Сероцветная глинисто-известняковая формация

Установлена Н. С. Маличем [1974 г.].

Типовая формация — силигирская (средний—верхний кембрий Якутии).

Слагается известняками с подчиненными прослоями мергелей и аргиллитов или представляет собой толщу ритмичного переслаивания этих пород. Известняки чистые, глинистые, доломитистые или алевритистые, плитчатые, массивные и оолитовые, в основном органогенные (рис. 36). Иногда включают мелкие биогермы. Второстепенными членами парагенеза являются глинистые доломиты, аутигенные известняковые брекчии, песчаники и алевролиты.



Рис. 36. Органогенные (тентакулитовые) известняки сероцветной глинисто-известняковой формации Подолии. Фото А. Я. Бергера.

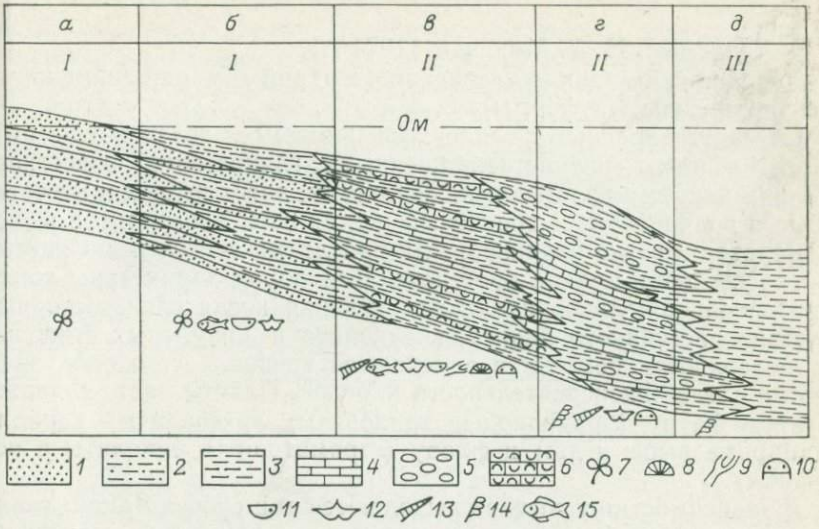


Рис. 37. Латеральный формационный ряд жединского яруса Подолии.

а — холмистая суша; *б—в* — мелкий шельф: *б* — подводно-дельтовая прибрежная зона, *в* — шельфовое плато; *г* — переходная область; *д* — глубокий шельф.
I—III — формации: *I* — красноцветная глинисто-песчаная, *II* — сероцветная глинисто-известняковая, *III* — глинистая.
1 — песчаники; *2* — алевролиты; *3* — аргиллиты; *4* — известняки; *5* — известковые желваки; *6* — ракушняки; *7* — растительные остатки; *8* — табуляты; *9* — мшанки; *10* — трилобиты; *11* — остракоды; *12* — брахиоподы; *13* — тентакулиты; *14* — граптолиты; *15* — рыбы.

Структура формации параллельно-, равномерно-, реже неравномернослоистая.

Формация развита в платформенных и квазиплатформенных областях и характерна для конца инундационной стадии. Она имеет широкое вертикальное распространение, от верхнего протерозоя до неогена, накапливалась преимущественно в кембрии—силуре и мелу—неогене. Формационные тела занимают обширные площади и имеют выдержанные мощности, обычно превышающие первые сотни метров (до 2700 м в среднем кембрии бассейна р. Алдан).

В латеральном ряду в сторону береговой линии она замещается слоисто-известняковой, сероцветной морской глинисто-песчаной, сероцветной и красноцветной континентальными глинисто-песчаными формациями, а в сторону глубокого шельфа — глинистой формацией (рис. 31, 37). Подстилается пестроцветной глинисто-карбонатной, доломитовой и фтанитоидно-битуминозно-карбонатной формациями; перекрывается известняковой, песчано-доломитовой и пестроцветной глинисто-карбонатной формациями.

Формирование толщи происходило в условиях аридного, реже гумидного или умеренного климата, в переходной зоне от мелкого к глубокому шельфу бассейнов с нормальной или слабоповышенной соленостью, вдали от областей сноса.

В ряде случаев отмечается незначительная фосфатоносность формации, связанная в основном с конгломератами (верхнеюрские отложения Тимана).

Установлена Н. С. Маличем [1974 г.].

Типовая формация — илгинская (верхний кембрий западной части Сибирской платформы).

Слагается красными, лиловыми, желтыми, зеленовато-серыми и серыми, часто пятнистоокрашенными, глинистыми, известковистыми и чистыми доломитами, мергелями, аргиллитами и известняками, с подчиненными прослоями песчаников, алевролитов и конгломератов и резко подчиненными прослоями гипсов и ангидритов, иногда вмещает мелкие биогермы. Для пород характерны тонкая горизонтальная, линзовидная или неясная косая слоистость, присутствие рассеянного пирита, глауконита и кремневых стяжений. На поверхности наслоения отмечаются трещины усыхания, знаки ряби и следы жизнедеятельности илоедов. Пласты часто содержат богатую фауну (брахиоподы, трилобиты, археоциаты, кораллы, панцирные рыбы и др.) и флору (строматолиты, онколиты и псилофиты).

В зависимости от состава выделяются три субформации: глинисто-известняковая, глинисто-известняково-доломитовая и глинисто-доломитовая.

Формация является типичной для платформенных и квазиплатформенных областей. Она характеризует заключительную фазу трансгрессивной стадии тектоно-седиментационного цикла и имеет широкое вертикальное распространение: от верхнего протерозоя до неогена, локализуясь в основном в кембрии и в девоне—карбоне. Мощность ее достигает 400—600 м.

По латерали замещается известняково-доломитовой, песчано-доломитовой, морской молассоидной, пестроцветной морской глинисто-песчаной и красноцветной континентальной глинисто-песчаной формациями. Перекрывается теми же формациями, а также сульфатно-карбонатными, реже слоисто-известняковой и др. Залегает на молассоидной, серо- и красноцветной континентальных глинисто-песчаных, аркозовой конгломерато-алеврито-песчаной и других формациях (рис. 33).

Накопление толщи происходило преимущественно в аридных условиях в мелководных теплых эпиконтинентальных бассейнах с соленостью вод от почти нормальной до резко повышенной, реже пониженной. В ее составе выделяют девять комплексов пород, характеризующих различные обстановки в бассейнах осадконакопления: заливно-лагунную, береговую внешнюю зону лагун, внутренний пояс лагун, переход от полузамкнутого бассейна к открытому, проливы, внутрибассейновые отмели, заливы, переходящие в открытое море, лагуны, переходящие в открытый залив.

С верхнекембрийскими формациями юга Сибирской платформы связана довольно богатая медная минерализация, представленная в основном халькозином и в меньшей степени пиритом, халькопиритом, ковеллином и малахитом.

В среднекембрийской толще нижнего течения р. Юдома отмечаются единичные прослои глинистых фосфатных известняков, насыщенных желваковыми фосфоритами, составляющими около 20 % от общего объема породы. Участок развития фосфоритов тяготеет к крупной субширотной зоне поднятия. Повышенное содержание фосфора (до 18 %) отмечается по всему разрезу еркекетской формации Юдомо-Оленекской зоны, фосфор в виде коллофана выполняет раковины беспозвоночных и слагает фосфорито-известняковые конкреции.

В кровле среднеордовикской пестроцветной глинисто-карбонатной толщи в бассейне р. Турумакит (Норильский район) отмечены следы коры выветривания — слой (15 см) сильно обохренных глин с пропластками бурой охры, насыщенной сидеритовыми конкрециями.

Красноцветная морская известняковая формация

Установлена Э. Н. Яновым [1971 г.].

Слагается фиолетовыми алевритистыми и песчанистыми, в основном брекчиевидными, массивными известняками с многочисленными остатками ругоз, фораминифер, реже пелеципод и брахиопод и местами рифогенными (водорослевыми) известняками. Второстепенными членами парагенеза являются пестроцветные кварцевые и полевошпатово-кварцевые, хорошо сортированные песчаники, гравелиты и конгломераты с гальками кварца, кварцита и кремнисто-глинистых сланцев, образующих 2—3-метровые прослои.

Шапкинская формация установлена в верхнетриасовых отложениях межгорной впадины Передового хребта Кавказа. Аналоги пока достоверно не известны. Формационное тело имеет линзовидную форму и достигает мощности 500 м.

Завершает формационный ряд; подстилается сероцветной морской алеврито-песчаной формацией; в восточном направлении замещается красноцветной песчано-алевритовой формацией (другие латеральные переходы не выявлены).

Накопление толщи происходило в мелководном морском заливе с нормальной соленостью вод в эпоху тектонического покоя и пенепленизации областей сноса, в условиях жаркого сухого климата. Возникновение пестроцветной окраски пород обусловлено ограниченным поступлением в осадок органического вещества.

Песчано-доломитовая формация

Установлена Н. С. Маличем [1974 г.]. Включает известняково-доломито-песчаную субформацию.

Типовая формация — верхнеюсмастахская (верхний протерозой западного склона Анабарского поднятия).

Слагается глинистыми, алевритистыми, песчанистыми хемогенными и фитогенными (строматолитовыми и онколитовыми) доломитами, аргиллитами, алевролитами и кварцевыми или полевошпа-

тово-кварцевыми песчаниками, с подчиненными прослоями и линзами оолитовых доломитов, доломитовых брекчий, гравелитов, мергелей и известняков. Карбонатные породы характеризуются серой, темно-, зеленовато-, коричневато-серой, иногда почти черной окраской и тонкой горизонтальной слоистостью; терригенные — пестрой, реже серой окраской и нечеткой грубой слоистостью.

Распространена в платформенных и квазиплатформенных областях, в основном в обрамлении крупных поднятий, а также в пригеосинклинальных прогибах и на срединных массивах геосинклинальных областей. Характеризует инундационную, отчасти заключительную стадии седиментационного цикла. Мощность формационных тел меняется в значительных пределах: от 120 (на восточном склоне Анабарского поднятия) до 1000 м (на западном склоне) или от 650 до 1170 м (на Оленекском поднятии).

Локализована в верхнем протерозое и палеозое. Устанавливается в верхнем протерозое и нижнем кембрии Сибирской платформы и Присаянья, в ордовике Сибирской платформы и Атасу-Джунгарского срединного массива, в верхнем протерозое и девоне—перми Колымского массива, в нижнем силуре Баренцевой квазиплатформы и верхнем девоне—нижнем карбоне Восточно-Европейской платформы.

В латеральном ряду замещается пестроцветной глинисто-карбонатной и континентальной молассоидной формациями; подстилается кварцево-песчаной, глауконитово-песчаной и глинистой формациями; перекрывается известняково-доломитовой формацией и др. Формировалась в мелководных морских бассейнах повышенной солености с преобладанием хемогенного осадконакопления, в условиях жаркого сухого климата.

В Башкирском антиклинории к верхнепротерозойской формации этого типа приурочены крупные телетермальные месторождения магнезитов и сидеритов, а также осадочные железорудные месторождения Комарово-Зигазинской и Тирляно-Юракской групп. Пластообразные рудные залежи обычно локализуются в водорослевых карбонатных породах, измененных вторичными процессами — хлоритизацией, доломитизацией и анкеритизацией. В этих формациях иногда отмечается также повышенная концентрация фосфора, а в базальных конгломератах кембрийской песчано-доломитовой толщи Алдана фосфориты слагают цемент и часть галек.

ГРУППА ВУЛКАНОГЕННО-КАРБОНАТНЫХ ФОРМАЦИЙ

Ассоциация карбонатонакопления с вулканизмом в глобальном масштабе была отчетливо показана А. Б. Роновым [1980 г.] и подтверждена анализом Карты осадочных и вулканогенных формаций СССР [1979 г.].

Группа в целом характеризуется присутствием в составе формаций вулканогенно-осадочных парагенезов, представленных сочетанием вулканогенных пород спилит-кератофирового ряда (натриевых базальтов — липаритов), а также трахибазальтовых и анде-

зит-базальтовых вулканитов, являвшихся продуктами подводных и наземных извержений центрального и трещинного типа; карбонатных пород — известняков, мергелей и реже доломитов, органогенного и биохемогенного генезиса; терригенных пород — песчаников, алевролитов, глинистых и кремнистых сланцев, обычно имеющих карбонатный цемент, и смешанных пород — известковистых туфов и туфовых известняков (шальштейнов), образовавшихся в результате эксплозивной вулканической деятельности. Примесь пирокластического материала в карбонатных и терригенных породах является характерной чертой формаций этой группы отличающей ее от сходных по металлогении «отдаленных» (по Н. С. Шатскому) карбонатных формаций, рассмотренных выше совместно с собственно карбонатными и кремнисто-карбонатными парагенезами.

Литогенез отличается рядом специфических особенностей.

1. Менее отчетлива связь с климатическими зонами, ареал распространения по сравнению с карбонатными формациями шире и продвинут в сторону более холодных областей.

2. Большое значение приобретает эндогенный материал, поступающий в бассейны осадконакопления в виде рыхлых пирокластических продуктов и газо-гидротермальных растворов, способствующих осаждению в карбонатной среде соединений железа, марганца, свинца, цинка, фосфора и других элементов.

3. Характерна эпизодичность и большая скорость поступления и накопления материала как в кластогенной, так и в хемогенной и биогенной формах.

Формации типоморфны для геосинклинальных областей. Формируются в их центральных частях — в эвгеосинклинальных и вторичных эвгеосинклинальных прогибах, развивающихся после перерыва на более древнем фундаменте, а также на внутригеосинклинальных поднятиях и в зонах сочленения геосинклиналей с окружающими их жесткими кратонами. Они парагенетически связаны с вулканогенными, вулканогенно-обломочными, вулканогенно-кремнистыми, некоторыми карбонатными и терригенными формациями. Формационные тела имеют линейно-вытянутую форму и значительную (до 3—4 км) мощность.

Отложения, представляющие формации, накапливались в мелководных и умеренно глубоководных полузамкнутых и замкнутых морских бассейнах с повышенной или периодически повышенной соленостью вод и сильно расчлененным рельефом дна, а также в открытом море в пределах островных архипелагов — в зонах активного вулканизма, при интенсивной фумарольно-гидротермальной деятельности, иногда сопровождавшейся выделением больших количеств кальция и углекислоты.

Состав вулканогенных комплексов в значительной степени определяется тектонической приуроченностью формаций. Такая же связь намечается и для карбонатных пород. Это позволяет выделить ряд типичных ассоциаций (табл. 6), среди которых для внутренних частей геосинклинальных прогибов характерны спилит-диа-

баз-кремнисто-карбонатная, андезит-базальт-кремнисто-карбонатная и кварц-кератофир-терригенно-карбонатная; для внутригеосинклинальных поднятий и пригеосинклинальных прогибов рифтогенного характера и зон активизации — пикрит-базальт-слоисто-известняковая и трахибазальт-кремнисто-карбонатная.

Спилит-диабаз-кремнисто-карбонатная формация (натриевых базальтов и кремнистых известняков)

Включает продукты подводных извержений трещинного типа — диабазы, диабазовые порфириты, спилиты и их туфы и в значительно меньшей степени кварцевые кератофиры, кератофиры и андезитовые порфириты, слагающие маломощные прослои и сравнительно мощные пачки среди органогенных и туфовых известняков с четкой пластовой текстурой или узловатых кремнистых известняков (преобладают) и доломитов, которым резко подчинены известковистые и кремнистые песчаники, алевролиты и аргиллиты.

Залегает в нижней части эвгеосинклинальных рядов формаций, тяготея к зонам глубинных разломов. Подстилается аспидной и граувакковой; перекрывается флишоидной и (или) андезит-базальтовой формациями; в латеральном ряду замещается спилит-кератофировой (натриевых базальтов — липаритов) и черносланцевой колчеданоносными формациями.

С докембрийскими формациями связаны крупные залежи железных руд лан-дильского типа — месторождения Карсакпайского бассейна в Улутауском районе Центрального Казахстана, Ийлгарнского и Пилбарского районов Австралии, штата Андра-Прадеш в Индии и провинции Черчилл в Канаде; с девонскими и нижнекарбоновыми — месторождения Гарца, Восточной Тюрингии и Моравско-Силезской области.

Андезит-базальт-кремнисто-карбонатная формация

Сложена массивными и слоистыми доломитами, доломитовыми известняками и известняками биогенного и хемогенного происхождения с прослоями и линзами кремнисто-глинистых и углисто-кремнистых сланцев и силицитов, прослоями и пачками базальтовых, андезитовых и андезит-базальтовых порфиритов и их туфов, представляющих собой продукты подводных и наземных (островных) извержений центрального типа. Пирокластические породы значительно преобладают над лавами; карбонатные составляют 40—50 % от объема формаций. В некоторых парагенезах доминирующая роль принадлежит ритмично-слоистым органогенным известнякам при резко подчиненном количестве кремнистых и магнезиальных пород.

Тяготеет к зонам глубинных разломов на границах срединных массивов и геосинклиналей и к внутригеосинклинальным поднятиям, локализуясь в верхней части ряда собственно геосинклинальных формаций. Парагенетически тесно связана со спилит-диабазо-

выми и кварц-кератофир-спилит-диабазовыми формациями, обычно перекрывая их, а также с базальт-андезитовыми, кремнисто-карбонатными, слоисто-известняковыми, доломитовыми, флишоидными, граувакковыми и вулканогенно-осадочными формациями аналогичного состава.

В провинциях Анжу и Бретань Франции к формации приурочены крупные месторождения оолитовых гематит-сидерит-шамозитовых руд.

Пикрит-базальт-слоисто-известняковая формация

Сложена доломитами, известковыми доломитами, доломитовыми известняками, известняками и мергелями с четкой тонкой пластовой слоистостью, реже массивными, хемогенного или иногда фитогенного генезиса, кварцевыми песчаниками, алевролитами, кремнистыми и глинисто-кремнистыми сланцами и туффитами, часто с карбонатным цементом. Карбонатные, терригенно-карбонатные и терригенные породы чередуются между собой и включают прослои и мощные (до 80—100 м) пачки базальтов, пикрит-базальтов, пикритов и туфов основного и ультраосновного состава. Формация чрезвычайно изменчива по составу, в некоторых ее градациях карбонатные породы слагают до 40—50 % разреза, а терригенные и вулканические присутствуют примерно в равных количествах.

Формация локализована в отложениях среднего протерозоя Онежского прогиба. Аналоги ее пока достоверно не установлены. Мощность меняется от 2 до 5 км. Подстилается вулканогенно-молассовой, перекрывается формацией известковистых песчаников.

Доломиты, известняки, алевролиты, кремнисто-карбонатные сланцы и туффиты часто содержат шунгит, служащий для получения шунгизитов, являющихся перспективным химическим сырьем, а также строительным материалом, запасы которого в Онежском прогибе чрезвычайно велики. С карбонатными и терригенно-карбонатными толщами связано стратиформное послойно-вкрапленное медно-кобальтовое оруденение (проявления Кузаранда, Тявзия, Медные Ямы и др.), а с карбонатными пачками — небольшие залежи гематитовых руд (восточная часть Онежского прогиба).

Кварц-кератофир-терригенно-карбонатная формация (субщелочных липаритов и терригенно-карбонатная)

Сложена кварцевыми кератофирами, кварцевыми порфирами, липаритами, андезитовыми порфиритами и их туфами, представляющими собой продукты подводных извержений центрального и ареального типов, кремнистыми песчаниками, алевролитами, алевропелитами с карбонатным цементом и известняками с многочисленными остатками нормально-морской фауны. Вулканогенные породы часто содержат рассеянный гематит и окрашены в красные тона, осадочные — в серые и серо-зеленые. Карбонатные разности

составляют в разрезе формации от 30 до 55 %. Лавы и туфы развиты примерно в равных количествах.

Характерна для вторичных эвгеосинклиналей, развивающихся на захваченных погружением участках складчатых областей и геоантиклиналей. Мощность колеблется от 500 до 4 км.

В латеральном ряду замещается обычно андезит-базальтовой, трахибазальтовой и андезит-базальт-карбонатными формациями. Подстилается андезит-дацит-терригенными формациями, перекрывается флишоидной или в пригеосинклинальных прогибах порфировой (липаритовой) или слоисто-известняковой (биогермной) формациями.

К нижне-среднекембрийской формации Северо-Восточного Салаира (Урско-Багатская антиклиналь) приурочены залежи первичных и окисленных марганцевых и гематитовых руд (Дурновское месторождение). Близким аналогом этих руд могут служить месторождения Коргонской группы (Горный Алтай), рудовмещающие формации которых являются переходными к собственно вулканическим.

Андезит-дацит-известняковая формация

Сложена лавами андезит-дацитового и иногда, в значительно меньшей степени, андезит-базальтового состава, их туфами, известковистыми и углеродистыми туффитами, слоистыми и рифовыми известняками с подчиненными прослоями известняковых туфогравелитов, туфопесчаников, иногда с участием кремнистых и глинистых сланцев. Пирокластические породы преобладают над лавами; карбонатные составляют от 40 до 90 % объема формации.

Формация изменчива по составу и дает серию переходов к липаритовой, кварц-кератофировой, андезит-дацитовой и их парагенезису с различными осадочными породами; подстилается теми же формациями; перекрывается красноцветной молассовой.

Характерна для вторичных эвгеосинклиналей, заложенных на жестком основании. Мощность варьирует от 400 до 2500 м. Устанавливается в нижнем кембрии Саяно-Алтайской области и Западного Забайкалья и в среднем девоне и нижнем—среднем карбоне Южного Урала. Приурочена к зонам разломов и располагается обычно на границе, разделяющей резко разнородные структурные элементы.

В олдындинской нижнекембрийской формации Западного Забайкалья локализовано полиметаллическое, барит-сульфидное и сидеритовое гидротермально-инфильтрационное оруденение (месторождения Озерное, Аришинское, Туркульское, Звездное, Укыр и другие Еравнинской группы).

Трахит-базальт-кремнисто-карбонатная формация

Включает продукты подводных и частично наземных извержений трещинного и центрального типа — базальты, трахибазальты, трахиандезиты, андезиты, трахиты и их туфы, слагающие прослои

и пачки среди кремнистых, доломитистых, органогенных и иногда биогермных известняков и доломитов с подчиненными прослоями кремнистых сланцев, силицитов, песчаников и гравелитов.

Локализована в нижней части формационных рядов эвгеосинклинальных прогибов и рифтогенных структур. По латерали замещается базальт-андезит-терригенными, аспидными и карбонатными формациями, в формационном ряду зон активизации сменяет андезит-базальтовую формацию.

С нижнекембрийской улиганской формацией Южного Приморья связаны многочисленные седиментационные фосфатопроявления (Верхняя Джаводи), а также проявления пластовых гематит-магнетитовых и марганцевых руд.

К кремнисто-карбонатной толще приурочены крупное Тамалыкское месторождение седиментационных фосфоритов в Кузнецком Алатау и ряд проявлений на Салаире — Сунгайское, Кедровское, Иродов Лог и др., локализованные в отложениях верхнего протерозоя—нижнего кембрия, а также синхронные им проявления Хубсугульского бассейна в Монголии.

ФАКТОРЫ ЛОКАЛИЗАЦИИ ОРУДЕНЕНИЯ И КРИТЕРИИ ОЦЕНКИ КАРБОНАТНЫХ ФОРМАЦИЙ НА ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ РУДЫ, ФОСФОРИТЫ И ЭНДОГЕННЫЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Промышленные концентрации полезных ископаемых возникают в карбонатных, равно как и в других геологических формациях, при строго определенных условиях.

Как было отмечено в гл. I, характер связи полезного компонента с формациями различен, соответственно различны и критерии их рудоносности. Для групп полезных ископаемых, генетически связанных с карбонатными формациями, ведущими критериями являются стратиграфический, литолого-фациальный, палеогеографический и палеотектонический; для групп, возникших в результате наложенных процессов, — литологический и структурный, с учетом особенностей геологического развития участков земной коры, где размещаются данные формации; для материнских формаций — литологический и структурный.

КАРБОНАТНЫЕ ФОРМАЦИИ С ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИМ ОРУДЕНЕНИЕМ

Тесная пространственная связь свинцово-цинковых месторождений с карбонатными отложениями — явление давно установленное и широко использованное как в геологической практике, так и при построении теорий и моделей рудогенеза. Однако до начала 60-х годов карбонатные отложения рассматривались преимущественно лишь как благоприятная физико-химическая или физико-механи-

ческая среда, способствующая отложению свинца и цинка из гидротермальных растворов, связанных с невскрытыми или удаленными рудоносными интрузиями (класс телетермальных месторождений). Естественно, что литолого-фациальный анализ не являлся в этом случае составной частью задачи установления закономерностей размещения оруденения. Геолога-рудника интересовали зоны тектонических нарушений и гидротермальных преобразований вмещающей толщи. Коренному изменению представлений о пассивной роли рудовмещающей среды в образовании рудных месторождений способствовали в первую очередь работы М. М. Константинова [1951 г.; 1963 г.], впервые в отечественной литературе обосновавшего принципиальную возможность формирования сингенетических (стратифицированных) свинцово-цинковых месторождений в карбонатных отложениях.

Э. И. Кутырев [1978 г.] среди отечественных промышленных свинцово-цинковых и полиметаллических месторождений, связанных с собственно карбонатными отложениями, предложил различать три типа: 1) миргалимсайский — в слоистой углеродистой известняково-доломитовой формации, 2) сарданинский — рифовой (рифоидной) карбонатной формации, 3) барвинский — псевдопластовый тип, связанный с карстовыми образованиями в карбонатной или в карбонатно-терригенной формации. Кроме того, карбонатные породы играют существенную роль в составе сложных осадочных и вулканогенно-осадочных формаций, вмещающих крупные свинцово-цинковые месторождения других типов (жайремский, горевский, озернинский и др.).

При всем разнообразии морфологических и генетических типов свинцово-цинковых стратиформных месторождений, связанных с карбонатными формациями, многие рудоконтролирующие факторы в них являются однотипными: стратиграфические, литологические, фациальные, палеотектонические.

Стратиграфический фактор локализации оруденения

Накопленный в настоящее время большой фактический материал свидетельствует о широком развитии в ряде крупных регионов строго стратифицированных рудоносных горизонтов и их исключительной выдержанности при прослеживании по площади. Так, свинцово-цинковое оруденение (от рассеянной минерализации до крупных скоплений), отмечающееся в углеродистой (темноцветной) известняково-доломитовой формации фаменского возраста в Каратау-Нарынской зоне (Южный Казахстан, Средняя Азия), проявлено на протяжении более 1000 км. На площади в тысячи квадратных километров распространена верхнепротерезойская (вендская) рудоносная карбонатная формация, соответствующая верхней подсвите юдомской свиты.

Мощности рудоносных карбонатных формаций, содержащих практически все оруденение перечисленных выше рудных районов или провинций, составляют десятки и сотни метров. При этом ос-

новные рудные тела определенных месторождений (рудных полей) обычно локализованы в узких стратиграфических горизонтах.

На месторождении Миргалимсай практически все запасы свинцово-баритовых руд находятся в пределах 5—20 м (так называемый второй ленточный горизонт), что составляет 1—5 % общей мощности рудоносной формации (рис. 38, 39). Рудный горизонт разделяется на пачки. Непрерывное прослеживание этих пачек в относительно сложной складчатой структуре Миргалимсайского месторождения, разбитого надвигами, является одним из основных инструментов повседневной работы рудничных геологов.

В обширной рудной области юго-востока штата Миссури — основного поставщика свинца и цинка в США — подавляющее большинство рудных тел заключено в верхнекембрийской формации Бонн-Терр, имеющей мощность от 110 до 150 м [47] (рис. 40).

Мощность рудоносной карбонатной формации верхнепротерозойского (вендского) возраста Майско-Кыллахской зоны на юго-востоке Якутии колеблется от 100 до 200 м, нижняя и верхняя границы формации (с карбонатно-терригенными образованиями) отчетливые. На отдельных месторождениях и рудопроявлениях выделяется от 1 до 5 рудоносных интервалов (уровней), различных по степени концентрации оруденения, разделенных относительно безрудными интервалами. Выделение этих уровней стало возможным после разработки схемы детального стратиграфического расчленения и корреляции верхнеюдомских отложений [Иогансон А. К., 1978 г.].

В целом строгий стратиграфический контроль оруденения как в региональном, так и в локальном масштабах (вплоть до деталей строения рудного горизонта) является обязательным при установлении границ площадного и вертикального распространения рудоносных карбонатных формаций при прогнозной оценке территории. Это позволяет наметить границы максимально возможной площади района (провинции) стратиформного полиметаллического оруденения. Значительное латеральное изменение состава и (или) структуры формации часто приводит к полному исчезновению оруденения.

Литологический фактор локализации оруденения

Для рудоносных карбонатных формаций весьма характерна ассоциация известняков с доломитами. Руды обычно локализованы в разнозернистых доломитах вблизи их резкой смены известняками. В большинстве работ доломитовые породы считаются вторичными, возникшими в результате метасоматического замещения известняков. Тем не менее рудовмещающими могут быть и первичные доломиты. В частности, в углеродистой известняково-доломитовой формации рудоносными, как правило, являются доломиты с тонкослоистой («ленточной») текстурой, нередко оолитовые и онколитовые. Для них характерны угнетенные формы фауны или ее полное отсутствие (месторождения Миргалимсай, Шалкия, Сумсар) [Захаров Е. Е., 1960 г.].

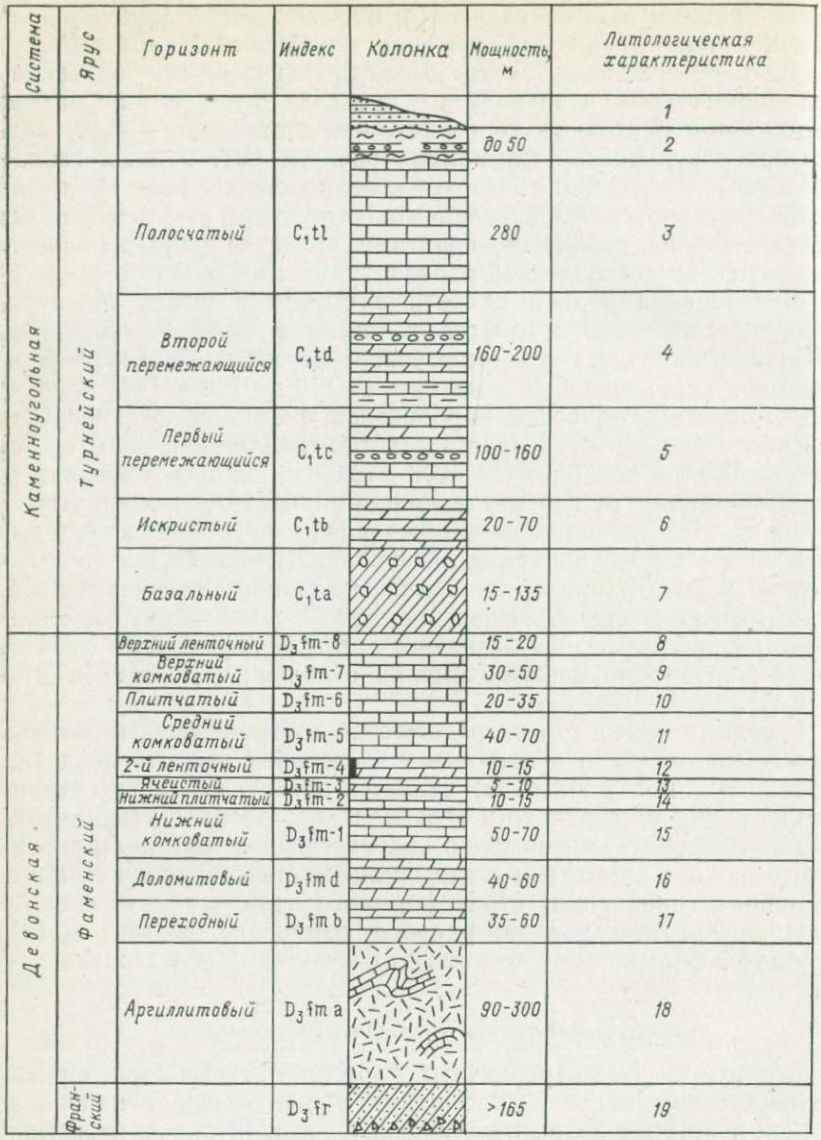


Рис. 38. Стратиграфическая колонка месторождения Миргалимсай. По данным Миргалимсайской ГРП.

1 — суглинки, супеси, пески; *2* — глины с прослоями мелкогалечниковых конгломератов; *3* — тонкие переслаивающиеся пачки светло-серых и серых известняков; *4* — переслаивание известняков и известняковых брекчий; *5* — переслаивание известняков с доломитами и доломитовыми брекчиями; *6* — массивные, реже слоистые доломиты; *7* — брекчии известняков с обломками и глыбами доломитов; *8* — доломиты; *9* — известняки и доломиты; *10* — известняки, доломитизированные известняки; *11* — грубослоистые известняки; *12* — рудный горизонт — доломитизированные известняки; *13* — доломиты, известняки; *14* — известняки и доломиты; *15* — грубослоистые известняки и доломиты; *16* — доломиты; *17* — известняки с прослоями доломитов; *18* — глино-туфовые обломочные породы с прослоями известковистых песчаников и доломитовых известняков; *19* — красноцветные песчаники, сланцы и конгломераты.

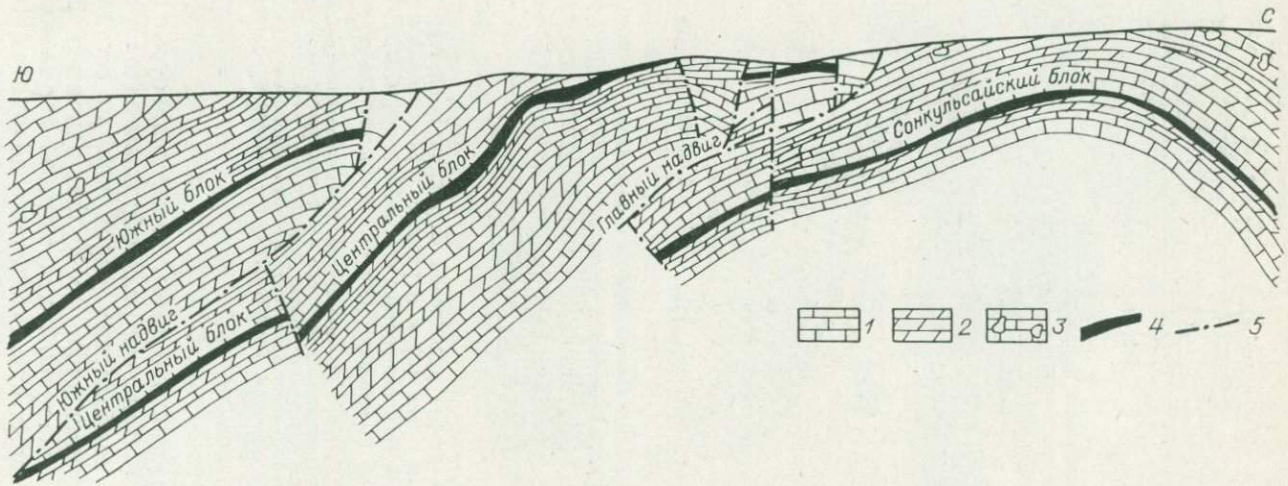


Рис. 39. Разрез через месторождение Миргалимсай. По данным Миргалимсайской ГРП.
1 — известняки; *2* — доломиты; *3* — брекчированные известняки; *4* — рудные тела; *5* — тектонические нарушения.

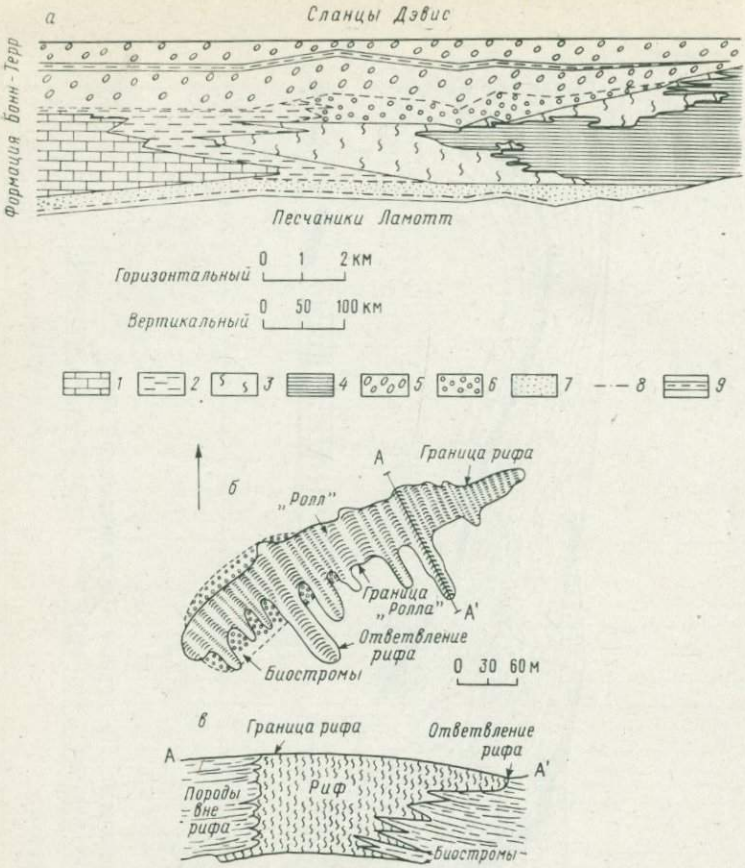


Рис. 40. Поперечный разрез рудоносной формации Бонн-Терр (*а*) и строение водорослевых рифов в плане (*б*) и в разрезе (*в*) — основных рудовмещающих образований рудной области юго-востока штата Миссури (США).

а — по А. Гердеману и Г. Майерсу [1972 г.], *б* — по Ф. Снайдеру и П. Гердеману [1978 г.].

1—2 — фации открытого бассейна: *1* — известняки, *2* — мелководные доломиты предрифовой зоны; *3* — водорослевые рифовые доломиты; *4* — фации «обратного рифа» — обломочные оолитовые доломиты (так называемые белые породы); *5—6* — обломочные карбонатные отложения верхней части формации Бонн-Терр: *5* — грубообломочные, *6* — мелкообломочные; *7* — песчаные доломиты формации Бонн-Терр; *8—9* — маркирующие горизонты глинистых сланцев: *8* — нижний, *9* — верхний.

Рифовые и известняково-доломитовые рудоносные формации характеризуются значительным разнообразием литологических типов рудовмещающих карбонатных пород как по составу, так и по структуре. В месторождении Уч-Кулач, например, связанном со среднедевонской известняково-доломитовой формацией, 80 % запасов свинцово-цинковых руд находится в доломитах, 10 — в известняках, 5 — в песчанистых аргиллитах и 5 — в пачках переслаивания известняков с алевролитами и аргиллитами.

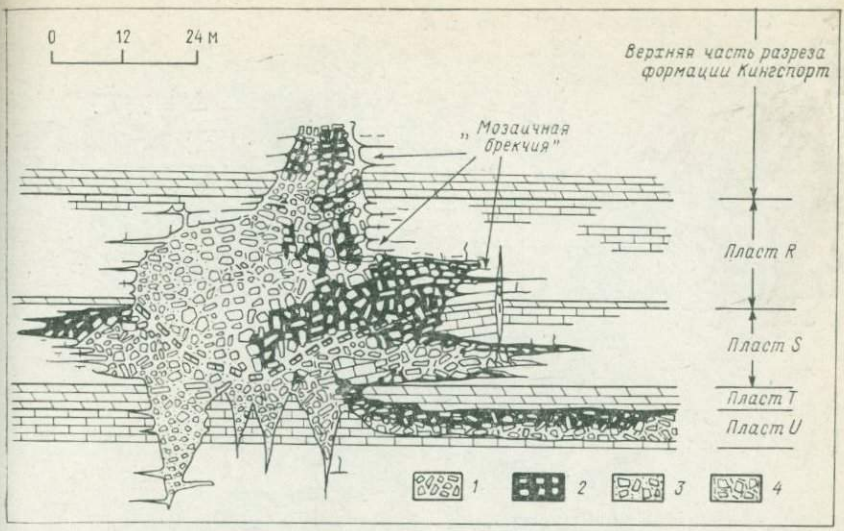


Рис. 41. Схематизированный разрез через участок рудника Джефферсон-Сити (по Д. Крауфорду и А. Д. Хогланду [1972 г.]).

1—4 — брекчии: *1* — сцементированная доломитовым материалом, *2* — сцементированная рудным материалом, *3* — с тонкозернистым цементом, *4* — с разнозернистым цементом.

В карбонатной формации верхнего протерозоя (венда) Майско-Кыллахской зоны описано 15 типов карбонатных пород, среди которых три являются рудовмещающими. Основная масса свинцово-цинковых руд связана с нацело перекристаллизованными светлыми доломитами массивной и полосчатой текстуры. Структурное и текстурное разнообразие доломитов в значительной степени определяет различные морфологические типы и текстурные разновидности в них руд. Так, доломиты «зебра» вмещают наиболее ценные полосчатые галенит-сфалеритовые руды месторождения Сардана [Иогансон А. К., 1978 г.].

Чрезвычайным разнообразием литологических типов пород характеризуется верхнекембрийская рифовая рудоносная формация Бонн-Терр (США) [47]. При этом свинцово-цинковое оруденение связано почти исключительно с доломитами и практически отсутствует в широко распространенных известняках. По структурным и текстурным особенностям рудоносные доломиты разделяются на ряд типов: перекристаллизованные водорослевые (собственно рифы), обломочные (калькаренитовые), рудообломочные доломитовые брекчии и др. (рис. 40). Оруденение нередко встречается в подстилающих песчаниках, линзах черных карбонатных сланцев, ассоциирующих с рудоносными доломитами.

Для рудоносных эпигенетически преобразованных карбонатных формаций характерна приуроченность оруденения к карбонатным брекчиям растворения, залегающим в виде линз, карманов, гнезд на древних эрозионных поверхностях в карбонатных породах (рис. 41—43). Не менее часто для эпигенетических месторождений

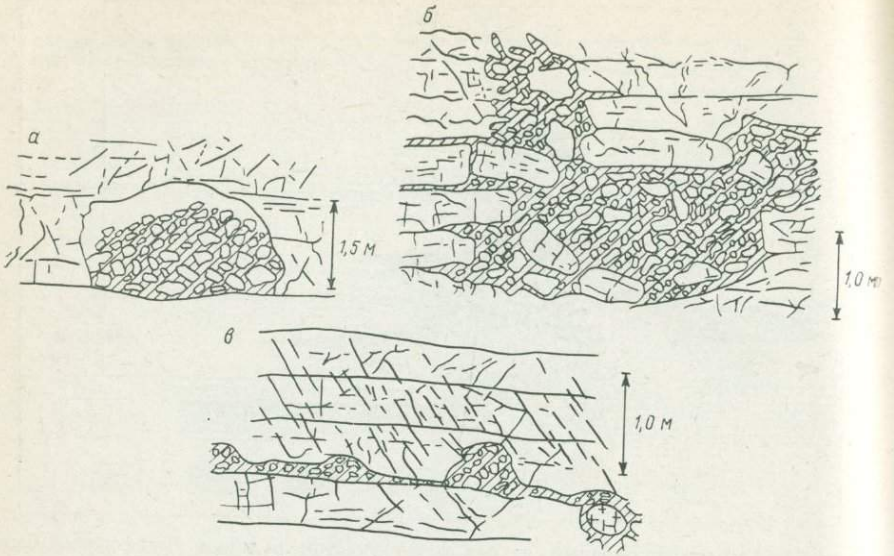


Рис. 42. Свинцово-цинковое оруденение типа выполнения открытых полостей (по К. Богажу и др. из работы В. В. Попова [1976 г.]).

а — каналы растворения в карбонатных породах, частично выполненные обломками этих же пород, сцементированных сульфидами; *б* — полости растворения в карбонатных породах с обрушенной кровлей и с обломками этих же пород, сцементированных сульфидами; *в* — небольшие каналы растворения, заполненные брекчией карбонатных пород, сцементированных сульфидами.

рудовмещающими являются секущие или ветвящиеся жилы вторичного доломита или кальцита [70]. Вмещающая их неизмененная карбонатная формация может быть как доломитовой, так и известняковой, слоистой или рифоидной по структуре.

Сопоставление литологических типов пород, непосредственно вмещающих стратиформное свинцово-цинковое оруденение в карбонатных формациях разных районов мира, позволяет сделать некоторые общие выводы. В подавляющем большинстве случаев главным рудовмещающим типом являются доломиты, часто при описании необоснованно называемые «доломитизированными известняками». Это обусловлено старыми традициями геологии рудных месторождений, согласно которым рудовмещающие доломиты, часто неравномернозернистые (перекристаллизованные), считались гидротермально-метасоматическими, результатом околорудного изменения известняков. Серьезные литологические исследования в пределах рудных районов в ряде случаев позволяют установить первичную, седиментационно-диагенетическую природу рудовмещающих доломитов или оставить открытым вопрос о различиях между седиментационно-диагенетическими перекристаллизованными и гидротермально-метасоматическими доломитовыми породами. Седиментационно-диагенетическая природа рудоносных доломитов была показана исследованиями С. Е. Колотухиной [1956 г.] на Миргалимсайском месторождении.

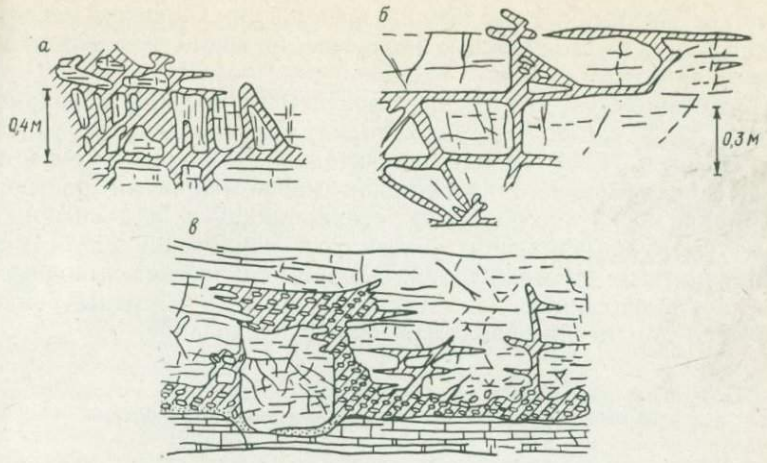


Рис. 43. Свинцово-цинковое оруденение типа выполнения открытых полостей (по К. Богажу и др. из работы В. В. Попова [1976 г.]).

а — полости растворения в карбонатных породах, выполненные сульфидной рудой; *б* — рудные жилы, развитые вдоль плоскостей напластования и по секущим трещинам; *в* — идеализированная схема, показывающая выполнения рудой карстовых структур, развитых в зоне нарушения на границе рудоносного доломита с гоголинскими известняками.

К первично-хемогенно-фитогенным отнесены в настоящее время рудовмещающие доломиты месторождения Сардана. Ряд исследователей отстаивает точку зрения о метасоматическом происхождении «сахаровидных» доломитов на этапе эпигенетических преобразований литифицированных или полулитифицированных осадков, другие обосновывают раннедиагенетическое происхождение тех же доломитов за счет «термальной доломитизации еще нелитифицированных карбонатных илов» [51, с. 191]. Проведенное нами сравнение отложений верхней подсвиты юдомской свиты данного месторождения и района р. Юдома, где известны единичные проявления галенит-сфалеритовой минерализации, позволило установить, что в приближении к рудоносным площадям происходит полное уничтожение фитогенных структур (Сардана, Кеатан), столь отчетливо выраженных в гипостратотипе свиты — Нуучаллахском разрезе. Намечено два ряда последовательно преобразованных фитогенных доломитов: 1) онколитовые, катаграфиевые — частично перекристаллизованные микрофитолитовые — массивные перекристаллизованные доломиты с реликтами тонких структур — полностью перекристаллизованные массивные доломиты, 2) пластовые строматолитовые (типа *Yongylina nodulosa*), полосчатые доломиты водорослевого типа — пятнисто-полосчатые перекристаллизованные доломиты (неясного генезиса) — доломиты «зебра». Текстуры преобразованных карбонатных пород отражают особенности первичного наслоения структурно-текстурно неоднородных фитогенных доломитов. Изменению в первую очередь подвергают-

ся тонкие фитогенные структуры, а цементирующая их масса оказывается более устойчивой к процессам перекристаллизации и выщелачивания.

Представляется, что именно процессы термальной перекристаллизации первично-доломитовых пород, как справедливо указывал И. И. Князев [1954 г.], а не значительное по масштабам метасоматическое замещение известняков магнезиальными растворами обусловили ныне наблюдаемую «сахаровидную» или «искристую» структуру рудовмещающих доломитов, характерную для многих стратиформных месторождений. В любом случае для вывода о природе рудовмещающих доломитов в конкретных рудных районах требуется тщательное литологическое исследование.

Фациально-палеогеографические и палеотектонические условия локализации оруденения

Пространственное и временно́е размещение определенных типов карбонатных пород в пределах изучаемого карбонатного комплекса является прежде всего отражением фациальных условий формирования парагенеза осадков. В настоящее время можно считать установленной связь стратиформных месторождений свинца и цинка с мелководными морскими карбонатными отложениями. Рассмотренные выше типы рудовмещающих карбонатных пород являются в одном случае образованиями относительно углубленных застойных участков древних мелководных эпиконтинентальных бассейнов (слоистые углеродистые карбонатные отложения), в другом — морскими мелководными, иногда рифогенными. В последнем случае сложные по составу карбонатные толщи имеют нередко четкую ассоциацию с эвапоритовыми образованиями, фиксируя полосу взаимоперехода обстановок лагунного типа к нормально-морским.

Приведем несколько примеров типовых фациальных обстановок накопления рудовмещающих карбонатных отложений.

Образование фаменской известняково-доломитовой слоистой углеродистой формации западной части Центрального Каратау, по С. Е. Колотухиной [1956 г.], происходило в условиях чрезвычайно мелководного морского бассейна, изобиловавшего многочисленными плоскими островами и полуизолированными котловинами. Вокруг островов и отмелей в зоне волнения и взмучивания накапливались детритовые, мелководные, оолитовые карбонатные осадки, более тонкий, илистый карбонатный материал сносился в котловины. Обстановки, благоприятные для доломитонакопления, создавались как за счет жаркого сухого климата, так и, возможно, за счет привноса магнезиальных солей при подводном вулканизме. Следы синхронной осадконакоплению слабой вулканической деятельности установлены С. Е. Колотухиной в разных районах Каратау среди карбонатных пород в виде тонких слойков основных эффузивов и туфов. Предполагается, что подводные вулканические выделения могли быть источником свинца, цинка, меди, а также кремнезема, поступавших в бассейн в период карбонатонакопления. Участками их концентрации служили межотмельные котловины, характеризовавшиеся ослабленной динамикой водной среды и резко восстановительными условиями, существовавшими в иловых осадках. В одной из таких котловин и был сформирован главный рудный горизонт Миргалимсайского месторождения. В восточном направлении степень доломитоносности фаменских отложений постепенно снижается от 70 до 40 %, суммарная мощность формации при этом находится в пределах 250—350 м.

Восточнее долины р. Биресек проходит резкая латеральная смена известняково-доломитовой формации известняково-мергельной, отличающейся большей мощностью (600—1500 м), бо́льшим обилием фауны и высоким содержанием глинистого материала. Формирование известняково-мергельных отложений по сравнению с известняково-доломитовыми происходило в обстановке более устойчивого погружения при сохранении относительно более глубоководного бассейна (порядка 200—300 м). Еще восточнее известняково-мергельные отложения сменяются прибрежными глыбово-конгломератовыми мергельно-карбонатными отложениями. Таким образом, формирование фаменской рудоносной формации Центрального Каратау, как и синхронного с ней свинцово-цинкового оруденения, происходило во вполне определенных фациальных, палеотектонических, палеогеографических условиях. Литолого-фациальные реконструкции четко позволяют ограничить рудоносные площади.

Рудоносная рифовая верхнекембрийская формация Бонн-Терр на юго-востоке штата Миссури (США) распространена на обширной площади в южной части Северо-Американской платформы вокруг крупного поднятия — купола Озарк, сложенного докембрийскими вулканогенными породами (рис. 44). В строении формации выделяется несколько групп фаций [47]: 1) «обратные рифы», сложенные обломочными (калькаренитовыми) и оолитовыми доломитами, 2) собственно рифы, 3) мелководные образования предрифовой зоны, чередование слоистых доломитов и известняков (рис. 44). Все эти фации содержат в том или ином количестве рудную минерализацию. На удалении от рифов доломиты сменяются совершенно безрудными слоистыми известняками.

Рифовые тела располагаются неправильным полукольцом вокруг купола Озарк на расстоянии от нескольких километров до десятков километров (рис. 44). Рифовая полоса продуцируется над системой долгоживущих расколов, окаймляющих ядро купола, сложенного изверженными докембрийскими породами. В пределах рифовой полосы установлены проявления щелочно-основного вулканизма позднекембрийского времени [47].

Бо́льшая часть рудных тел локализуется в калькаренитовых барах, водорослевых рифах и на их флангах. Если рифы и межрифовые пространства широки, то обособленные рудные тела, поперечные к генеральному простиранию рифов, располагаются на краях рифовых «антиклиналей». Часто рудные тела повторяют морфологию контакта рифовых гребней с перекрывающими черными глинистыми сланцами, локализуясь в первых. Там, где зоны рифов узкие, а сами зоны сближены, вся рифовая масса может разрабатываться как руда. Промышленные руды распространяются в глубь рифовых тел на первые десятки метров.

Важное рудоконтролирующее значение имеют тела подводно-оползневых брекчий. На участках широкого проявления многократных оползней локализуются мощные протяженные рудные зоны, вытянутые параллельно выпуклой части калькаренитовых баров. Внутри сложно построенных баровых и рифовых тел рудные тела нередко приурочены к зонам эрозионных несогласий. В нижней части рудоносной толщи широко распространены рудные тела «типа выклинивания»: серповидные в плане сульфидные залежи оконтуривают захороненные выступы докембрийского фундамента над линией выклинивания песчаников, подстилающих рифовую формацию. Как отмечают исследователи этого района, существенное влияние на морфологию рудных тел и концентрацию в них металлов оказывают постлитификационные разрывные нарушения. В участках пересечения зон повышенной трещиноватости с рудовмещающими осадочными образованиями часто наблюдается усложнение морфологии рудных тел, иногда резкое возрастание концентрации сульфидов, выход оруденения за пределы рудоносных типов пород и стратиграфических горизонтов. При этом отчетливо устанавливаются пострудные тектонические нарушения, смещающие рудные тела.

Примером рудоносной карбонатной формации, образовавшейся в условиях морского мелководья при наличии интенсивной органогенной деятельности водорослей, может служить верхнепротерозойская (вендская) рудоносная формация Майско-Кыллахской зоны. Изучение большого числа разрезов и генетических особенностей типов карбонатных пород рудной толщи позволило реконструировать распределение позднеюдомских фаций на месторождении Сардана (рис. 45). В южной части этого района выделяется зона формирования круп-

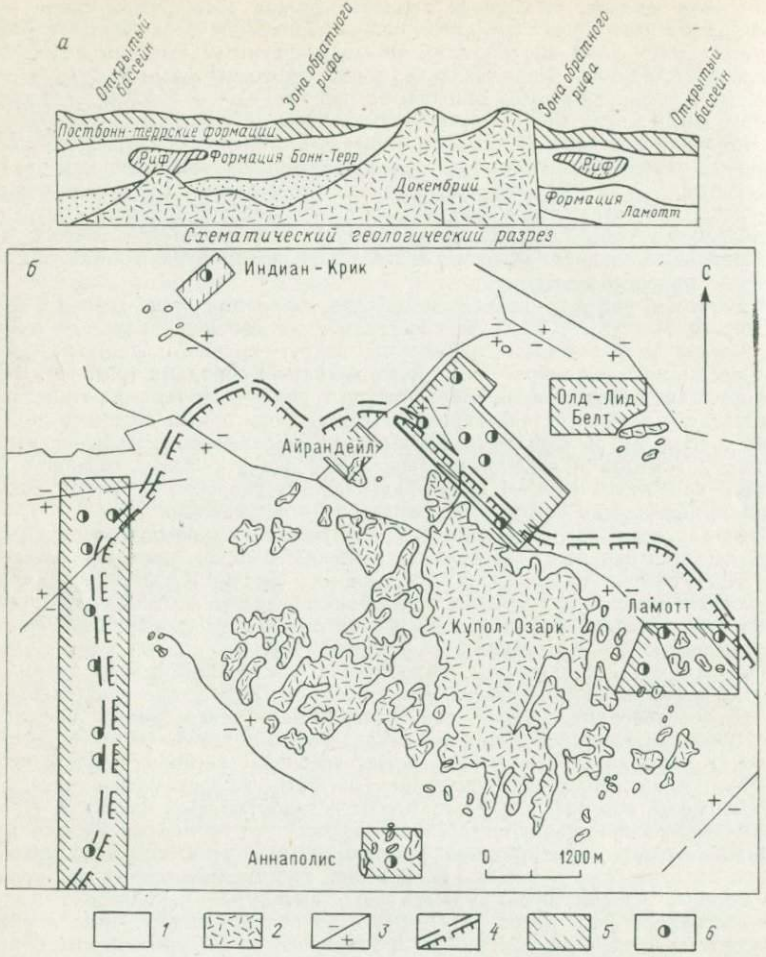


Рис. 44. Схема геологического строения (*а*) и расположения основных рудных районов юго-восточной части штата Миссури (*б*) (США) (по П. Гердеману [1972 г.]).

1 — кембрийские и ордовикские осадочные образования; *2* — докембрийские изверженные породы; *3* — разломы; *4* — граница распространения рифовых фаций; *5* — контуры рудных районов; *6* — месторождения (эксплуатируемые, разведанные и отработанные).

ного водорослевого биостромного массива, в северной отлагались существенно хемогенные слоистые доломито-известняковые осадки. В расположенной между ними переходной зоне, имеющей ширину 1,5—2 км, формирование ответвлений биостромного массива и изолированных органогенных построек чередовалось с накоплением хемогенных доломито-известняковых осадков. Эта переходная зона продуцировалась, вероятно, над зоной палеоразлома, о чем свидетельствуют колебания мощности и состава юдомских отложений, а также вулканические проявления в виде редких тел щелочных ортофиров и повышенная кремнефикация карбонатных пород [Давыдов Ю. В., 1978 г.].

Более 90 % свинцово-цинкового оруденения месторождения Сардана приурочено к органогенным постройкам и локализовано в двух типах фациальных

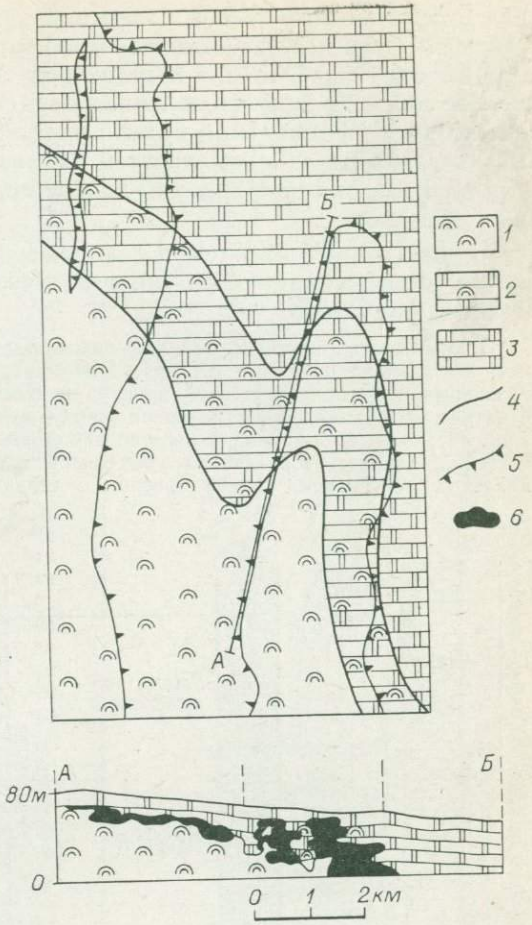


Рис. 45. Фациальная схема позднеюдомского времени и фациальный профиль по линии *АБ*, иллюстрирующий размещение оруденения (район месторождения Сардана).

1—3 — фациальные зоны: *1* — центральная часть биостромного массива (фитогенные доломиты), *2* — краевая часть биостромного массива (сложное сочетание доломитовых биостромов с хемогенными доломитовыми известняками), *3* — открытый бассейн (доломитовые известняки, известняки); *4* — границы фациальных зон; *5* — контуры современного распространения верхнеюдомских отложений; *6* — свинцово-цинковое оруденение.

ловушек (рис. 45): а) в верхней части крупного биостромного массива, где тела сплошных руд контролируются, как правило, локальными выступами кровли массива, а под участками ее понижения залегают вкрапленно-прожилковые руды и рассеянная минерализация; б) в узких изолированных постройках и ответвлениях краевой части массива — в переходной зоне. Последняя является максимально рудонасыщенной. Сложная морфология органогенных построек обусловливает здесь широкий вертикальный диапазон распространения оруденения, охватывающего участками всю мощность рудоносной пачки (до 50 м). Изолированные биостромы и штокообразные неправильной формы органогенные постройки иногда целиком представляют собой рудные тела. Определенной зависимости размещения оруденения от локальных складчатых форм и разрывных нарушений на месторождении не устанавливается.

В региональном плане площадь развития доломитовых биостромных массивов, вмещающих основные свинцово-цинковые месторождения и рудопроявления вендского уровня Майско-Кыллахской зоны, располагается полукольцом вокруг Бас-Дьукатского палеоподнятия, существовавшего, по крайней мере, в позднерифейское и вендское время.

Из сравнения двух последних примеров видно, что наиболее общие закономерности размещения свинцово-цинкового оруденения

как в собственно рифовой (верхний кембрий юго-востока штата Миссури), так и в известняково-доломитовой с органогенными постройками (венд Майско-Кыллахской зоны) формациях сходны между собой. В этой связи первоочередной задачей является создание литолого-фациальной модели рудовмещающей толщи как основы для анализа закономерностей размещения рудных тел, а также для определения направлений дальнейшего изучения и оценки данных объектов.

Существенные отличия в закономерностях локализации оруденения устанавливаются для эпигенетически преобразованных рудоносных формаций.

Рассмотрим в качестве примера нижнеордовикские карбонатные образования, вмещающие цинковые месторождения района Маскот — Джефферсон-Сити Аппалачской полиметаллической провинции (США) [10]. Рудовмещающая карбонатная формация, представленная внизу известняками, вверху доломитами (рис. 46), была сформирована в латеральной зоне эпиконтинентального морского бассейна, характеризовавшегося уникальной латеральной выдержанностью фациальных обстановок. Тонкие прослои с «плавающими» обломками песчаника

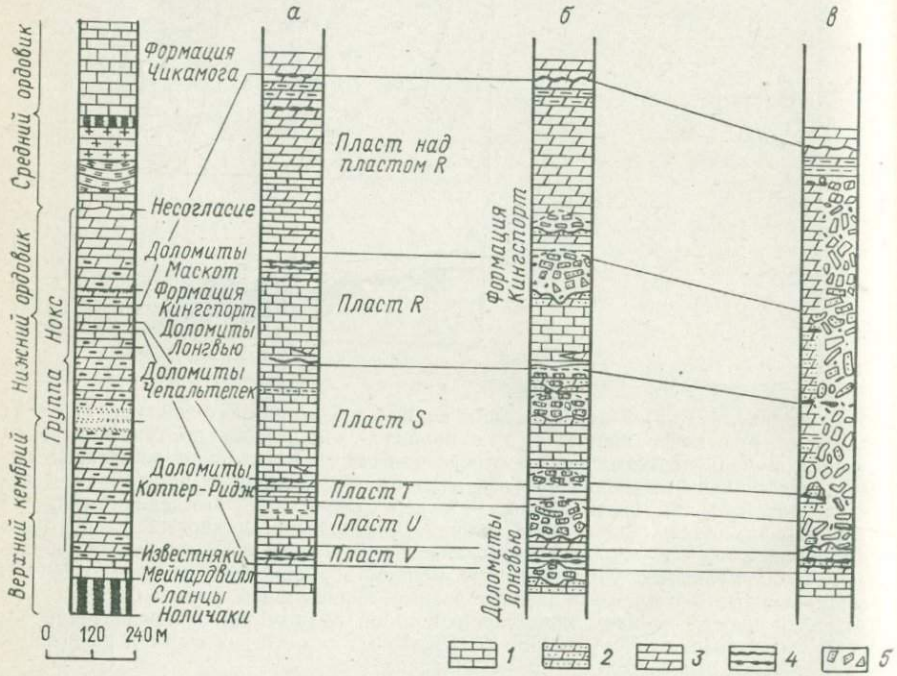


Рис. 46. Стратиграфические колонки пород с детальной расшифровкой положения руд в разрезе отложений формаций Кингспорт и Лонгвью (по Дж. Крауфорду [1972 г.]).

а—в — разрезы: *а* — неминерализованный, *б* — среднеминерализованный, *в* — интенсивно минерализованный.
1 — известняки; *2* — доломитизированные известняки; *3* — первичные доломиты; *4* — прослои и конкреции кремнистых сланцев; *5* — брекчия, сцементированная доломитовым и рудным материалом.

в доломитах, с желваками халцедона, слойки, отличающиеся особенностями текстуры или окраски, прослеживаются на десятки километров. В целом оруденение региона, представленное почти исключительно цинковыми рудами, имеет достаточно определенную стратиграфическую приуроченность и ограничено интервалом разреза около 60 м. Однако сами рудные тела имеют чрезвычайно прихотливую морфологию (рис. 41), в связи с чем их образование в течение многих лет традиционно связывали с аппалачской складчатостью (P_2), сформировавшей сложную складчато-надвиговую структуру региона (кстати, сходную со структурой Центрального Каратау, в частности района Миргалимсайского месторождения, рис. 38, 47). Однако исследования последних десятилетий выдвинули на первый план представления о рудоконтролирующей роли структур выщелачивания и обрушения, имеющих доаппалачский возраст и, вероятно, связанных с региональным предсреднеордовикским несогласием [70]. Под действием метеорных вод происходило выщелачивание и разрушение в различной степени литифицированных карбонатных образований, формировались мощные карстово-брекчиевые зоны, являющиеся наиболее характерной особенностью данного рудного района. Рудные тела практически всегда приурочены к карстовым брекчиям, хотя последние имеют гораздо более широкое распространение. Полагают, что растворы, несущие цинк, были более поздними и горячими (70—170 °С), чем метеорные воды, образовывавшие карст. Рудоносные растворы использовали готовые пористые карстовые системы, до некоторой степени расширяя и преобразовывая их. Карст в нижнеордовикские отложения проникает глубоко и достигает 240 м ниже несогласия. Необходимо отметить, что скопления цинковых руд, связанные с карстово-брекчиевыми зонами в карбонатной формации нижнего ордовика, широко распространены в Аппалачской провинции на протяжении многих сотен километров.

Оруденение типа выполнения открытых полостей характерно также для стратифицированных свинцово-цинковых месторождений Силезско-

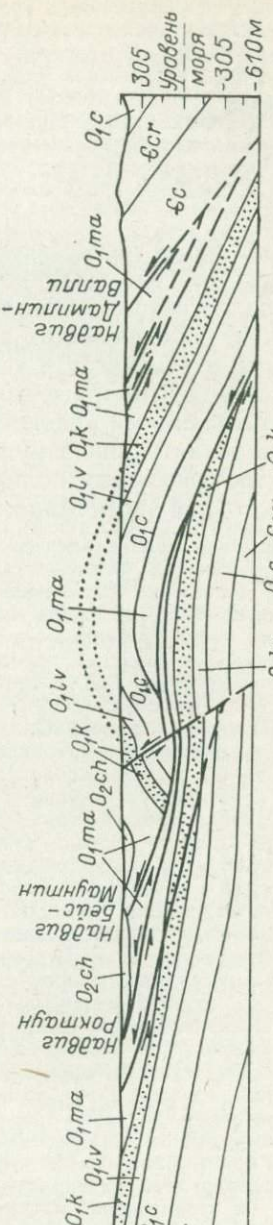


Рис. 47. Геологический разрез через северо-восточный участок района Маскот — Джефферсон-Сити (по Д. Крауфорду и А. Д. Хогланду [1972 г.]).

Средний ордовик: O_2ch — известняк Чикамога; нижний ордовик: O_1ma — формация Маскот, O_1k — формация Кингспорт (рудоносная), O_1lv — доломиты Лонгвью (рудоносная), O_1c — формация Чепальтепек; кембрий: $\mathcal{C}cr$ — доломиты Коппер-Ридж, $\mathcal{C}c$ — группа Конасога.

Краковского района [67]. Основные запасы промышленных руд локализованы здесь в нижне-среднетриасовых карбонатных отложениях: в нижнем мушелькалке и горизонте диплопоровых доломитов. Морфологические типы оруденения весьма разнообразны (рис. 42, 43). Вмещающие руду доломиты характеризуются крупнокристаллической структурой, высокой пористостью и кавернозностью, сильной трещиноватостью и широким развитием в них разнообразных по форме карстовых пустот. Преобладают руды брекчиевого типа, в которых обломки карбонатных пород сцементированы рудными минералами (галенитом, сфалеритом и марказитом) (рис. 42). Отмечается жильное и прожилкового типа оруденение, развитое вдоль плоскостей напластования и по секущим трещинам (рис. 43).

Необходимость учета всего комплекса рудоконтролирующих факторов: 1) конседиментационных, определяющих литолого-фациальные и палеотектонические особенности рудоносных толщ; 2) эпигенетических, определяющих направленность изменения их состава и структуры, в том числе и тектонической нарушенности; 3) наличия благоприятного парагенезиса с безрудными формациями, латерально замещающими рудоносные отложения; 4) роли фундамента как одного из источников рудного вещества — можно показать на примере стратиформных полиметаллических месторождений плато Горст в восточной части Марокко.

Промышленное полиметаллическое оруденение локализуется здесь в горизонтально залегающих нижнеюрских биогермно-биостромных крупнозернистых «искристых» доломитах, обладающих значительной пористостью, местами закарстованных, и носит все следы эпигенетической концентрации. В то же время на периферии этого органогенного массива в менее преобразованных известняково-доломитовых слоистых породах отмечаются заведомо седиментационные мелковкрапленные руды, следующие слоистости, положению в осадочных микроциклитах и т. п. Район распространения органогенных построек характеризуется резко сокращенным разрезом. Продуктивная толща формировалась на палеоподнятии, сложенном позднегерцинскими вулканитами, содержание свинца в которых в 10—20 раз превышает кларковое. На отдельных участках в этих вулканитах наблюдаются секущие рудные жилы, проникающие в карбонатный покров и имеющие зональность, обычную для гидротермальных руд. Интересно отметить, что крупные рудные скопления на палеоподнятиях, не содержащих герцинских вулканитов, не наблюдались.

По латерали в северном и восточном направлениях маломощные (10—80 м) продуктивные отложения замещаются километровыми известняково-мергельно-доломитовыми гипсоносными толщами, содержащими высокоминерализованные хлоридные сульфатные воды. В сторону этих замещений в виде отдельных языков прослеживаются пласты преобразованных «искристых» доломитов, несущих в большинстве случаев непромышленную, но минералогически очень эффектную крупную вкрапленность галенита. Прослеживание по простиранию данных пластов показывает, что местами в них сохраняется первичная тонкокристаллическая структура седиментационно-диагенетического доломита. Степень преобразованности этих пластов и рудоносной толщи в целом довольно отчетливо связана с зонами безамплитудной трещиноватости, хорошо видной при дешифрировании аэрофотоснимков. Возникновение зон диаклаза относится к постъюрскому времени, так как они захватывают и более молодые отложения, также включающие проявления рудной минерализации. Образование трещиноватости не могло не повлиять на перемещение высокоминерализованных подземных вод, в связи с чем исключена существенная роль последних в формировании промышленных концентраций свинцово-цинковых руд.

ФОСФОРИТОНОСНЫЕ КАРБОНАТНЫЕ ФОРМАЦИИ

К карбонатным формациям принадлежат наиболее значительные и важные в промышленном отношении месторождения пласто-

вых фосфоритов Каратауского бассейна в СССР, Хубсугульского бассейна в Монголии, Северной и Западной Африки, Среднего и Ближнего Востока, США (Скалистые горы), Австралии (Джорджина) и многие другие осадочного биохимического, биокластического и сорбционно-биогенного генезиса.

Промышленные концентрации фосфоритов имеют четкую избирательную приуроченность, локализуясь лишь в кремнисто-карбонатных, терригенно-кремнисто-карбонатных, некоторых вулканогенно-карбонатных (например, трахит-базальт-кремнисто-карбонатной) и в меньшей степени доломитовых и рифоидных толщах, характеризующихся также повышенными содержаниями урана, ванадия, марганца и бария. Продуктивные горизонты залегают обычно между терригенными или кремнистыми и карбонатными породами и тяготеют к разрезам с минимальным распространением терригенных пород. В карбонатных породах руды имеют, как правило, доломитовый или кальцитовый цемент, в кремнистых — кремнистый и т. д.

Основой прогнозирования фосфоритовых руд различного качества и контуров рудных залежей в этих формациях являются литолого-фациальные и палеогеографические факторы. Установлено, что изменение состава пород формаций по латерали, связанное со сменой палеотектонических и фациальных условий осадконакопления, приводит к изменению мощностей рудных горизонтов, текстурно-структурных разновидностей руд и в конечном итоге к исчезновению рудных залежей. Например, по данным Э. А. Еганова и Ю. К. Советова, на участке Караултюбе Каратауского бассейна фосфоритовый горизонт латерально замещается доломитами, а на крупном месторождении Аксай того же бассейна мощный фосфоритовый пласт по латерали (на глубину) сменяется слабофосфатными, относительно глубоководными кремнистыми сланцами (по А. Тынсыкбаеву).

Реконструкции палеообстановок указывают на то, что фосфатонакопление в карбонатных илах происходило в основном на пологих склонах подводных впадин, банках и отмелях шельфов мелководных морей с нормальной или повышенной соленостью, в пределах участков с замедленной терригенной седиментацией, часто характеризующихся наличием сезонных течений, в областях подъема глубинных океанических вод. Подобная палеогеографическая обстановка, по Э. А. Еганову и Ю. К. Советову [1979 г.], была характерна для накопления фосфоритов большинства промышленных залежей Каратауского фосфоритоносного бассейна в Казахстане. Наиболее благоприятными для накопления фосфоритоносных формаций, по-видимому, являлись проливы, расположенные между платформой и внутригеосинклинальным поднятием, в областях с жарким засушливым или переходным к гумидному климатом. Повышение качества фосфоритов происходило в основном за счет перемывов фосфатных илов в условиях воздействия течений и, возможно, донных волнений.

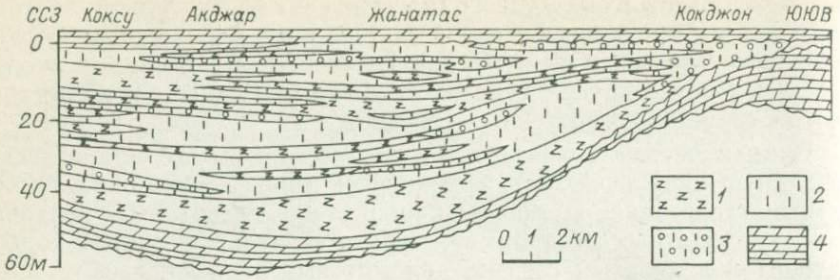


Рис. 48. Литологический профиль нижнекембрийской фосфоритоносной кремнисто-карбонатной формации (чулактауская свита) Каратау (по А. М. Тушиной).
1 — кремни и кремнистые сланцы; *2* — фосфориты средне-мелкозернистые псаммитовые, алевритовые и алевропелитовые; *3* — фосфоритные конгломераты и гравелиты, крупнозернистые псаммитовые фосфориты; *4* — доломиты.

Важное значение имеет также стратиграфический фактор, позволяющий выявить закономерности локализации фосфоритоносных формаций во времени, а следовательно, и определить перспективность различных районов. Промышленные концентрации фосфоритов, приуроченных к карбонатным формациям, известны в верхнем протерозое, нижнем кембрии, перми, верхнем мелу—палеогене и миоцене.

В СССР наиболее крупные залежи связаны с геосинклинальным типом осадконакопления и локализованы в кембрийских отложениях (например, Каратауский бассейн в Казахстане, рис. 48), менее крупные месторождения известны в Саяно-Алтайской складчатой области — Кузнецком Алатау, Восточном Саяне, Горной Шории и на Салаире, а также в Монголии (Хубсугульский бассейн), где они приурочены не только к нижнекембрийским, но и к верхнепротерозойским формациям. Из приуроченных к более молодым (позднемеловым—палеогеновым) отложениям можно назвать только месторождения Таджикской депрессии.

Размещение фосфоритоносных формаций строго контролируется структурами земной коры. Наиболее продуктивные из них — собственно карбонатные, кремнисто- и кремнисто-терригенно-карбонатные — развиты в миогеосинклиналях, локализуясь на склонах сопряженных конседиментационных впадин и поднятий; иногда в краевых, прогибающихся перикратонных частях древних и молодых платформ, располагаясь вдоль пологого борта синеклиз и антеклиз, осложненных структурами второго порядка; наиболее мощные горизонты фосфоритов наблюдаются на крыльях брахиантиклиналей и мульдообразных синклиналей. В эвгеосинклиналях и рифтогенных структурах распространены преимущественно вулканогенно-карбонатные формации, не имеющие большого практического значения.

РУДОВМЕЩАЮЩИЕ ФОРМАЦИИ С ЭНДОГЕННЫМ ОРУДЕНЕНИЕМ

Литологический фактор сохраняется в качестве основного для скарновых и грейзеновых месторождений. Из всех постмагматических образований скарны в наибольшей степени зависят от состава толщ, вмещающих интрузивы и оруденение. Наличие карбонатной среды является главным условием возникновения промышленных залежей в результате инфильтрационных и реакционно-биметасоматических процессов. Наиболее перспективны для развития скарнового оруденения пачки переслаивающихся карбонатных и алюмосиликатных пород. По сообщению Ж. Д. Никольской, наибольшие концентрации рудного компонента приурочены к участкам с коэффициентом однородности менее 0,5. Кроме вещественного состава толщ существенную роль играют благоприятные физико-механические свойства пород: пористость, трещиноватость, хрупкость, способность к перекристаллизации и т. д. Различные изменения околоскарновых пород — ороговикование, эпидотизация и др.— могут служить надежным, хотя и косвенным, поисковым признаком. При воздействии гранитоидных интрузий на доломиты образуются магнезиальные скарны, с которыми ассоциирует железо-борное, флогопитовое, лазуритовое, тальковое и в редких случаях бор-оловянное оруденение.

Оптимальными для локализации железорудных (магнетитовых и магнезиоферритовых) известняково-скарновых месторождений являются толщи смешанного вулканогенно-карбонатного состава, в которых пачки известняков и доломитизированных известняков сравнительно невелики по мощности (несколько метров — 100—300 м). Крупные месторождения этого типа, связанные с монотонными карбонатными толщами, неизвестны. Многочисленные шеелитовые месторождения часто возникают на границе кремнистых известняков с алюмосиликатными породами кремнисто-карбонатной формации в зоне действия гранитоидов повышенной основности. В качестве промышленных примесей в них присутствуют медь, золото, молибден, мышьяк, висмут и кобальт. Бериллий-флюоритовые месторождения ассоциируют с массивами щелочных гранитов и сиенитов и обычно локализуются в известняках различного состава терригенно-карбонатных формаций. Флюорит-редкометальные грейзеновые месторождения в основном приурочены к контактам карбонатных пород рифовой и кремнисто-карбонатной формаций с гранит-лейкогранитовыми и гранит-аляскитовыми интрузиями и т. д.

Скарновые и грейзеновые месторождения, локализованные в карбонатных, терригенно-карбонатных и вулканогенно-карбонатных формациях, широко распространены в геосинклинальных и орогенных областях и связаны с различными интрузивными комплексами. Для платформ они в целом не характерны. Известно лишь два типа месторождений: магнезиоферритовые в Ангаро-Илимском, Ангаро-Катском, Среднеангарском районах и сульфидные медно-никеле-

вые, которые повсеместно ассоциируют с трапповыми интрузиями. Прослеживается специфическая или преимущественная приуроченность промышленных залежей к определенным этапам развития геосинклинальных и складчатых областей. На ранних стадиях развития геосинклиналей формировались железорудные месторождения (Урал и Горная Шория), многие медные и медно-никелевые (Урал и Казахстан) и некоторые мышьяково-кобальтовые (Урал, Казахстан и Кавказ), на средних — оловянные и магнезиальные месторождения со скоплениями оловосодержащих боратов (Восток СССР), на заключительных — магнетитовые (Средняя Азия и Саяно-Алтайская область), железо-кобальтовые (Западная Сибирь), реже свинцово-цинковые (Средняя Азия и Восток СССР) и небольшие месторождения олова, молибдена, мышьяка и золота, на орогенных этапах — шеелитовые и свинцово-цинковые месторождения (Средняя Азия и Восток СССР).

Несмотря на существенные различия в общетектоническом положении месторождений этого типа, в их приуроченности к локальным структурам прослеживается много сходных черт. Наиболее благоприятны для размещения промышленных залежей сводовые части брахиантиклиналей и куполов, а также флексурные перегибы пластов и периклинальное замыкание складок. Такое положение обусловливается их избирательной приуроченностью к зонам повышенной трещиноватости, с которыми связано поступление гидротермальных растворов. Не менее существенная роль принадлежит дизъюнктивным нарушениям, которые служат подводящими каналами для рудоносных растворов и часто являются непосредственными вместилищами наложенного гидротермального оруденения. Большое значение имеют также пострудные нарушения, значительно влияющие на строение многих месторождений.

МЕТОДЫ ОЦЕНКИ КАРБОНАТНЫХ ФОРМАЦИЙ НА ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ РУДЫ И ФОСФОРИТЫ

ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ РУДЫ

Рассмотренные выше стратиграфические, литологические, фациально-палеогеографические и палеотектонические закономерности размещения свинцово-цинкового стратиформного оруденения в карбонатных формациях позволяют наметить общую методику проведения прогнозных и поисковых работ при изучении таких формаций и установления конкретных критериев прогнозирования.

Начинать исследования необходимо с определения основных региональных стратиграфических, литолого-фациальных и палеогеографических особенностей положения рудоносной формации, тектонической позиции территории и истории ее геологического развития. Отправным моментом на данном этапе является создание надежной стратиграфической схемы расчленения и корреляции рудоносных отложений применительно к задачам и масштабу исследо-

ваний. В региональном плане рудоносная карбонатная формация может рассматриваться как единый рудоносный уровень, имеющий широкое распространение. Определение нижней и верхней границы рудоносной формации обычно не представляет сложной задачи, так как рудоносным карбонатным отложениям свойственна приуроченность к отчетливо дифференцированному вертикальному ряду формаций (по терминологии У. Асаналиева к разрезам «гетерогенного типа»).

Установление вертикального интервала рудоносной формации в разрезе и границ ее распространения на площади может быть выполнено на основе обычных методов литолого-стратиграфического изучения разрезов и геологического картирования. При этом необходимо учитывать, что если в рифовых и эпигенетически преобразованных карбонатных формациях галенит-сфалеритовая минерализация обычно легко устанавливается визуально, то тонковкрапленное оруденение в высокоуглеродистых черных карбонатных породах (миргалимсайский тип) часто диагностируется с трудом. В этой связи уже на первых этапах изучения углеродистых карбонатных отложений, перспективных на свинцово-цинковое оруденение, необходим значительный объем литогеохимического опробования.

Надежная стратиграфическая основа и кондиционная геологическая карта (масштаба 1 : 50 000), на которой отражено распространение рудоносной карбонатной формации, являются основой для собственно литолого-фациальных исследований.

Первой ступенью литолого-фациального исследования следует считать установление основных литологических типов карбонатных пород и среди них рудовмещающих типов. Методика полевого и камерального исследования карбонатных пород в составе галогенных карбонатных и карбонатных рифогенных комплексов в течение ряда лет вырабатывалась в отделе литологии ВСЕГЕИ под руководством Я. К. Писарчик для целей фациально-палеогеографических реконструкций и поисков ряда полезных ископаемых, связанных с этими толщами [35, 36 и др.], поэтому мы не будем останавливаться здесь на подробном ее рассмотрении. Отметим только, что карбонатные породы известнякового и доломитового ряда имеют нередко однотипную окраску и те же структурные и текстурные особенности, могут образовывать неравномерное, иногда ритмичное переслаивание либо резко сменяют друг друга по латерали и вертикали. Поэтому при полевых исследованиях необходимо постоянное опробование пород 5 %-ной HCl, что позволяет не только диагностировать породу, но и выявлять характер распределения участков кальцитового и доломитового состава и особенности их контактов. В соответствии с наблюдениями над текстурами это дает возможность для подробной характеристики и предварительного определения типов пород, что потом корректируется изучением окрашенных шлифов, данными карбонатного и других видов анализа. С целью выявления различий между доломитами разных состава и генераций окрашивание шлифов следует проводить трехкомпонентным красителем по методике Л. Е. Штеренберга и других.

При установлении основных типов карбонатных пород в задачу исследований должно входить выявление признаков, указывающих на их вторичную преобразованность: осветление, перекристаллизацию, кавернозность, карбонатизацию, окремнение. Особое внимание следует обратить на степень идиоморфизма минералов и их структурные соотношения. При изучении пористых разновидностей необходимо устанавливать наличие (или отсутствие) каких-либо закономерностей между степенью доломитности пород и их кавернозностью. Последнее обстоятельство весьма важно, так как с процессами доломитизации обычно связывают формирование вторичной пористости и соответственно улучшение их коллекторских свойств.

Весьма эффективным методом определения степени интенсивности преобразования карбонатных толщ и связи этих преобразований с рудоносностью является термобарогеохимия. Методом вакуумной декрепитации газовых и газово-жидких включений в породах и отдельных минералах могут быть достоверно установлены относительные температуры их образования. При анализе достаточно большого материала, характеризующего как рудные тела, рудовмещающие породы, так и безрудные разрезы, может быть выявлен региональный фон температур образования пород и установлены участки гидротермального пропаривания, определена их морфология [53]. Корреляционный анализ данных спектрального анализа позволяет выявить перераспределение или привнос отдельных элементов в преобразованных породах по сравнению с неизменными разновидностями.

В литолого-фациальные исследования рудоносных карбонатных комплексов входит изучение фациальной зональности отложений, определение типа развитых в них органогенных сооружений, пространственного размещения рудных типов карбонатных пород как в самих органогенных телах, так и во вмещающих их отложениях. Именно понимание условий формирования парагенезов осадков карбонатных толщ может оказаться определяющим при заключении о масштабах рудообразования в них. Только с помощью детального литолого-фациального анализа может быть установлена в ряде случаев органогенная природа массивных карбонатных тел, сильно измененных процессами перекристаллизации и вторичной доломитизации, иногда карбонатизации.

Установленные в настоящее время закономерности пространственного размещения наиболее значительных по масштабам районов стратифицированных свинцово-цинковых месторождений определенно свидетельствуют о их принадлежности к платформенным и субплатформенным (эпикратонным, перикратонным) структурам. Основные структуры, в пределах которых локализованы месторождения этого типа, представляют собой крупные конседиментационные поднятия или пологие склоны перикратонных миогеосинклинальных прогибов [40]. Промышленная минерализация во многих рудных районах связана обычно с трансгрессивными циклами осадконакопления.

Таким образом, оценка рудоносности карбонатных формаций на рассматриваемый тип свинцово-цинковых месторождений не может быть проведена без тектонических исследований. В основу тектонического анализа должны быть положены проделанные ранее стратиграфические и литолого-фациальные исследования, позволяющие провести анализ мощностей, выделить участки наиболее контрастных вертикальных перемещений, установить наличие или отсутствие перерывов в осадконакоплении и определить основные этапы тектонического развития изучаемой территории на протяжении ее геологической истории. В итоге должны быть получены данные о типе и пространственном положении основных крупных элементов (складок, глубинных разломов), наличии среди них конседиментационных структур, характере тектонической активности региона и степени унаследованности структурных форм на разных этапах его развития. Особое внимание следует обращать на выявление перерывов в осадконакоплении, в результате которых могло происходить уничтожение осадков, в том числе рудоносных, или формирование карстовых зон.

Положительные структуры, с которыми связаны стратифицированные месторождения свинца и цинка, нередко граничат с крупными палеопрогибами, являющимися в ряде случаев нефтегазоносными, заключающими соле- и сульфатоносные отложения, хлоридно-натриевые рассолы. В частности, нахождение зон рифогенных образований в пространственной близости с галогенно-карбонатными комплексами, содержащими высокотемпературные хлоридные рассолы и месторождения нефти и газа или являющимися потенциально нефтеносными, может оказаться определяющим в формировании типа стратиформных месторождений. Значительная роль хлоридно-натриевых рассолов в образовании рудных концентраций может проявляться на этапах эпигенетического преобразования стратиформных месторождений [40]. С выходом галогенно-карбонатных толщ в зону активного водообмена может быть связано преобразование и разрушение месторождений, сформировавшихся на более ранних этапах литогенеза (солей, нефтегазовых и др.). При этом в процессе сульфатредукции в присутствии углеводородов при наличии в водах, циркулирующих в зоне гипергенеза, значительных количеств катионов металлов могут возникнуть концентрации сульфидных руд, в том числе и промышленные.

В итоге краткого рассмотрения отдельных методов выявления факторов и критериев локализации полиметаллического оруденения следует отметить, что оценка рудоносности карбонатных формаций может быть дана лишь в результате комплексного изучения, основные направления которого могут быть сформулированы следующим образом:

1) детальное стратиграфическое расчленение и корреляция потенциально рудоносных карбонатных отложений и латерально связанных с ними безрудных формаций;

2) выделение литологических типов отложений по седиментационным признакам и степени их эпигенетических преобразований;

3) выявление закономерностей фациальных изменений с обращением особого внимания на распространение и рудоконтролирующую роль осадков, обогащенных углистым органическим материалом, и органогенных построек;

4) палеотектонический анализ на основе изучения распределения мощностей и фаций отложений, выделения палеоподнятий и зон некомпенсированного накопления осадков;

5) проведение специальных литолого-гидрохимических исследований в таких зонах с целью определения роли хлоридно-натриевых рассолов в образовании рудных концентраций;

6) геохимический анализ пород фундамента и имеющихся проявлений вулканизма в латеральных и вертикальных рядах формаций.

ФОСФОРИТЫ

Кратко охарактеризованные закономерности размещения фосфоритов в карбонатных формациях дают возможность наметить общую схему методики проведения работ по их оценке на этот вид сырья. При проведении таких работ необходимо иметь сведения о стратиграфической приуроченности фосфоритовых залежей и о предполагаемых пределах распространения фосфоритоносной и сопряженных с нею формаций (кремнисто-сланцевой, кремнисто-карбонатной и т. п.), а также выявленных в процессе геологосъемочных и (или) поисковых работ фациальных изменениях в изученных разрезах. По материалам съемки масштаба 1 : 200 000 и 1 : 50 000 (карты, профили, колонки и т. п.) в самом общем виде может быть установлена площадь распространения благоприятных формаций, фациальных зон и прежде всего стратиграфических горизонтов, толщ и т. п., с которыми связаны залежи фосфоритов. По имеющимся описаниям разрезов рудоносного уровня определяется мощность фосфоритовых пластов и примерный состав руд. Для выяснения приблизительного ареала распространения фаций, благоприятных для локализации оруденения, могут быть использованы косвенные геохимические и вещественные признаки: присутствие ванадия, в виде ванадиеносных сланцев и фосфатных пород с повышенными содержаниями ванадия, площади распространения которых всегда шире, чем фосфоритовых пластов; радиоактивные аномалии; присутствие окислов марганца (или окислов железа и марганца) в отдельных прослоях карбонатных, реже кремнистых пород; мелкие проявления барита и флюорита. В последнем случае могут учитываться также результаты соответствующих спектральных анализов.

В дальнейшем по данным изучения разрезов, состава, текстурных и структурных особенностей самих фосфоритов, а также вмещающих их карбонатных, кремнистых и глинистых пород проводится схематичная тектоническая и фациальная реконструкция палеообстановки формирования данной фосфоритоносной формации. Это позволяет наметить участки с оптимальными условиями для накоп-

ления достаточно мощных и качественных пластов фосфоритов. В литературе имеется ряд примеров таких реконструкций, выполненных по несколько различной методике. При реконструкциях учитываются также данные скважин и других горных выработок с выявленным присутствием фосфоритов в определенных интервалах разреза. Данные по скважинам и другим горным выработкам, в которых опробование на фосфориты не проводилось, не рекомендуется использовать, так как такие данные часто приводят к существенно ошибочным выводам и заключениям, в особенности, если сколько-нибудь удовлетворительная литолого-фациальная характеристика нужного интервала разреза в описаниях отсутствует.

В процессе камеральных исследований при изучении фосфоритов геосинклинального типа выясняют, имеют ли они микрозернистое сложение. При наличии такой структуры в большинстве шлифов данный фактор можно считать благоприятным в смысле прогноза. При преобладании более крупных морфологических типов фосфатных выделений — сферолитов, крупных оолитов, неправильных выделений фосфата, линзочек, обломков, галек и обломков гравийной размерности (последнее устанавливается уже при наблюдениях в обнажениях) — шансы на обнаружение промышленных залежей снижаются.

Рассмотрение методов выявления фосфоритовых залежей в карбонатных формациях дает возможность прийти к следующим выводам:

1) в фосфоритоносных формациях особо важную роль играет «тройственный» парагенез фосфоритов, карбонатных и кремнистых пород, который учитывается в первую очередь;

2) после установления довольно широкого площадного развития такого парагенеза в одновозрастных отложениях для оценки фосфоритоносности большую роль играют палеотектонический и фациальный анализы, проведение которых требует как бы «снятия» всякого рода эпигенетических и позднейших преобразований фосфоритоносных толщ.

VI. ГАЛОГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ И ТИПЫ ФОРМАЦИЙ

Галогенная формация понимается как «пространственно развитое крупное геологическое тело (комплекс отложений), сложенное свитами, толщами галогенных пород, иногда называемых хемогенными (гипсы, ангидриты, соли и др.), с которыми парагенетически связаны так называемые несоляные породы (галопелиты, аргиллиты, мергели, карбонатные породы, алевролиты, песчаники и др.)» [Иванов А. А., 1977 г.]. Наиболее полная комплексная классификация галогенных формаций проведена А. А. Ивановым в 1972 г. Им принимаются во внимание не только условия образования галогенных формаций, но и парагенез представляющих ее отложений с учетом особенностей седиментационных преобразований.

Среди галогенных формаций А. А. Ивановым выделяются группы формаций, в наименовании которых отражен их состав по главнейшим (преобладающим) породам галогенного ряда: гипсо-ангидритовые, несолеиосные или с незначительным проявлением солей, составляющие приблизительно 70 % от общего числа конкретных формаций на территории СССР, и соленосные, на долю которых приходится около 20 %. Калиеносные формации, а также галито-глауберитовые, мирабилито-тенардитовые, астраханитовые и содосодержащие составляют 10 % от общего числа формаций.

По показателям максимально достигнутой интенсивности галогенеза и содержанию негалогенных (терригенных или карбонатных) пород эти группы формаций подразделяются на типы: галогенно-калиеносный, галитовый, карбонатно-сульфатный и терригенно-сульфатно-карбонатный.

Галогенно-калиеносная формация слагается пластами и пачками (мощностью до нескольких десятков метров) каменной и калийных солей, перемежающихся с гипсами, ангидритами, известняками, доломитами, мергелями с резко подчиненными алевролитами, аргиллитами, мелкозернистыми, обычно засолоненными песчаниками. Общая соленасыщенность такой формации составляет 60 % и более. Н. М. Страхов различал среди формаций данного типа сульфатные и хлоридные, а С. М. Кореневский выделяет еще дополнительно сульфатно-хлоридные.

Отложения галогенно-калиеносной формации накапливались в условиях аридного климата в лагунах и иногда, как это полагает А. Л. Яншин, в крупных морских бассейнах, сообщавшихся с океа-

ном через ряд полуизолированных промежуточных бассейнов (бассейны кунгурского возраста Восточно-Европейской платформы и цехштейна Западной Европы).

Галитовая формация представлена каменной солью, ангидритами, ангидрито-доломитами, доломитами (реже известняками), мергелями с прослоями красноцветных алевролитов, аргиллитов и песчаников. Коэффициент соленасыщенности этой формации в среднем составляет от 30—35 до 50—55 %. Мощность пластов каменной соли колеблется в широких пределах — от долей сантиметра до первых сотен метров (усольская свита нижнего кембрия Иркутского амфитеатра). Наиболее мощные пласты каменной соли накапливались в интенсивно прогибавшихся участках солеродного бассейна (синеклизах, авлакогенах и др.), а к периферии его выклинивались. Образование отложений формации происходило в мелководных эпиконтинентальных бассейнах, в пределах которых обособлялись лагуны и полузамкнутые бассейны, осолонявшиеся при испарении в условиях аридного климата.

Карбонатно-сульфатная формация может быть представлена известняками, гипсами и ангидритами (тирасская свита Прикарпатья), доломитами, гипсами, ангидритами (нижнепермские образования Башкирского Предуралья) и часто и неравномерно чередующимися мергелями, доломитами, глинами, ангидритами и гипсами (верхнепермские образования Средней Волги). Коэффициент общей сульфатонасыщенности отложений карбонатно-сульфатной формации колеблется в широких пределах — от 10—15 до 60 %.

Отложения этой формации накапливались в полуизолированных бассейнах, периодически сообщавшихся с открытым морем, в условиях аридного климата.

Терригенно-сульфатно-карбонатная формация представлена красноцветными песчано-глинистыми толщами со слоями гипсов и ангидритов. Иногда с отложениями этой формации связаны небольшие залежи каменной соли. В залежах последней нередко фиксируются глауберит, тенардит и проявления родусита, которые, как считают некоторые исследователи, указывают на озерно-континентальные условия их седиментации (пермские отложения Южного Казахстана).

Мощности галогенных формаций рассмотренных типов и площади их распространения колеблются в широких пределах. А. А. Иванов приводит такую сводку, представленную в табл. 7. Уже из этого далеко не полного перечня видно, в каком широком стратиграфическом диапазоне известны галогенные формации. В то же время четко выделяются периоды максимальной интенсивности галогенеза: ранний кембрий, средний—поздний девон и пермь.

Возникновение того или иного типа формаций прямо связано с интенсивностью погружения дна бассейна седиментации и в значительной степени определяется, таким образом, структурно-тектоническим фактором. Размещение мощных галогенных формаций (преимущественно соле- и калиеносных) контролируется крупнейшими отрицательными структурами земной коры [Иванов А. А.,

ТАБЛИЦА 7

Сравнительная характеристика соленосных бассейнов СССР

Бассейн	Возраст формации	Площадь распространения, тыс. км²	Мощность, м
Сибирская платформа	Ранний кембрий	2500—3000	2000
Московская синеклиза	Средний девон	15	75—85
Припятский прогиб	Поздний девон	26	До 3500—4000
Днепровско-Донецкая впадина	Ранняя пермь	25	До 1200
Прикаспийская синеклиза и Южно-Предуральский прогиб	То же	800	1500—2000
Верхнекамский бассейн	„	7,5—8,0	800—1000
Верхнепечорский бассейн	„	4,0	500—600
Двинско-Мезенская впадина	„	60	40—230
Бугурусланская впадина	Поздняя пермь	15	210
Среднеазиатский бассейн	Поздняя юра	200	800 и более
Предгиссарский соленосный бассейн	То же	11	800 и более
Предгиссарский калиеносный бассейн	„	2,5	До 700
Предкарпатский прогиб	Неоген	4—5	2000—2500
Межгорные впадины Тянь-Шаня	„	0,25—25	50—1000

1977 г., и др.]: впадинами на окраинах платформ (окраинными, перикратонными, узловыми), прилежащими передовыми прогибами, межгорными впадинами складчатых областей, внутриконтинентальными рифтовыми зонами и развивавшимися на их основе авлакогенами и синеклизами.

Структурно-фациальная обстановка накопления галогенных формаций обусловливает и их морфологию. Так, галогенные формации, приуроченные к краевым внутриконтинентальным рифтовым зонам и развившимся на их основе авлакогенам и синеклизам, имеют в плане вытянутую форму, их протяженность во много раз превышает ширину. Галогенные формации внутренних и краевых впадин платформ имеют близкую к изометричной форму площади при очень больших ее размерах.

Существенное значение для оценки продуктивности галогенных формаций имеет их положение в вертикальных рядах формаций. По В. К. Крумбейну [1951 г.], выделяется четыре основных типа взаимоотношений галогенных формаций с перекрывающими и подстилающими их отложениями: 1) залегает между образованиями морского генезиса; 2) залегает на морских и перекрывается красноцветными породами; 3) залегает на красноцветных и перекрывается морскими породами; 4) располагается среди красноцветных отложений. Наибольшее число галогенных формаций, с которыми связаны крупные промышленные месторождения полезных ископаемых, относятся к первым двум типам.

Закономерности распределения галогенных формаций контролируются также их положением в крупных седиментационных цик-

лах. В большинстве они связаны с регрессивными этапами осадконакопления. С трансгрессивными (ингрессивными) стадиями ассоциирует лишь незначительная часть галогенных формаций, в основном мезозоя и кайнозоя. Примером такого типа формаций являются сульфатоносные (гипсоносные) формации палеогена, распространенные в Бухаро-Хивинской впадине и Таджикском прогибе, соленосная верхнепермская формация Балтийской синеклизы.

Различия во взаимоотношениях галогенной формации с вмещающими образованиями отмечаются не только по разрезу, но и в латеральном ряду. При этом замещение в таком ряду может быть симметричным и асимметричным. Последнее имеет место в галогенных формациях, приуроченных к краевым частям платформ. Примером асимметричного распределения осадочных комплексов может служить галогенная формация кембрийского возраста, развитая на Сибирской платформе [Жарков М. А., 1966 г.]. Здесь в направлении с юга-запада на северо-восток прослеживается фациальный ряд, имеющий последовательность толщ: красноцветная → соленосная → ангидрито-доломитовая → доломитовая → известняковая→известняково-сланцевая.

По-иному представлены латеральные соотношения осадочных комплексов, развитых во внутриплатформенных структурах типа авлакогенов, грабенов. В этих случаях, как указывает С. М. Кореневский [1974 г.], имеет место симметричная концентрическая смена осадков. Например, такой сменой характеризуется галогенная формация Припятско-Днепровско-Донецкого авлакогена, где в направлении от центральных частей к периферии наблюдается последовательность: соленосная формация, содержащая пласты и пачки калийных солей, ангидрито-доломитов и терригенных пород, сменяется терригенно-карбонатными отложениями, а последние, в свою очередь, прибрежными песчано-глинистыми образованиями.

Для районов развития соляных куполов однозначного решения относительно латерального замещения пород данных структур нет.

Для оценки потенциальной сероносности необходимо более дробное деление галогенных формаций. Серное оруденение в основном связано с галогенными формациями следующих типов: сульфатно-карбонатными, терригенно-сульфатно-карбонатными и реже галогенно-калиеносными. В зависимости от состава компонентов — галогенных (соляных и гипсо-ангидритовых) и негалогенных (карбонатных, мергельных и песчано-глинистых) — и их количественного соотношения формации указанных типов подразделяются на субформации. Всего можно выделить 12 типов субформаций [34]. Однако все выявленные экзогенные месторождения самородной серы сосредоточены в субформациях трех типов: карбонатно-сульфатной (Прикарпатский бассейн), карбонатно-сульфатно-соляной (Гаурдак-Кугитангский район) и мергельно-сульфатно-карбонатной (Средневолжский бассейн).

Карбонатно-сульфатная субформация (например, тирасская свита верхнего тортона Прикарпатья) имеет незначительную мощность (порядка 50 м) и довольно широко распространена в обеих

зонах Предкарпатского прогиба. Представлена преобладающе сульфатными (гипсо-ангидритовыми) породами. Существенную роль в сульфатных отложениях этой субформации играет нередко, особенно во внутренней зоне, примесь глинистого и карбонатного материала. Здесь же в разрезе отмечаются частые прослои сульфатно-карбонатных пород [34, 48], местами фиксируются линзообразные прослои каменной соли. Вблизи зоны сочленения Предкарпатского прогиба с платформой в разрезе данной субформации появляются карбонатные породы — известняки (ратинский горизонт). На юго-западной окраине платформы тирасская свита имеет практически двучленное строение. Преобладающую ее часть (нижнюю) слагают гипсы и ангидриты, а верхнюю — известняки [48].

Карбонатно-сульфатно-соляная субформация (например, гаурдакская свита кимериджа—титона в Гаурдаке) имеет мощность около 800 м и довольно широко распространена в Гаурдак-Кугитангском районе (Гаурдакская, Кугитангская и Тюбегатанская антиклинальные структуры — Предгиссарский сероносный бассейн). Вне зоны осернения данная субформация представлена в нижней части (400 м) ангидритами (близ земной поверхности превращенными в гипсы), содержащими в средней части пачку пород смешанного известняково-доломитового состава мощностью 50—56 м, и в верхней, мощностью также 400 м, каменной солью, переслаивающейся с ангидритами и содержащей прослои калийных солей [Беленицкая Г. А., 1968 г.; 1972 г.].

Мергельно-сульфатно-карбонатная субформация (например, верхнепермская на Средней Волге) имеет мощность 100—150 м, широко распространена в пределах Ульяновского и Куйбышевского Заволжья и представлена переслаивающимися доломитами, мергелями, гипсами и гипсоносными глинами [Отрешко А. И., 1960 г.].

ФАКТОРЫ ЛОКАЛИЗАЦИИ ОРУДЕНЕНИЯ И КРИТЕРИИ ОЦЕНКИ ФОРМАЦИЙ НА КАЛИЙНЫЕ СОЛИ, СЕРНЫЕ, ЦЕЛЕСТИНОВЫЕ И ФЛЮОРИТОВЫЕ РУДЫ

Наиболее общими закономерностями, определяющими размещение перечисленных видов полезных ископаемых, являются вещественный состав формаций и характер латерального ряда, образованного ими. По степени завершенности цикла галогенеза выделяются три типа таких рядов: галогенные формации с завершенным циклом галогенеза, незавершенным и начальных стадий. С формациями первого типа связаны месторождения каменной и калийных солей. В этих случаях месторождения калийных солей приурочены к центральным частям бассейна, тогда как залежи каменной соли подстилают калийные или смещены к более периферическим его частям (рис. 49). Месторождения каменной соли имеют место в латеральных рядах галогенных формаций первого

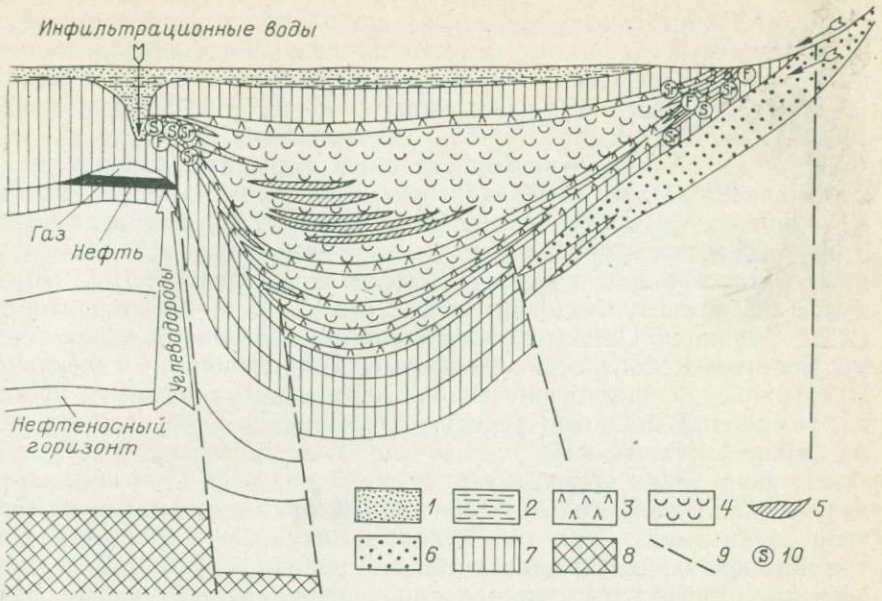


Рис. 49. Обобщенная принципиальная схема размещения полезных ископаемых (калийных солей, самородной серы, целестина и флюорита) в галогенных формациях (по С. М. Кореневскому [1974 г.], с изменениями).

1 — песчаники; *2* — глины; *3* — сульфатные породы (гипсы, ангидриты); *4* — каменная соль; *5* — залежи калийных солей; *6* — красноцветный терригенный комплекс; *7* — карбонатный комплекс; *8* — кристаллический фундамент; *9* — тектонические нарушения, фиксирующиеся в фундаменте и в осадочном чехле; *10* — положение залежей: S — серы, Sr — целестина, F — флюорита.

и второго типа. При этом в последнем залежи каменной соли локализуются в центральных частях бассейна седиментации. Месторождения целестина, флюорита и самородной серы связаны с галогенными формациями второго и третьего (преимущественно) типов, приуроченными к периферическим частям соленосных бассейнов с разными стадиями галогенеза (незавершенными и начальными) (рис. 49.).

Формирование того или иного латерального ряда галогенных формаций определяется в свою очередь структурно-тектоническим, палеогеографическим (в том числе климатическим) и стратиграфическим (эпохами максимального проявления галогенеза) факторами.

Калийные соли. Галогенные формации, включающие промышленные месторождения калийных солей, характеризуются не только полнотой профиля, но и максимальной мощностью, достигающей тысяч метров, и высоким коэффициентом соленасыщенности, превышающим 75—85 %. Практически промышленные месторождения калийных солей известны в галогенных формациях, образование которых совпадало с эпохами максимального проявления галогенеза: ранним кембрием, поздним девоном, ранней

пермью. Значительно уступают им по площади распространения и по мощности галогенные формации, содержащие залежи калийных солей позднеюрского, раннемелового и неогенового возраста [Беленицкая Г. А., 1969 г.; Отрешко А. И., 1969 г.; Юшкин Н. П., 1966 г.].

В тектоническом отношении данные формации приурочены к наиболее мобильным отрицательным структурам (краевым прогибам, авлакогенам, межгорным впадинам и т. д.) или отдельным их участкам, испытавшим длительные интенсивные конседиментационные прогибания в период галогенеза [Валеев Р. Н., 1970 г. и др.]. Такими геотектоническими структурами на территории СССР являются Припятский и Днепровско-Донецкий авлакогены на Восточно-Европейской платформе, Прикаспийская синеклиза, Предуральский прогиб, внутренняя часть Предкарпатского прогиба, межгорные впадины Средней Азии, Суриндо-Гаженский прогиб на Сибирской платформе.

На фоне таких крупных структур наблюдается приуроченность залежей калийных солей к локальным наложенным структурам типа соляных антиклиналей, куполов, диапиров, имеющих развитие в зонах первичной максимальной мощности солей. В первую очередь это относится к районам проявления солянокупольной тектоники (Прикаспийская синеклиза, Днепровско-Донецкий авлакоген и др.). Локализация залежей калийной соли в отмеченных тектонических структурах первого и более высоких порядков контролируется зонами глубинных разломов, отражающимися в подсолевом ложе в виде уступов и флексур. Этими же разломами определяется и характер разреза отложений, образующих как подсолевое ложе, так и представляющих саму формацию.

Каменная соль. Формирование месторождений каменной соли в целом определяется теми же факторами, которые контролируют образование калийных солей. Основное отличие состоит в том, что залежи каменной соли имеют более широкое развитие в стратиграфическом разрезе и известны не только в формациях с завершенным циклом галогенеза (калиеносных), но и в формациях, в которых процессы галогенеза не достигли своих конечных стадий. Закономерность размещения месторождений каменной соли относительно конкретных структур аналогична той, которая установлена для залежей калийных солей.

Самородная сера. Из числа рассмотренных выше первично-седиментационных особенностей галогенных формаций для оценки потенциальной их сероносности наибольшее значение имеет степень исходной сульфатонасыщенности. Наличие в разрезе формации достаточно мощных и протяженных слоев сульфатных пород (ангидрита, гипса), обязательно контактирующих с карбонатными комплексами, предопределяет возможность возникновения крупных залежей. Наиболее благоприятными для серообразования формациями являются, как показали исследования [48], сульфатно-карбонатные, почти не содержащие примеси глинистого и песчаного материала. С этой точки зрения идеальными являются суль-

фатно-карбонатные отложения Предкарпатского сероносного бассейна и верхнеюрская карбонатно-сульфатно-соляная формация Гаурдака. Именно к формациям этого типа приурочены наиболее крупные промышленные месторождения самородной серы. Непременным условием возникновения серных залежей в сульфатоносных формациях является их тесная пространственная и парагенетическая связь с нефтегазоносными провинциями [Уклонский А. С., 1940 г., Соколов А. С., 1965 г.]. Примером пространственного тяготения концентраций самородной серы к нефтегазоносным районам и частого нахождения непосредственно на месторождениях самородной серы тех или иных видов скоплений углеводородов могут служить Прикарпатский сероносный бассейн, Среднеазиатская сероносная провинция [Алексенко И. И., 1967 г., Беленицкая Г. А., 1972 г.] и Месопотамия [Махус М., 1974 г.].

Определяющим фактором возникновения концентраций серы являются гипергенные преобразования сульфатоносных толщ, сопровождающиеся бактериальной сульфатредукцией с образованием сероводорода и углекислоты, в присутствии углеводородов [Соколов А. С., 1965 г., Беленицкая Г. А., 1972 г.]. В свою очередь гипергенные процессы в галогенных (сульфатоносных) формациях могут получить развитие лишь при условии нахождения последних в зоне инфильтрации. Основными же факторами, определяющими начало и ход развития гипергенеза галогенно-карбонатных толщ, как указывает Я. К. Писарчик [1963 г., 1968 г., 1975 г.], являются следующие: 1) тектонический режим и структурные особенности региона; 2) геоморфологические (и палеогеоморфологические) особенности континентальных этапов развития территории и связанный с ними возможный размыв непроницаемых покрышек и дренаж подстилающих их галогенно-карбонатных толщ; 3) положение базисов эрозии (главного и местных) и их изменение во время таких континентальных этапов; 4) современные и древние гидрогеологические (гидрохимические и гидродинамические) условия; 5) степень проницаемости отложений формации и характер ее разреза, включая насыщенность солями и сульфатными породами, а также наличие в разрезе толщи карбонатных слоев и пачек, являющихся обычно водоносными горизонтами.

На характер распространения и специфику проявления вторичных процессов в разрезе галогенно-карбонатных формаций оказывает самое непосредственное влияние (положительное или отрицательное) целый ряд первичных литологических особенностей. При этом интенсивность вторичных изменений (в частности, серообразования) в сульфатно-карбонатных породах зависит не только от соотношения сульфатной и несульфатной составляющих, но и от ряда других особенностей: повышенной общей пористости и проницаемости, растворимости в данных гидрогеологических условиях, битуминозности.

Максимальное развитие гипергенных процессов, как известно, совпадает в геологической истории с периодами существования континентального режима. Последний связан с дифференцирован-

ными (часто блоковыми) поднятиями территории, сопровождающими их перемещениями базисов эрозии, размывами и дренажем таких толщ, а также перекрывающих их «непроницаемых покрышек», возникновением карстово-эрозионных систем, деконсервацией нефтегазоносных залежей и т. п.

Все крупнейшие экзогенные месторождения самородной серы (Иран, Сицилия, Прикарпатье, Средняя Азия, Поволжье), сформировавшиеся в сульфатоносных толщах в процессе гипергенеза, по времени их образования сильно оторваны от периода седиментации материнской формации и относятся к континентальному периоду, сопряженному с альпийским орогенезом [Беленицкая Г. А., 1972 г.; Отрешко А. И., 1965 г.; Юшкин Н. П., 1966 г.].

Поскольку процессы серообразования происходят в зоне гипергенеза, а именно в ее частях, характеризующихся определенными гидрогеохимическими и микробиологическими показателями, они рассматриваются как гидрогео- и биохимический факторы для прогнозирования и поисков серных месторождений.

Работами Н. П. Юшкина [1962 г.; 1968 г.; 1969 г.], М. С. Гуревича и др. [1970 г.], Г. А. Беленицкой [1969 г.; 1972 г.] установлено на примере Гаурдака, что месторождения самородной серы локализуются в пределах переходной окислительно-восстановительной зоны гидрохимического разреза (когда она характеризуется значениями Eh от +230 до —200 мВ и ph от 6,8 до 7,8).

Кроме того, в данной зоне отмечается повышенная сульфатность вод (сульфатные и хлоридно-сульфатные воды), что, несомненно, сопряжено с процессами гипергенной десульфатизации материнской формации [Писарчик Я. К., 1963 г.; 1971 г.]. Последнее с очевидностью свидетельствует о тесной связи литологического и гидрогеохимического критериев.

Формирование месторождений самородной серы связано с зоной замедленного водообмена. При этом процесс серообразования происходит в сульфатоносных формациях при внедрении в окислительную зону глубинных сероводородных вод по тектоническим нарушениям и при непосредственном контактировании этих вод с инфильтрационными, что обусловливает возникновение резкого окислительно-восстановительного барьера [Беленицкая Г. А., 1972 г.; Юшкин Н. П., 1968 г.].

Структурно-тектонический фактор проявляется в приуроченности концентраций (месторождений) самородной серы к определенным блокам земной коры, к зонам сочленения прогибов со структурными поднятиями, краевым и внутриплатформенным прогибам, впадинам, синеклизам, авлакогенам и т. д.

Зависимость развития процессов гипергенеза в галогенно-карбонатных толщах от структурно-тектонических и геоморфологических особенностей района (современных и древних) неоднократно отмечалась различными исследователями [Писарчик Я. К., Беленицкая Г. А., 1978 г.; Отрешко А. И., 1968 г.].

Для отдельных сероносных районов и месторождений установлена приуроченность зон гипергенного серообразования и, в част-

ности, серных залежей к бортовым частям погребенных долин неоген-четвертичного возраста, врезанным в сульфатоносные толщи [4, 27] и часто контролируемым молодыми тектоническими нарушениями. Проявление неотектонических движений, неоднократная смена их знаков и интенсивности, имеющие место обычно на протяжении длительного времени, обусловливают характер размыва и дренированности непроницаемых покрышек сульфатоносных формаций и значительные перемещения базисов эрозии, как главного для того или иного региона, так и местных. Перемещение базисов эрозии в свою очередь влияет на изменение гипсометрического положения в гидрохимическом разрезе переходной гидрохимической зоны, т. е. зоны серообразования в пределах сульфатоносного комплекса, что соответственно обусловливает рост серных залежей. Последние, как это доказано Г. А. Беленицкой [1968 г.] для серного месторождения Гаурдак, возникают в интервале между гипсометрически наиболее низким положением главного базиса эрозии и наиболее высоким — местного базиса эрозии.

Мы рассмотрели основные факторы, обусловливающие массовое серообразование. Однако имеется еще целый ряд геологических предпосылок, которые относятся к числу второстепенных, но без учета которых прогнозирование и поиски месторождений серы были бы затруднительны. Особенно это важно для установления направленности гипергенных процессов, хода в них сульфатредукции (не только современной, но и происходившей ранее) и способа минералообразования. К числу таких второстепенных предпосылок отнесен изотопный состав углерода и серы [Беленицкая Г. А., 1972 г.; Писарчик Я. К., 1973 г.; Соколов А. С., 1968 г.].

Целестин. Генетическая природа известных месторождений различна. Выделяются главные типы месторождений целестина: магматогенные, карбонатитовые, гидротермальные и экзогенные [Бурков В. В., 1962 г.].

Чаще всего встречаются и имеют наибольшее экономическое значение экзогенные месторождения. В настоящее время, как указывает В. В. Бурков, они являются единственным источником стронция как в СССР, так и за рубежом. В группу экзогенных месторождений целестина входят седиментационно-диагенетические и эпигенетические. Первые связаны с пестро- и красноцветными терригенно-карбонатно-сульфатными формациями, а концентрации эпигенетического целестина приурочены, подобно экзогенным месторождениям самородной серы, к галогенно-калиеносной (Гаурдак) и карбонатно-сульфатной (Предкарпатье) формациям. Среди эпигенетических месторождений целестина по способу образования и формам рудных залежей выделяются жильные и метасоматические [Бурков В. В., 1978 г., и др.]. Последние в СССР и за рубежом представляют наибольший промышленный интерес. В СССР они известны в Средней Азии, на Кавказе, на п-ове Мангышлак и в других районах.

Концентрации целестина седиментационно-диагенетического типа связаны с этапами проявления галогенеза (полными или на-

чальными стадиями) в кембрии, ордовике, силуре, перми, позднем мелу, палеогене и неогене. Сколько-нибудь заметные концентрации целестина все же приурочены к пестро- и красноцветным терригенно-карбонатно-сульфатным формациям периферических частей солеродных бассейнов или периферических зон бассейнов сульфатонакопления, обычно замещающим сульфатно-карбонатные отложения. В этих случаях целестин осаждался в лагунах, озерах, эпиконтинентальных морских бассейнах в конце карбонатной и начале сульфатной стадии галогенеза в аридных климатических условиях. Некоторое перераспределение и обогащение отдельных горизонтов в этих формациях обусловлено частичным размывом стронцийсодержащих сульфатно-карбонатных формаций и, как следствие этого, поступлением стронция в бассейны седиментации [Бгатов В. И., 1966 г.]. Целестин седиментационно-диагенетического генезиса образует конкреции и линзообразные залежи, ориентированные согласно наслоению пород, и не имеет промышленного значения. Эпигенетические (метасоматические) месторождения целестина, как уже отмечалось, связаны обычно с галогенными (сульфатоносными) формациями, содержащими серное оруденение преимущественно мезозойско-кайнозойского возраста. Как и самородная сера, целестин, являясь закономерным членом парагенетической ассоциации самородная сера, барит, флюорит, локализуется лишь в тех сульфатоносных формациях, которые претерпели гипергенные преобразования.

Концентрации целестина в таких формациях практически контролируются теми же факторами, которые обусловливают формирование и локализацию месторождений серы [Каржаув Т. К., 1955 г.]. Они, как и проявления самородной серы, приурочены к сульфатно-карбонатным комплексам, пространственно связанным с нефтегазоносными бассейнами. В структурно-тектоническом отношении залежи целестина, тяготеющие к месторождениям серы, локализуются в бортовых частях прогибов, межгорных впадин, депрессий и контролируются разрывными нарушениями различных порядков.

Например, на флангах прогибов располагаются месторождения целестина в Сурхандарьинской депрессии, в Ферганской долине и Предкарпатье [Бурков В. В., 1978 г.]. Отмечается также связь некоторых залежей целестина с развитием древних долин (Гаурдак). Возникновение целестина, как и самородной серы, в сульфатоносных галогенных формациях связано с проявлениями процессов гипергенной десульфатизации и метасоматического замещения им сульфатов кальция при участии вод нефтяного типа [Скиба Н. С., 1967 г.], с той лишь разницей, что по времени образования они несколько разобщены: концентрации целестина могут иметь место уже на начальных стадиях процесса десульфатизации, тогда как серообразование происходит при его завершении [Писарчик Я. К., 1971 г.; 1975 г.].

Флюорит. Наряду с целестином в рассмотренных типах галогенных (сульфатоносных) формаций отмечается и присутствие

другого члена данной парагенетической ассоциации — флюорита. Локализация его обусловлена здесь теми же факторами, что и самородной серы и целестина. Однако по сравнению с целестином концентрации последнего представляют лишь минералогический интерес и промышленных скоплений не образуют, хотя содержание его порой достигает высоких значений (31,8 % [Беленицкая Г. А., 1970 г.]; 15—17 % [Кореневский С. М., 1973 г.]).

Минерализация сингенетического флюорита в галогенных формациях приурочена в основном к формациям сульфатно-карбонатного типа, хотя встречается и в других галогенных формациях (Предуралье). Эти концентрации также не имеют промышленных значений. В тектоническом отношении флюоритсодержащие сульфатно-карбонатные формации тяготеют к зонам перехода от платформ к геосинклиналям или же к склонам локальных, но довольно крупных палеоподнятий или положительных структур низких порядков. Проявление флюоритовой минерализации встречается в галогенных формациях сравнительно узкого стратиграфического диапазона: в перми (Предуральский прогиб и Прикаспийская синеклиза), девоне, силуре, ордовике и кембрии (Сибирская платформа, Омулевское поднятие) [Батурин В. П., 1938 г.; Бгатов В. И., Матухин Р. Г., 1967 г.; Кореневский С. М., 1973 г.].

Важную роль для нахождения полезных ископаемых (каменной и калийной солей, серы) играют прямые и косвенные признаки. Прямыми поисковыми признаками на каменную и калийную соли являются выходы соляных залежей, а также соленосных и сопровождающих их гипсо-ангидритовых пород на поверхность, главным образом в участках с расчлененным горным рельефом (юго-западные отроги Гиссара — борт долины р. Кугитангдарья, Таджикский прогиб, Кулябский район, Таймыр, Кемпендяйский район ЯАССР и др.); выходы природных соляных источников, подземные воды, вскрытые буровыми скважинами, колодцами, соленые ручьи, речки, озера; выцветы и налеты солей и т. д. Первым поисковым гидрохимическим признаком в отношении залежей солей является общая минерализация вод, значение хлор-бромного коэффициента и для калийных солей повышенное содержание в природных соленых водах калия [Кореневский С. М., 1965 г. и др.].

Прямыми поисковыми признаками на серу являются [Соколов А. С., 1958 г.] выходы сероносных пород, вторичные ореолы рассеяния (механические — обломки осерненных пород или самой серы в руслах сухих оврагов, пересекающих коренные выходы руд; газовые ореолы рассеяния — выделения серного газа, образующиеся в зонах окисления серы); зоны окисления серных месторождений; во влажном климате (Прикарпатье) — появление сильнопористых (дезинтегрированных) известняков, представляющих собой продукты выщелачивания серных руд; в условиях жаркого климата — образование мощной зоны сернокислотного выветривания (наиболее характерными минералами этой зоны являются вторичный гипс, различные квасцы, как растворимые, так и нерастворимые, а также некоторые другие минералы).

МЕТОДЫ ОЦЕНКИ РУДОНОСНОСТИ ГАЛОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ НА КАМЕННУЮ И КАЛИЙНЫЕ СОЛИ, СЕРУ, ЦЕЛЕСТИН И ФЛЮОРИТ

К числу общих методов относятся формационный, стратиграфический, литолого-фациальный, тектонический. Задачей формационного исследования при оценке рудоносности галогенных формаций является установление типа, подтипа формации. Четкая приуроченность промышленных месторождений полезных ископаемых (каменной и калийных солей) к галогенным формациям, образовавшимся в определенные эпохи галогенеза, обусловливает необходимость их хроностратиграфического изучения. Промышленные месторождения каменной и калийной солей приурочены к эпохам проявления максимального галогенеза: раннему кембрию, девону и перми.

Сущность палеогеографического и тесно связанного с ним литолого-фациального факторов при оценке рудоносности галогенных формаций заключается: 1) в выявлении бассейнов галогенной седиментации различного типа (с завершенным циклом галогенеза, незавершенным и начальных стадий); 2) в установлении их границ, глубины и характера латеральной изменчивости фаций в пределах одного бассейна; 3) в выделении фаций и литологических комплексов, с которыми могут быть связаны те или иные месторождения полезных ископаемых, а также в установлении положения этих формаций и комплексов относительно центральной части бассейна галогенной седиментации. Промышленные месторождения калийных солей приурочены к самым соленасыщенным (более 75 %) центральным литолого-фациальным комплексам галогенно-калиеносных формаций. Однако и здесь имеет место зональность в размещении литологических комплексов, обусловленная литолого-фациальными особенностями отложений, образующих подсолевое ложе бассейна галогенной седиментации [21].

Концентрации самородной серы и связанных с ней парагенных ассоциаций целестина и флюорита встречаются практически во всех типах галогенных формаций, содержащих сульфаты и карбонаты. Промышленные же месторождения связаны с сульфатно-карбонатными и сульфатно-карбонатно-соляными формациями, в которых эти породы образуют мощные пачки.

Рассмотренная в предыдущей главе тектоническая дифференциация месторождений полезных ископаемых, так или иначе связанных с галогенными формациями, определяет необходимость проведения структурного и палеотектонического анализов при оценке рудоносности этих формаций.

Области развития галогенных формаций выделяются в региональном гравитационном поле в виде обширных минимумов различной конфигурации, отвечающих наиболее опущенным участкам тектонических структур (Припятский, Днепровско-Донецкий, Пред-

тиманский авлакогены, Предуральский, Предкарпатский прогибы, Прикаспийская впадина и др.). Выступы фундамента фиксируются максимумами силы тяжести. В случае развития солянокупольной тектоники по характерным локальным минимумам устанавливаются конкретные структуры высоких порядков — купола, антиклинали. Вторичная деформация магнитного поля конкретизирует положение авлакогенов. Выделенные минимумы и отдельные аномалии характеризуются различными значениями Δg: полю сравнительно низкой интенсивности минимумов силы тяжести соответствует минерализация полигалитового, реже сильвинитового состава; средних значений — сильвинитового и сильвинит-карналлитового; высоких — карналлитового и бишофит-карналлитового.

Сейсмозондирование и глубокое бурение позволяют выявить мощные соленосные толщи и солянокупольные структуры в крупных впадинах (Прикаспийская). Залежи солей в этих случаях локализуются на месте палеорифтов. В пределах рифтовых зон мобильные участки выделяются и путем анализа фаций и мощностей, а также данных глубокого бурения.

Применение корреляционно-статистического анализа аномалий силы тяжести позволяет проводить предварительную оценку мощности и состава продуктивных калиеносных зон, т. е. осуществлять в первом приближении прогноз для районов, слабо или совсем не затронутых бурением [Валеев Р. Н., 1970 г.; 1973 г.].

Для прогнозирования экзогенных концентраций самородной серы следует также выделять положительные структуры инверсионного и приразломного типа, контролируемые глубинными разломами. С такими именно структурами связаны, например, месторождения серы в Средневолжском бассейне, Прикаспии и др. [Валеев Р. Н., Шайхутдинова Ф. Г., 1974 г.].

При прогнозировании эпигенетических месторождений в галогенных формациях наряду с использованием вышеперечисленных методических приемов применяются корреляционно-статистический метод и изучение плотности тектонической трещиноватости, так как с определенными ее значениями связаны крупные месторождения серы. Последнее осуществляется в комплексе с геоморфологическими исследованиями [Валеев Р. Н., 1974 г.; Шайхутдинова Ф. Г., 1976 г.].

Кроме общих факторов, контролирующих локализацию эпигенетических месторождений в галогенных формациях (серы, целестина, отчасти флюорита), существенную роль в их формировании и концентрации играют и другие факторы: геоморфологический (палеогеоморфологический), гидрогеохимический, микробиологический, литологический (гипергенные преобразования) и др.

Задачами геоморфологических исследований в таких районах являются установление поверхностей выравнивания, размыва, выявление древних склонов и древних долин (в том числе и переуглубленных), уровней карстования (погребенного, омоложенного и современного), зон повышенной трещиноватости, эрозионных

«окон» в отложениях, перекрывающих галогенную формацию и представляющих для нее непроницаемую покрышку [Беленицкая Г. А., 1972 г.; Горбачев М. Г., 1974 г.; Писарчик Я. К., 1963 г.].

Для решения поставленных задач применяется анализ топокарт и аэрофотоснимков, используются результаты полевых наблюдений и буровых работ, проводится корреляция морфологически выраженных черт древнего рельефа в районах поднятий с погребенным рельефом областей погружения с применением количественного анализа интенсивности расчленения рельефа земной коры совместно с анализом плотности тектонической трещиноватости.

Кроме того, анализируются данные неотектоники, морфометрического анализа, позволяющие выделять устойчивые (малоактивные) блоки, в пределах которых могут быть установлены участки развития древнего карста, не подверженного омоложению (разрушению) [Беленицкая Г. А., 1972 г.]. Важным с точки зрения поисков самих погребенных долин является установление связи между тектоническими нарушениями и карстово-эрозионными системами: крупным зонам разломов подчинены эрозионные врезы основных долин. К последним приурочены серные месторождения [Лазарев И. С., 1970 г.]. С оперяющими тектоническими нарушениями связаны карстовые системы и, возможно, притоки древних долин и приуроченные к ним серные залежи. При этом используются данные геофизических съемок: гравиметрической (вариометрической), электроразведки (ВЭЗ), сейсморазведки [Розанов Л. Н., 1970 г.].

Установленная парагенетическая связь серных месторождений с нефтью и пространственное размещение их в разрезах галогенных (сульфатоносных) формаций с широко развитой артезианской сетью в пределах нефтегазоносных провинций предопределяют необходимость выявления территорий, характеризующихся наличием гидрогеологически раскрытых (частично или полностью) структур и вследствие этого низкими или пониженными перспективами нефтегазоносности. Эти территории, как явствует из построений Р. Г. Валеева [1973 г.; 1974 г.], совпадают с приразломными критическими зонами, устанавливаемыми на границах мобильных тектонических структур (прогибов, грабенов, авлакогенов и т. д.) по данным бурения, а также геофизических, геоморфологических, неотектонических и общегеологических исследований (рис. 50).

Как установлено, месторождения самородной серы локализуются в пределах окислительно-восстановительной зоны гидрохимического разреза [Юшкин Н. П., 1968 г.; 1969 г.], характеризующейся определенными значениями Eh, pH и соответствующим гидродинамическим режимом. Гидрогеохимические исследования грунтов и подземных вод с применением метода измерения окислительно-восстановительного потенциала (ОВП) и pH, проведенные Г. М. Вдовиченко и Г. П. Поляковым [1974 г.] на некоторых месторождениях самородной серы, показали различное «окислительно-восстановительное состояние поверхностных грунтов над серными залежами и вне площадей развития сероносных пород». В связи

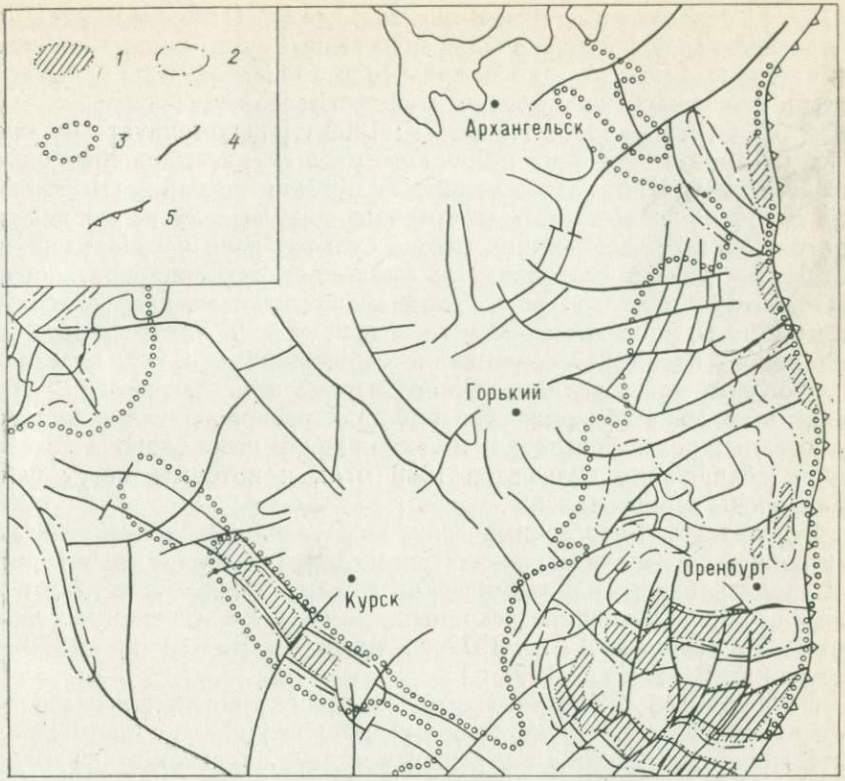


Рис. 50. Схема тектонического размещения сероносных бассейнов и залежей калийных солей (для перми) Восточно-Европейской платформы (по Р. Н. Валееву [1973 г.]).

1 — площади развития калийных солей; *2* — контуры сероносных бассейнов; *3* — границы региональных областей нефтегазонакопления; *4* — глубинные разломы, контролирующие авлакогены; *5* — западный склон Уральского орогена.

с этим данные авторы рассматривают предложенный ими метод как один из необходимых при проведении поисковых и прогнозно-оценочных работ среднего и крупного масштаба. При этом они отмечают, что метод измерения окислительно-восстановительного потенциала обязательно должен использоваться в комплексе с геофизическими методами, главным образом электрометрии в различных модификациях (ЭП, ВЭЗ, ВП). Такое комплексное применение указанных методов позволяет выявить контуры рудного поля, границы месторождений и решить задачу геометризации рудных тел с точностью, достаточной для целей разведки в целом.

Выделение наиболее перспективных участков и уровней разреза в галогенно-карбонатных формациях при поисковых и прогнозно-оценочных работах на серу возможно также при использовании комплексной методики интерпретации литологических и гидрогеохимических показателей, предложенной Я. К. Писарчик [1971 г.,

1975 г.]. Исходными данными при анализе гидрогеохимических показателей являются материалы, полученные при буровых работах на нефть, газ, воду, а также карты гидрогеохимического районирования, палеогидрогеологические и палеогидрохимические.

А. И. Отрешко [1966 г.; 1968 г.; 1969 г.] рекомендует при прогнозных работах среднего и крупного масштаба составление гидрогеохимических карт, отражающих положение в разрезе и изменение в плане разных гидрохимических зон. Выделение последних проводится по концентрации брома, сульфат-иона и сероводорода. При этом данный исследователь указывает, что зона вод застойного режима довольно четко ограничивается изолинией содержания брома со значением 600 мг/л, а контур зоны замедленного водообмена — изолинией содержания сероводорода 10—20 мг/л, как установлено для Средневолжского сероносного бассейна. В пределах этой зоны обособляются площади распространения высокосульфатных вод с повышенным содержанием сероводорода по изолинии содержания сульфатов 1000 мг/л, к которым могут быть приурочены серные залежи.

Результаты гидрогеохимических исследований следует увязать с микробиологическими показателями. Это позволит оконтурить и выделить биогеогидрохимические зоны, с которыми связаны те или иные преобразования исходных для серы сульфатоносных формаций [Беленицкая Г. А., 1972 г.: Писарчик Я. К. и др., 1973 г.; Седлецкий В. И. и др., 1977 г.].

Оптимальная биогидрогеохимическая обстановка для массового серообразования создается при возникновении зон с повышенной интенсивностью подтока вод поверхностного происхождения и глубинных рассолов хлоридного кальциево-натриевого состава к участкам развития сульфатоносных комплексов. Такая обстановка характерна для переходной гидрохимической зоны [Беленицкая Г. А., 1972 г.]. В обстановке, близкой к этой биогидрохимической зоне, могло происходить и происходит формирование серных залежей [Писарчик Я. К., Беленицкая Г. А., 1978 г.].

Основными задачами литологических исследований при оценке галогенных формаций на серное, целестиновое и флюоритовое оруденение являются: 1) установление в разрезе формации достаточно мощных сульфатно-карбонатных комплексов, характеризующихся высокой сульфатонасыщенностью, повышенной пористостью и проницаемостью; 2) выявление зон гипергенно преобразованных пород. С достаточно интенсивной, но не полностью проявленной десульфатизацией в этой зоне связаны концентрации самородной серы, целестина и флюорита [27; Юшкин Н. П., 1968 г.]. Однако необходимо иметь в виду, что при глубоко зашедших процессах гипергенеза сульфатные породы на поверхности могут отсутствовать. На их месте при этом развиты сильно преобразованные вторичные карбонатные породы (известняки, обычно пористые, кавернозные и брекчированные). Наличие их часто служит показателем сульфатоносности формации на более низких гипсометрических уровнях. Изучение характера гипергенных преобразований

дает возможность определить степень интенсивности проявления вторичных процессов. Об этом можно судить по взаимоотношению минеральных новообразований с минералами вмещающих пород. Минеральные ассоциации в свою очередь характеризуют тип гипергенных изменений («кальцитовый без серы» или «серно-кальцитовый» [4]).

Кроме того, они позволяют определить пути продвижения минералообразующих растворов и тем самым уточнить наиболее проницаемые участки и зоны в разрезе исходной материнской формации, а также выяснить особенности химического состава растворов и их эволюции [Писарчик Я. К., Беленицкая Г. А., 1978 г.; Юшкин Н. П., 1969 г.].

Для выявления перечисленных литологических особенностей применяются методы: петрографические (выделение типоморфных минералов сингенетических, диагенетических и эпигенетических метасоматических разновидностей, исследование структурно-текстурных особенностей пород и т. д.); химические (определение карбонатности, сульфатности, содержания и состава нерастворимого остатка, силикатный и спектральный анализы и др.). Интерпретация полученных данных проводится в комплексе с результатами гидрогеохимических, микробиологических и изотопных исследований [69].

Самородная сера всех экзогенных месторождений неизменно обогащена легким изотопом ^{32}S и характеризуется более низкими значениями $\delta^{34}S$, чем сера исходных сульфатов данного возраста и тем более остаточных утяжеленных сульфатов, не подвергшихся бактериальной сульфатредукции. При бактериальной сульфатредукции фракционирование изотопов серы исходного сульфата (ангидрита, гипса) приводит к тому или иному обогащению серы возникающего в этом случае сероводорода легким изотопом ^{32}S и соответственно элементарной серы, которая может из него образовываться. При этом имеет место накопление тяжелого изотопа ^{34}S в сере остаточного сульфата, т. е. повышение в нем значений $\delta^{34}S$ по сравнению с исходным сульфатом. Обнаружение во вновь исследуемых районах таких «утяжеленных» сульфатов служит показателем гипергенных преобразований с участием сульфатредукции. При этом количество подвергшихся сульфатредукции сульфатов в основном пропорционально количеству отложившейся серы. Весовое соотношение возникших за счет чистого ангидрита (гипса) серы и кальцита близко к 1 : 3 [69]. Это определяет среднее содержание (25 %) серы в рудах, развивающихся за счет чисто сульфатных пород. Такая цифра характерна для высокосортных руд многих месторождений (кепроки солянокупольных структур США и Мексики, а также Мишрака в Иране, месторождения советского и польского Прикарпатья, Гаурдак и др.). При возникновении серных руд за счет сульфатной составляющей пород смешанного состава (карбонатно-сульфатных, мергельно-сульфатных и т. п.) содержание в них серы, как правило, соответственно ниже [27, 34].

VII. УГЛЕРОДИСТЫЕ ФОРМАЦИИ

Под общим названием «углеродистые» рассматриваются осадочные и вулканогенно-осадочные формации, в строении которых принимают участие углеродистые или так называемые черные сланцы — литифицированные и в разной мере метаморфизованные отложения типа морских глинистых и кремнистых илов с повышенной концентрацией органического вещества ($C_{орг} \geqslant 1\ \%$), часто фосфора, сульфидной серы, ванадия, золота, серебра, урана, ряда цветных, редких и рассеянных металлов.

Образование металлоносных отложений, обогащенных органическим веществом, началось в раннем докембрии и с разной интенсивностью происходило в областях с различным тектоническим режимом на протяжении всей последующей геологической истории формирования осадочного чехла земной коры. Углеродистые сланцы широко распространены и выявлены на всех континентах Земли. Наиболее обширные области развития этих пород находятся в Европе, Азии, Австралии и Северной Америке. Углеродистые сланцы встречаются в метаморфических комплексах докембрия, в различных по составу и разновозрастных морских осадочных и вулканогенно-осадочных формациях фанерозойских складчатых областей, древних и молодых платформ.

По принятой в данной работе структурно-вещественной типизации осадочных формаций углеродистые описаны в группах кремнистых, карбонатных и терригенных формаций гумидных и аридных областей. Углеродистые сланцы встречаются в углеродисто-кремнистой, кремнисто-сланцевой, яшмовой, менилитовой, кремнисто-карбонатной, фтанитоидно-битуминозно-карбонатной, глинисто-песчано-доломитовой, глинистой (аспидной) и других формациях.

Насыщенность указанных формаций углеродистыми сланцами неодинакова. Наряду с формациями, в которых углеродистые сланцы являются преобладающим типом пород, многие, особенно платформенные, формации содержат небольшое количество металлоносных черных сланцев. Примером первых является углеродисто-кремнистая формация Казахстано-Среднеазиатского сектора Урало-Монгольского складчатого пояса; примерами вторых — платформенная битуминозно-глинистая Советской Прибалтики и геосинклинальная кремнисто-карбонатная Батеневского кряжа Саяно-Алтайской складчатой области.

Принципы и методы оценки рудоносности разнотипных углеродистых формаций являются общими, поэтому металлоносности черносланцевых толщ посвящена отдельная глава. Основное внимание уделено литогеохимическим особенностям углеродистых сланцев платформенных и геосинклинальных осадочных формаций, вопросам мобилизации и перераспределения рассеянных в них рудных элементов, геологическим предпосылкам и условиям образования эпигенетических месторождений урана, золота, серебра, ванадия, молибдена и других полезных ископаемых.

ЛИТОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕТАЛЛОНОСНЫХ ПОРОД ОСАДОЧНЫХ УГЛЕРОДИСТЫХ ФОРМАЦИЙ

Образование металлоносных отложений рассматриваемого типа происходило в обширных морских бассейнах, в зонах замедленного накопления тонкоотмученных кластогенных (глинистых и алевритo-глинистых) илов, хемогенных кремнистых и карбонатных осадков. В геологической истории Земли оно определялось эволюцией органического, главным образом растительного, мира, этапностью развития геохимических ландшафтов и коренными изменениями во времени условий гипергенной миграции элементов. Пространственное размещение ареалов накопления металлоносных сапропелевых илов контролировалось расположением и фациальными особенностями морских бассейнов седиментации и, вероятно, планетарной климатической зональностью. Геотектонический режим, проявление магматизма, состав пород в областях питания и наличие в них локальных источников рудных элементов определяли провинциальные различия в литологии и геохимической специализации углеродистых формаций [1, 10, 33, 59].

В пределах платформ — Восточно-Европейской, Северо-Американской, Западно-Сибирской и других — области развития углеродистых формаций имеют изометричные очертания, реже лентовидную форму и занимают огромные площади в сотни тысяч—миллионы квадратных километров. В геосинклинально-складчатых поясах сложно дислоцированные углеродистые сланцы в виде прерывистых полосовидных зон прослеживаются согласно направлениям основных пликативных структур на протяжении сотен и даже нескольких тысяч километров (Урало-Монгольский складчатый пояс и др.).

При обсуждении вопросов рудоносности углеродистых формаций желательно, чтобы разновидности черных сланцев были выделены по легко устанавливаемым признакам с учетом особенностей, определявших, с одной стороны, первичную металлоносность отложений, а с другой — форму нахождения и, следовательно, возможности мобилизации и перераспределения рассеянных в них рудных элементов.

По вещественному составу целесообразно различать силикатные, алюмосиликатные и карбонатно-алюмосиликатные углеродистые сланцы. Первые являются продуктами преобразования кремнистых осадков, а вторые и третьи — соответственно глинистых и карбонатно-глинистых илов. По количеству органического вещества и фосфора углеродистые сланцы разделяются на углеродсодержащие ($C_{орг} < 10$ %) и углеродистые ($C_{орг} \geqslant 10$ %) с незначительной и резко повышенной фоновой концентрацией P_2O_5. По указанным признакам в углеродистых формациях фанерозойских складчатых областей, древних и молодых платформ намечается не менее пяти типов углеродистых сланцев с разными количественными соотношениями основных породообразующих компонентов (табл. 8).

По уровням преобразования исходных осадков следует различать породы, литифицированные и метаморфизованные в результате регионального динамогеотермического метаморфизма с разделением на умеренно (не выше филлитовой фации) и сильно метаморфизованные углеродистые сланцы. Литифицированные характерны для формаций древних и молодых платформ, а метаморфизованные — для углеродистых формаций геосинклинально-складчатых зон. Отметим, что в фанерозойских складчатых областях углеродистые сланцы представлены главным образом умеренно метаморфизованными разностями пород.

Породообразующее органическое вещество является сингенетичным, автохтонным, относится к сапропелито-гумитовой группе. В результате литификации и метаморфизма пород органическое вещество в разной степени карбонизировано. В углеродистых сланцах геосинклинальных формаций оно содержит следы гуминовых кислот, ничтожное количество битумов (до 0,1 %) и в основном состоит из остаточного органического вещества с очень высокой концентрацией углерода (96—98 %) при малом количестве водорода (около 1—2 %). В таком состоянии органическое вещество классифицируется как перантрацит или антраксолит и является химически инертным компонентом пород. В углеродистых сланцах платформенных формаций степень углефикации породообразующего органического вещества, естественно, ниже и в общем соответствует горючим сланцам и каменным углям с выходом летучих от 20 до 40 %.

Сингенетичные фосфаты представлены коллофаном, подолитом, гидроксил- и фторапатитами. В углеродистых сланцах преимущественно геосинклинальных формаций часто отмечаются сложные фосфаты алюминия, стронция и бария из группы флоренцита — гойяцита (горсейксит, сванбергит и др.).

Содержание серы варьирует от 0,5 до 6—8 %. В углеродистых сланцах, не затронутых выветриванием, она заключена главным образом в сульфидах (пирит, марказит, арсенопирит), в карбонатсодержащих разностях пород (пирротин, сульфиды меди, свинца и цинка), а в выветренных преобладающей является сульфатная сера (барит, целестино-барит, алунит, гипс и др.).

Наиболее примечательной глобальной особенностью углеродистых сланцев является многокомпонентная геохимическая специализация. Наряду с основными компонентами породообразующих минералов (Si, Al, Fe, Ca, Mg, K, Na, $C_{орг}$, P и S) в породах рассматриваемого типа в повышенной концентрации встречаются V, U, Mo, Re, TR, Au, Ag, Ni, Co, Cu, Pb, Zn, Cd, Ti, Cr, Mn, Sn, W, Be, Ga, Tl, Sc, Sr, Se, Ba, B, As, Sb, Hg и другие элементы.

Часто фоновое содержание микроэлементов, имеющих большую практическую ценность, на один-три порядка превышает кларковое в земной коре. Углеродистые сланцы с резко повышенной сингенетичной концентрацией рудных компонентов называют металлоносными. Некоторые из них, например медистые сланцы мансфельдского типа, имеют важное промышленное значение; другие, в частности уран-молибден-ванадиеносные черные сланцы углеродистых формаций платформенного и геосинклинального типа, рассматриваются как возможные источники металлов в недалеком будущем [10].

В углеродистых сланцах разного литологического состава фоновое содержание этих элементов неодинаково и варьирует в широких пределах в зависимости от количества породообразующих органического вещества, фосфора и сингенетичной карбонатности пород. В общем содержание всех микроэлементов находится в прямой пропорциональной зависимости от количества органического вещества. В породах, обогащенных фосфором, высокая фоновая концентрация ряда элементов (U, TR и др.) отмечается и при сравнительно небольших значениях $C_{орг}$. Карбонатсодержащие углеродистые сланцы характеризуются резко повышенной концентрацией Cu, Ph, Zn, Ag и в то же время четко проявленным уменьшением содержания U, в меньшей мере V, Mo, Re, Au и других микроэлементов. В обобщенном виде данные о фоновых концентрациях важнейших рудных элементов в углеродистых сланцах разного литологического состава приведены в табл. 9 *.

В металлоносных углеродистых сланцах первичные формы нахождения рассматриваемых элементов изучены недостаточно. Подавляющее большинство (Au, Ag, U, V, Mo, Re, TR, Se, вероятно, Sn и W) находится в рассеянном состоянии и заключено преимущественно в породообразующем углеродистом веществе и частично в виде элементов-примесей (в первичных глинистых минералах, фосфатах, сульфидах железа, меди, свинца и цинка). Наряду с рассеянной формой нахождения в небольшом количестве в углеро-

* Более подробные сведения о геохимической специализации черносланцевых толщ ряда областей Советского Союза и зарубежных стран можно найти в работах М. М. Адышева [1968 г.], М. Н. Альтгаузена [1956 г.], Е. А. и С. А. Анкиновичей [1968 г.], Т. Бейтса [1959 г.], К. Г. Ведеполя [1964 г.], Н. В. Вилора [1983 г.], Р. В. Гецевой [1963 г.], Т. Н. Давыдовой [1970 г.], Л. В. Ждановой [1971 г.], К. Краускопфа [1959 г.], В. Е. Мак-Кельви [1958 г.], С. В. Нечаева [1982 г.], В. Г. Петрова [1976 г.], А. И. Перельмана [1968 г.], И. И. Плумана [1971 г.], Д. П. Сердюченко [1969 г.], Н. А. Созинова [1969 г.], В. Е. Суансона [1958 г.], Э. Х. Хейнриха [1962 г.], В. Н. Холодова [1973 г.], С. Д. Шера [1960 г]. и других геологов.

ТАБЛИЦА 8

Типы и разновидности углеродистых сланцев

Тип и основные особенности химического состава	Характерные особенности пород и породообразующие минералы		
	Углеродистые формации платформенных областей	Углеродистые формации складчатых областей	
		Районы распространения умеренно метаморфизованных пород	Районы распространения сильно метаморфизованных пород
Силикатные, углеродсодержащие, с незначительной концентрацией фосфора: $SiO_2=75\div95$; $Al_2O_3=1\div10$; $C_{орг}=1\div10$, $P_2O_5<1$ %	—	Углеродисто-кремнистые породы (фтаниты): черные, плотные, яшмовидные, неясно- и четкослоистые, тонко- и толстоплитчатые. *Кварц, углеродистое вещество,* серицит, хлорит, пирит	Графитсодержащие микрокварциты: черные, очень плотные, кварцитовидные, неясно- и четкослоистые, тонко- и толстоплитчатые. *Кварц, графит,* мусковит, биотит, пирит
Алюмосиликатные, углеродсодержащие, с незначительной концентрацией фосфора: $SiO_2=50\div70$; $Al_2O_3=10\div20$; $C_{орг}=1\div10$; $P_2O_5<1$ %	Углистые (или битуминозные) глинистые сланцы: черные и темно-серые глинистые и алевролито-глинистые породы, тонкослоистые и плойчатые, сланцевидного облика. *Углистое вещество, гидрослюда, хлорит, монтмориллонит, каолинит,* иногда водные сульфаты алюминия и натрия, мелкие *обломочные зерна кварца,* полевых шпатов, *пирит,* марказит	Филлитовидные углеродистые сланцы: черные, сульфидоносные, сланцеватые, часто тонкослоистые, тонкоплитчатые. *Кварц, хлорит, серицит,* полевые шпаты, *углеродистое вещество, пирит*	Графитсодержащие кристаллические сланцы: черные, сульфидоносные, сланцеватые, тонкополосчатые, мелкоплойчатые. *Кварц, мусковит,* биотит, роговая обманка, *графит,* полевые шпаты, *пирит*
Углеродистые, алюмосиликатные, с незначительной концентрацией фосфора: $SiO_2=20\div60$; $Al_2O_3=10\div15$; $C_{орг}=20\div70$; $P_2O_5<1$ %	Углистые породы (кольм, высокозольные угли, горючие сланцы): черные и темно-серые, блестящие и матовые углеподобные породы. Образуют линзы, прослойки и горизонты небольшой мощности. *Углистое вещество* (с повышенным содержанием летучих), *глинистые минералы,* мелкие обломочные зерна кварца, пирит, марказит	Углеродистые породы: черные, блестящие, антрацитовидные, с характерной скорлуповатой отдельностью и матовые аргиллитоподобные. Образуют прослойки мощностью до 1—3 см, линзы и пластовые залежи. *Кварц, углеродистое вещество, серицит,* хлорит, пирит	Антрацитовые породы типа шунгитов: черные блестящие и сероватo-черные матовые, с раковистым изломом, иногда нечеткослоистые. Образуют пласты небольшой мощности, линзы и пластовые залежи. *Антраксолит,* графит, *кварц,* слюды, пирит
Углеродисто-фосфатные, алюмосиликатные: $SiO_2=20\div30$; $Al_2O_3=20\div40$; $C_{орг}=10\div20$; $P_2O_5=10\div30$ %	Фосфатсодержащие углисто-глинистые сланцы: черные и темно-серые глинистые породы, тонкослоистые, плитчатые. *Углистое вещество, гидрослюда, хлорит, коллофан,* мелкие *обломочные зерна кварца,* пирит, марказит	Углеродисто-фосфатные породы: черные, матовые, плотные, аргиллитоподобные, часто тонкослоистые, содержат желваки и конкреции фосфатов Al, Sr, Ba. Образуют пластовые залежи и прослои в горизонтах переслаивания углеродисто-кремнистых пород и филлитовидных углеродистых сланцев. Иногда чередуются с прослойками осадочных баритовых пород. *Углеродистое вещество,* кварц, апатит, *горсейксит, сванбергит,* серицит, хлорит, пирит	—
Углеродистые, карбонатно-алюмосиликатные, с незначительной концентрацией фосфора: $SiO_2=30\div40$; $Al_2O_3=10\div20$; $CO_2=15\div30$; $C_{орг}=5\div25$; $P_2O_5=1\div2$ %	Углистые (или битуминозные) мергелистые сланцы: черные и темно-серые, плитчатые, нечетко слоистые, часто сульфидоносные, с растительным детритом и разнообразной морской фауной. *Глинистые минералы,* кварц, *кальцит, доломит, углеродистое вещество,* пирит, сульфиды Cu, Pb и Zn	Углистые мергели: черные и темно-серые, тонко- и толстоплитчатые, неяснослоистые, рассланцованные, с растительным детритом и остатками морской фауны. *Кварц, серицит,* хлорит, *кальцит, доломит, углеродистое вещество, пирит,* пирротин, сульфиды Cu, Pb и Zn	Углеродистые карбонатсодержащие кристаллические сланцы: черные и темно-серые, отчетливо сланцеватые, неяснослоистые и плитчатые. *Кварц, мусковит,* тремолит, *кальцит,* доломит, *рассеянное углеродистое вещество,* графит, пирит, пирротин, сульфиды Cu, Pb и Zn

Примечание. Главные породообразующие минералы набраны курсивом.

ТАБЛИЦА 9

Фоновое содержание ряда микроэлементов в углеродистых сланцах разного литологического состава, вес. %

Элементы	Литологический тип углеродистых сланцев				
	Силикатные, углеродсодержащие с незначительной концентрацией фосфора	Алюмосиликатные, углеродсодержащие с незначительной концентрацией фосфора	Углеродистые, алюмосиликатные с незначительной концентрацией фосфора	Углеродисто-фосфатные, алюмосиликатные	Углеродистые, карбонатно-алюмосиликатные с незначительной концентрацией фосфора
V	0,01—$n\cdot$0,1		0,1—1,0		$n\cdot$0,01
U	0,001—0,005		$n\cdot$0,001		$n\cdot$0,001
Mo	0,005—0,02		0,05—0,3		$n\cdot$0,001
Re	$n\cdot10^{-5}$—$n\cdot10^{-4}$				?
TR	0,005—0,02		0,05—0,3		$n\cdot$0,001
Au	10^{-5}—$n\cdot10^{-6}$				?
Ag	0,001—0,003		0,003—0,01		0,001
Ni	0,001—0,003		0,005—0,03		$n\cdot$0,001
Cu	0,003—0,005		0,005—0,05		$n\cdot$0,001
Pb	0,001—0,005		0,003—0,01		?
Zn	$n\cdot$0,01		0,01—0,3		$n\cdot$0,001
Sc	$n\cdot$0,0001—0,001		0,005—0,03		?

дистых сланцах отмечаются раннедиагенетические минералы Mo и V (молибденит, ильземанит?, патронит). В противоположность отмеченным элементам Cu, Pb, Zn и, возможно, Ni присутствуют главным образом в форме сульфидов, и только незначительное количество рассеяно в органическом веществе, фосфатах и других породообразующих минералах.

Необходимо подчеркнуть, что во всех разновидностях черных сланцев, за исключением углеродисто-фосфатных пород, большинство ценных микроэлементов находится в легко извлекаемой форме. Об этом свидетельствуют опыты по выщелачиванию U, Mo, V, TR, Cu, Zn и других элементов, расчеты баланса вещества при химическом выветривании пород и повышенная металлоносность подземных трещинных вод в районах развития углеродистых сланцев.

В складчатых и платформенных областях углеродистые сланцы парагенетически связаны с глинистыми, алевролито-глинистыми, кремнистыми и карбонатными отложениями преимущественно трансгрессивных циклов образования морских осадочных и вулканогенно-осадочных толщ. В районах проявления вулканической деятельности они ассоциируют с вулканитами основного, реже среднего состава. Углеродистые формации древних и молодых платформ входят в группы сероцветных терригенных, карбонатно-терригенных и карбонатных формаций ранней (трансгрессивной) и средней (инундационной) стадий периода формирования платформенного чехла. В фанерозойских складчатых областях они принадлежат к ассоциациям преимущественно раннегеосинклинальных формаций мио-, микто- и эвгеосинклинальных зон. Миогеосинкли-

нальные углеродистые формации выделены в группах кремнистых, карбонатных, терригенно-карбонатных и ранних терригенных формаций; эвгеосинклинальные — в группе терригенно-вулканогенных формаций спилит-кератофирового ряда; миктогеосинклинальные зоны с разрезами переходного типа — в областях развития черных сланцев в нижней части разрезов присутствуют вулканиты основного, а в верхней части иногда среднего состава — характеризуются углеродистыми формациями также вулканогенно-осадочной группы. От эвгеосинклинальных они отличаются значительным разнообразием в ассоциациях кремнистых, карбонатных, туфогенных, излившихся вулканических и терригенных пород.

Основные особенности строения типоморфных углеродистых формаций разных структурно-формационных зон платформенных и складчатых областей схематически показаны на рис. 51. Дополнительно отметим, что в разрезах вмещающих толщ углеродистые сланцы образуют горизонты и пачки переслаивания трансгрессивного и регрессивного типа. В вертикальных формационных рядах первые располагаются непосредственно в основании трансгрессивных макроритмов или между ранними терригенными и карбонатными формациями. Черносланцевые пачки регрессивного типа залегают над карбонатными формациями, в основании серий поздних терригенных формаций. Более насыщенными углеродистыми сланцами с наиболее ярко выраженной многокомпонентной геохимической специализацией в платформенных рядах являются трансгрессивные глинистые, а в геосинклинальных — кремнистые и ранние сланцевые формации. В складчатых областях наибольшее количество металлоносных углеродистых сланцев отмечается в соответствующих по составу формациях мио- и миктогеосинклинальных зон. Карбонатные формации и осадочно-вулканогенные эвгеосинклинальные зоны содержат меньшее количество металлоносных черносланцевых пород с нечетко проявленной геохимической специализацией.

ФАКТОРЫ ЛОКАЛИЗАЦИИ ОРУДЕНЕНИЯ И КРИТЕРИИ ОЦЕНКИ РУДОНОСНОСТИ УГЛЕРОДИСТЫХ ФОРМАЦИЙ

Рудоносность углеродистых формаций — проблема многоплановая. Важнейшим аспектом являются перспективы выявления месторождений Au, Ag, U, V, Mo, Cu, Pb, Zn, ряда редких и рассеянных металлов, преимущественно эпигенетических, возникших в результате перераспределения микроэлементов, рассеянных в углеродистых сланцах. В металлогеническом плане значительный интерес имеют представления о черносланцевых толщах как возможном источнике рудных компонентов при формировании многих месторождений, приуроченных к иным осадочным, магматическим и метаморфическим формациям, а также вопрос об углеродистых сланцах как среде, литологически благоприятной для локализации эпигенетического оруденения, в частности гидротермального, связан-

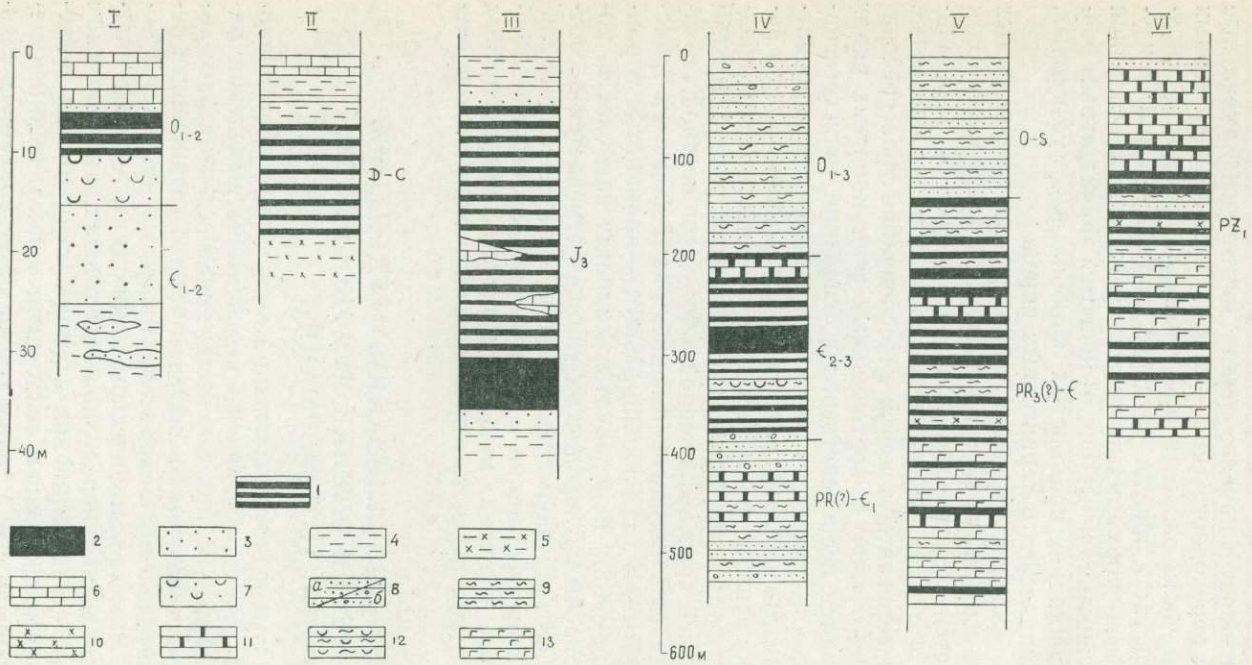


Рис. 51. Схематическое строение разрезов металлоносных углеродистых формаций складчатых и платформенных областей [10].

I — битуминозно-глинистая формация Прибалтики; *II* — битуминозная кремнисто-глинистая формация Северо-Американской платформы; *III* — битуминозная песчано-глинистая формация Западно-Сибирской плиты; *IV* — углеродисто-кремнистая формация миогеосинклинальной зоны Казахстанско-Среднеазиатского сектора Урало-Монгольского складчатого пояса; *V* — то же, миктогеосинклинальной зоны; *VI* — терригенно-карбонатная и терригенно-вулканогенная формации Западной Сибири.

1 — металлоносные углеродисто-кремнистые породы и филлитовидные углеродистые сланцы ($C_{орг}<10$ %); *2* — металлоносные углеродистые и углеродисто-фосфатные породы ($C_{орг}\geqslant 10$ %); *3* — песчаники, алевролиты; *4* — глины, глинистые сланцы; *5* — кремнистые аргиллиты; *6* — известняки; *7* — фосфориты ракушнякового типа; *8* — рассланцованные конгломераты (*а*), песчаники и алевролиты (*б*); *9* — филлитовидные серицитовые, серицит-хлоритовые сланцы; *10* — яшмы, кремнистые породы; *11* — мраморизованные карбонатные породы; *12* — фосфориты пластового типа; *13* — зеленокаменно-измененные вулканиты (порфириты, метагаббро-диабазы, туфы основного состава).

ного с деятельностью рудообразующих растворов, поступавших из глубинных зон земной коры.

Платформенные и геосинклинальные углеродистые формации являются весьма сходными по сингенетичной металлоносности и резко различаются по особенностям проявления эпигенетической рудной минерализации.

В углеродистых сланцах платформенных и складчатых областей осадочное оруденение представлено медно-свинцово-цинковым мансфельдского типа, полиметаллическим, марганцевым, медно-цинковым и уран-молибден-ванадиевым, иногда молибден-ванадиевым. Первые три разновидности оруденения, свойственные карбонатсодержащим углеродистым сланцам, охарактеризованы в предыдущих разделах при описании рудоносности карбонатных и терригенно-карбонатных формаций.

Медно-цинковое оруденение (сульфиды меди и сфалерит в ассоциации с пиритом, марказитом и пирротином) встречается в алюмосиликатных углеродистых сланцах, умеренно обогащенных органическим веществом при содержании фосфора, близком к кларковому. Оруденение отмечается преимущественно в геосинклинальных формациях, главным образом в аспидной и углеродисто-кремнистой, реже в яшмовой мио- и миктогеосинклинальных зон. Широко распространено в пределах Урало-Монгольского складчатого пояса, на Кавказе, Копетдаге, в районах складчатого обрамления Сибирской платформы; за рубежом — в складчатых структурах Австралии, Африки и Средиземноморья. За исключением Филизчайского месторождения (Большой Кавказ), оруденение изучено пока недостаточно. В большинстве случаев оно представлено неравномерно минерализованными филлитовидными углеродистыми сланцами, образующими горизонты и пачки переслаивания мощностью от 1—2 м до нескольких десятков метров. Послойно распределенные сульфиды Cu и Zn образуют тонкую, обычно субмикроскопическую вкрапленность, которая визуально часто не фиксируется, поэтому выявление рудоносных горизонтов требует детального металлометрического опробования продуктивных углеродистых формаций. Оруденение комплексное — Cu, Zn, часто Cd, иногда Se и Ag; по содержанию полезных компонентов убогое, редко рядовое. Сульфидная минерализация этого типа раннедиагенетическая и, возможно, является фациальным аналогом Cu—Pb—Zn-оруденения карбонатсодержащих углеродистых сланцев.

Осадочное U—Mo—V-оруденение приурочено к бескарбонатным алюмосиликатным углеродистым и углеродисто-фосфатным отложениям с резко повышенным содержанием породообразующего органического вещества ($C_{орг}$=10÷70 %). Близкое по типу Mo—V-оруденение встречается в бескарбонатных и карбонатсодержащих алюмосиликатных углеродистых и углеродисто-фосфатных разностях пород. Урановая специализация оруденения характерна для верхнепротерозойско-палеозойских углеродистых формаций, иногда отмечается в морских черносланцевых мезозойско-кайнозойских толщах и не типична для углеродсодержащих пород метаморфиче-

ских комплексов раннего докембрия. По данным А. И. Перельмана [33] и других исследователей, это обусловлено необратимыми изменениями во времени условий гипергенной миграции урана в ходе геологической истории Земли. Низкая, по существу кларковая, концентрация урана в карбонатсодержащих углеродистых сланцах объясняется неблагоприятными условиями в известковистых илах для его сорбционного, главным образом раннедиагенетического, накопления.

Геологические предпосылки образования и закономерности появления осадочного U—Mo—V-оруденения в углеродистых формациях геосинклинального и платформенного типа подробно освещались в литературе по данным изучения месторождений Северо-Американской, Восточно-Европейской платформ, Балтийского щита, Западно-Сибирской плиты, ряда складчатых областей Европы и Азии. Поэтому отметим только некоторые особенности U—Mo—V-оруденения в осадочных и метаморфизованных осадочных месторождениях платформ и геосинклинально-складчатых зон.

В платформенных областях U—Mo—V-оруденение встречается в битуминозно-глинистых формациях ранней трансгрессивной стадии формирования осадочного чехла, а в складчатых — преимущественно в углеродисто-кремнистой, иногда аспидной формациях мио- и редко миктогеосинклинальных зон.

Главные полезные компоненты руд — U, Mo и V, в качестве второстепенных отмечаются TR, Re, Se, в ряде случаев Ag и Ni. Редкие земли представлены главным образом элементами иттриевой группы. По содержанию урана руды убогие, а молибдена и ванадия — бедные и редко рядовые. Большинство рудных микроэлементов находится в дисперсном состоянии и заключено в породообразующем органическом веществе и фосфатах алюминия, хрома и бария. В метаморфизованных месторождениях складчатых областей ванадий и молибден частично присутствуют в виде патронита, роскоэлита и молибденита.

Рудоносные углеродистые и углеродисто-фосфатные породы образуют пластовые залежи, пачки и горизонты частого переслаивания. Последние состоят из рудных прослойков, которые чередуются с преобладающими нерудными прослоями, сложенными углеродисто-кремнистыми породами, углисто-глинистыми и филлитовидными углеродистыми сланцами с фоновой концентрацией микроэлементов. Мощность рудных тел варьирует от долей метра до 10—20 м.

В свете современных требований промышленное использование комплексных U—Mo—V-руд с убогим содержанием урана мыслимо только при условии параллельного извлечения многих рудных компонентов. Более перспективными считаются месторождения в умеренно метаморфизованных черносланцевых толщах складчатых областей, особенно в случае резкого преобладания рудоносных углеродистых пород над менее технологичными углеродисто-фосфатными. В отличие от платформенных в геосинклинальных углеродистых формациях органическое вещество рудоносных угле-

родистых пород сильно карбонизировано, находится в химически инертном состоянии и при гидрометаллургическом выщелачивании не оказывает заметного влияния на извлечение рудных компонентов. В интенсивно метаморфизованных черносланцевых толщах значительная часть урана и других рудных элементов заключена в трудноразлагаемых алюмосиликатах. Наконец, в складчатых областях в связи с особенностями пликативных и в меньшей мере разрывных структур на многих месторождениях продуктивные горизонты неоднократно повторяются на поверхности земли, особенно в шарнирных частях и на замыканиях складок, где суммарная горизонтальная мощность рудных тел в сближенных выходах достигает 200—250 м. При неглубоком заложении складок такие участки являются благоприятными для карьерной отработки.

Заканчивая краткую характеристику сингенетичного оруденения, отметим, что в складчатых и платформенных областях осадочные месторождения цветных, редких и рассеянных металлов, локализованные в углеродистых формациях, пространственно и парагенетически часто связаны с месторождениями горючих сланцев и неметаллических полезных ископаемых: фосфоритов, каменных солей и барита.

Наряду с осадочным оруденением в углеродистых формациях складчатых областей и активизированных частей платформ широко распространена разнообразная по составу эпигенетическая минерализация. Образование рудных концентраций определялось многими факторами: сингенетичной металлоносностью; геологическими процессами, которые проявлялись на разных стадиях геологического развития и контролировали мобилизацию и перераспределение микроэлементов, рассеянных в углеродистых сланцах; наличием структурно-литологических и геохимических обстановок, благоприятных для образования и локализации руд.

Расчеты по фоновой концентрации микроэлементов в наиболее распространенных разновидностях первично-металлоносных пород черносланцевых толщ показывают (табл. 9), что в 1 км^3 углеродистых сланцев заключено не менее 40—50 тыс. т урана, на порядок больше молибдена, на два порядка больше ванадия и значительное количество других рудных компонентов. При этом большинство микроэлементов находится в подвижной, легко извлекаемой форме.

Мобилизация и перераспределение элементов, рассеянных в углеродистых сланцах, происходили многократно, в разные периоды геологического развития и в разных геохимических обстановках. В складчатых областях и активизированных зонах платформ образование эпигенетических рудных концентраций за счет микроэлементов, мобилизованных в углеродистых сланцах, осуществлялось в эпохи тектоно-магматической активизации: при регионально-плутоническом метаморфизме и формировании зональных метаморфогенных структур типа гнейсовых куполов; в экзоконтактовых зонах активизационных гранитоидных формаций в связи с гидротермальной постмагматической деятельностью; при образова-

нии древних и современных кор выветривания и в эпохи орогенной активизации в результате циркуляции подземных трещинных вод. В связи с перечисленными геологическими процессами в углеродистых формациях геосинклинально-складчатых зон, складчатого фундамента молодых и древних платформ встречается метаморфогенное, контактово-метасоматическое, гидротермальное и инфильтрационное оруденение ряда рудных и неметаллических полезных ископаемых.

К метаморфогенному относится Au—Ag-оруденение золоторудной черносланцевой формации, связанное с проявлением регионально-плутонического метаморфизма и формированием постскладчатых зональных метаморфических структур типа гнейсовых куполов. По геологическим данным в районах развития углеродистых сланцев предполагается возможность выявления в зональных метаморфических комплексах метаморфогенного Sn—W- и U(уранинит, настуран)-оруденения.

В областях проявления тектоно-магматической активизации с широким распространением активизационных гранитоидных формаций и признаками постмагматической гидротермальной деятельности (сульфидоносные кварцевые, кварц-полевошпатовые и карбонатно-кварцевые жилы и прожилки) в углеродистых формациях встречается контактово-метасоматическое шеелитовое, гидротермальное высоко- и среднетемпературное уранинит-браннеритовое и сульфидно-настурановое, а также низкотемпературное коффинит-настурановое оруденение. В экзоконтактовых зонах гранитоидов в углеродсодержащих карбонатных породах иногда располагаются месторождения крупночешуйчатого графита с рудными залежами жильной и штокообразной формы.

В эпохи орогенной активизации в результате циркуляции подземных трещинных вод в углеродистых сланцах происходило перераспределение микроэлементов, обладающих высокой миграционной способностью (U, Mo, Re, Ni, Cu, Zn, Cd, Ag, Se и др.), с образованием инфильтрационных концентраций урана, а также недостаточно изученных рудопроявлений Mo, V, Cu и Zn.

Значительное количество рудных элементов выносилось из черносланцевых толщ при формировании кор выветривания, особенно раннемезозойских каолинитовых с мощными, интенсивно проработанными зонами окисления. В связи с повышенной сульфидоносностью углеродистых сланцев образование кор сопровождалось сернокислым выщелачиванием. Уран и другие подвижные элементы выносились из профиля коры. В районах развития фосфоритов пластового типа и углеродисто-фосфатных пород в эпохи корообразования в первых формировались небольшие и очень своеобразные месторождения «алюмофосфатных» руд [Книппер А. Л., 1957 г.: Попова З. Д., 1965 г.], а во вторых — многочисленные проявления неблагоприятного в технологическом отношении U—P-оруденения, представленного урансодержащими трудноразлагаемыми фосфатами Al, Sr и Ba. На участках распространения кратко охарактеризованного выше осадочного Cu—Zn-оруденения в

нижних горизонтах каолинитовых кор выветривания предполагается возможность обнаружения месторождений Cu и Zn типа зоны цементации.

Типоморфные особенности и закономерности локализации перспективных разновидностей эпигенетического уранового, золото-серебряного и вольфрамового оруденения отражены в табл. 10. Минеральные ассоциации и геохимическая специализация руд, изменение рудовмещающих пород, форма и структурно-литологическая позиция месторождений (графы 3—6) являются поисковыми признаками рассматриваемых разновидностей оруденения.

МЕТОДЫ ОЦЕНКИ РУДОНОСНОСТИ УГЛЕРОДИСТЫХ ФОРМАЦИЙ

Изучение рудоносности углеродистых формаций началось по линии поисков радиоактивного сырья в начале 20-х годов. Интерес к вопросам металлоносности черносланцевых толщ усилился в послевоенные годы и особенно в последние два десятилетия в связи с обнаружением в них важных в промышленном отношении месторождений Au—Ag-руд. Несмотря на длительность и значительные объемы выполненных научно-исследовательских и поисково-оценочных работ, изученность рудоносности широко распространенных в нашей стране углеродистых сланцев в общем недостаточная. Наряду с завершением поисково-разведочных работ, намеченных на ближайшие годы, необходимо усиление прогнозно-тематических исследований с целью:

1) выделения перспективных площадей и локальных участков для детальных поисковых работ прежде всего в горнорудных районах с определившейся продуктивностью углеродистых формаций;

2) определения потенциальной рудоносности углеродистых формаций в областях с недостаточно изученной металлоносностью черносланцевых толщ;

3) уточнения роли углеродистых формаций как возможного источника металлов в образовании, геохимической специализации и размещении месторождений урана, золота, серебра, цветных, ряда редких и рассеянных металлов, локализованных в иных осадочных, магматических и метаморфических формациях некоторых структурно-металлогенических зон.

Первая задача должна решаться путем проведения крупно-, иногда среднемасштабного специализированного картирования в сочетании с поисково-оценочным бурением и составлением комплекта прогнозных карт. Масштаб прогнозируемого оруденения можно определять по аналогии с близкими по типу и детально разведанными месторождениями, в основном методами экспертной оценки.

Наряду с обязательными в комплект прогнозной карты необходимо включать перечисленные ниже специальные, дополнительные и вспомогательные карты. Учитывая специфику проявления прогнозируемого уранового, золото-серебряного и вольфрамового оруде-

ТАБЛИЦА 10

Перспективные типы и разновидности эпигенетического Au—Ag-, W- и U-оруденения в углеродистых формациях складчатых областей

Минеральный тип оруденения	Разновидность оруденения	Рудные и типоморфные сопутствующие минералы	Полезные компоненты руд (элементы-примеси)	Рудоносные и рудовмещающие породы	Форма рудных тел, закономерности локализации оруденения	Генезис оруденения
Золото-серебряное золоторудной «черносланцевой» формации	Кварц-золоторудное	Золото самородное, калаверит (?) в жильном кварце в ассоциации с пиритом, арсенопиритом, шеелитом, халькопиритом, сфалеритом, висмутином, миаргиритом, полевыми шпатами, турмалином	Au, иногда Ag, W (Fe, As, Te, Hg, Se, Zn, Cu, Pb)	Умеренно метаморфизованные углеродистые сланцы, черные (углеродсодержащие) песчаники, алевролиты, серицит-хлоритовые сланцы с секущими кварцевыми, кварц-полевошпатовыми жилами и прожилками, послойными линзовидными выделениями кварца	Кварцевые жилы и штокверки с прожилково-вкрапленным, обычно диспергированным оруденением. Районы распространения золотоносных углеродистых сланцев в областях проявления регионально-плутонического метаморфизма с малоэродированными купольными, линейно-купольными и линейными зональными метаморфическими структурами. Оруденение локализуется во внешних зонах и по периферии зональных метаморфогенных структур на участках повышенной трещиноватости	Метаморфогенное гидротермально-метасоматическое
	Сульфидно-золоторудное	Au-содержащий мышьяковистый пирит, золото самородное в ассоциации с арсенопиритом, леллингитом, сфалеритом, халькопиритом, галенитом, блеклой рудой, жильным кварцем, хлоритом, Mn-содержащими карбонатами	Au, иногда Ag (Fe, As, Sb, Cu, Ti, Mn, Ni, Co)	Умеренно метаморфизованные сульфидоносные углеродистые сланцы, черные (углеродсодержащие) песчаники, алевролиты и серицит-хлоритовые сланцы	Жилы, прожилки, гнезда, зоны прожилково-вкрапленных руд на участках сильнотрещиноватых пород, интенсивного проявления кливажных трещин. Районы распространения золотоносных углеродистых сланцев в областях проявления регионально-плутонического метаморфизма. Оруденение отмечается по периферии зональных метаморфогенных структур, обычно в узлах пересечения разноориентированных линейных зон повышенной трещиноватости	То же
	Сульфидно-серебряно-рудное	Пираргирит, прустит, золото самородное, гессит (?) в ассоциации с пиритом, марказитом, антимонитом, арсенопиритом, пирротином, халькопиритом, сфалеритом, блеклой рудой, галенитом, джемсонитом, буланжеритом, кубанитом, борнитом, Mn-содержащим доломитом, анкеритом, кварцем. В зоне окисления кераргирит, акантит, медная зелень, гидроокислы Fe и Mn	Ag, иногда Au (Sb, As, Fe, Cu, Pb, Zn, Bi, Hg, Se)	Умеренно метаморфизованные черные (углеродсодержащие) сульфидоносные песчаники, алевролиты и серицит-хлоритовые и золото-серебряноносные углеродистые сланцы. Рудовмещающие отложения местами окварцованы, карбонатизированы, редко с неравномерным пятнистым распределением кварц-серицит-альбитовых метасоматитов	Зоны прожилково-вкрапленного оруденения, жилы, рудные гнезда в сильнотрещиноватых, интенсивно кливажированных пачках частого переслаивания. Районы развития металлоносных углеродистых сланцев в областях проявления регионально-плутонического метаморфизма. Оруденение встречается по периферии и на некотором удалении от зональных метаморфогенных структур в межпластовых и секущих зонах дробления	»

ПРОДОЛЖЕНИЕ ТАБЛ. 10

Минеральный тип оруденения	Разновидность оруденения	Рудные и типоморфные сопутствующие минералы	Полезные компоненты руд (элементы-примеси)	Рудоносные и рудовмещающие породы	Форма рудных тел, закономерности локализации оруденения	Генезис оруденения
Вольфрамовое	Шеелитовое	Шеелит, молибденит, молибдошеелит, редко касситерит в ассоциации с жильным кварцем, пиритом, пирротином, арсенопиритом, повеллитом, флюоритом, альбитом, калиевым полевым шпатом, биотитом, моноклинным пироксеном, роговой обманкой	W, Mo, иногда Bi (Ti, Sn, Cu, Ag, F)	Контактово-измененные углеродистые сланцы, черные (углеродсодержащие) песчаники и алевролиты, вулканиты основного состава	Кварцевые жилы, рудные гнезда, штокверки с прожилково-вкрапленным оруденением. Районы распространения металлоносных углеродистых сланцев в областях развития активизационных гранитоидных формаций. Оруденение локализовано в экзоконтактовых ореолах гранитоидов. Наиболее благоприятными являются зоны пологих эруптивных контактов с многочисленными дайками и жилами кислого и среднего состава, зоны чешуйчатых многошовных надвигов	Контактово-метасоматическое, гидротермальное
Настурановое	Настуран-браннеритовое	Настуран (уранинит), браннерит, иногда давидит в ассоциации с альбитом, моноклинным пироксеном, щелочными амфиболами, биотитом, апатитом	U (Ti, Mo, Cu, Zn, Pb)	Брекчированные углеродисто-кремнистые породы и филлитовидные углеродистые сланцы; графитсодержащие роговики и узловатые биотитовые сланцы	Неравномерно минерализованные линейные зоны дробления. Районы распространения углеродистых формаций преимущественно с кремнисто-сланцевым типом разреза. Экзоконтактовые зоны активизационных гранитоидных интрузий. Оруденение локализуется в шарнирных частях складок и в зонах брекчирования вдоль поперечных сбросов и сбросо-сдвигов с крутонаклоненными плоскостями смещения	Гидротермальное высокотемпературное
	Сульфидно-настурановое	Настуран, молибденит в ассоциации с пиритом, халькопиритом, герсдорфитом, блеклой рудой, сфалеритом, арсенопиритом, жильным кварцем, радиально-лучистыми тремолитом, цельзианом, элатеритом, голдманитом	U, Mo (Ni, Cu, Zn, Ag, V, As, Ba)	Гидротермально измененные углеродисто-кремнистые породы, сульфидизированные и неравномерно слюдизированные филлитовидные углеродистые сланцы и тремолитизированные известняки с секущими кварцевыми и кварц-полевошпатовыми прожилками	Форма и особенности залегания рудных тел изучены недостаточно. Районы распространения углеродистых формаций с кремнисто-сланцевым и карбонатно-кремнисто-сланцевым типом разреза в областях развития активизационных гранитоидных формаций. Оруденение отмечается на удалении 1—2 км от интрузивных массивов	Гидротермальное среднетемпературное
	Коффинит-настурановое	Настуран, коффинит в ассоциации с пиритом, марказитом, бравоитом, хлоантитом, халькопиритом, сфалеритом, галенитом	U (Ni, Cu, Mo, Zn, TR)	Прожилковое в брекчированных углеродисто-кремнистых породах; вкрапленное часто с мономинеральными выделениями настурана, окруженного «двориками осветления», в трещиноватых и сильнопористых хлорит-серицитовых сланцах, диабазах, доломитизированных известняках	Пластообразные, иногда седловидные залежи, реже штокверковидные рудные тела в зонах дробления и повышенной проницаемости в сводовых частях складок, в соскладчатых межпластовых надвигах и секущих постскладчатых сбросах. Оруденение встречается в сложных структурных узлах с многократным повторением рудоносных горизонтов в результате проявления соскладчатых межпластовых надвигов и секущих разрывных нарушений, под платформенным чехлом в зонах структурного несогласия	Условия образования окончательно не установлены [10]: а) осадочно-метаморфогенное; б) гидротермальное низкотемпературное; в) инфильтрационное в древней коре выветривания

ПРОДОЛЖЕНИЕ ТАБЛ. 10

Минеральный тип оруденения	Разновидность оруденения	Рудные и типоморфные сопутствующие минералы	Полезные компоненты руд (элементы-примеси)	Рудоносные и рудовмещающие породы	Форма рудных тел, закономерности локализации оруденения	Генезис оруденения
Настурановое	Настурановое	Настуран, регенерированная урановая чернь, коффинит в ассоциации с пиритом, марказитом, кальцитом	U (Zn, Cd, Ni, Mo, Cu, Ag, As)	Черные пятнисто-осветленные (выветренные) углеродисто-кремнистые породы и углеродистые алевролиты с концентрически-зональными кальцит-пирит-настурановыми конкрециями, секущими прожилками и мономинеральными желвачками настурана, окруженного ореолами осветления с характерной пепельно-серой окраской. В ореолах осветления породы глинизированы (бейделлит, каолинит) и содержат мелкую вкрапленность марказита	Линзовидные пластовые залежи и гнезда прожилково-вкрапленных и конкреционных руд. Оруденение встречается в районах распространения углеродистых формаций, расположенных в обрамлении орогенных поднятий, на путях движения подземных трещинных вод зоны затрудненного водообмена и бактериального сероводородного заражения. Рудовмещающие углеродистые сланцы перекрыты отложениями платформенного чехла. Оруденение развито на участках с погребенной каолинитовой корой выветривания и локализуется по периферии и внутри останцов черных сульфидсодержащих углеродистых сланцев, в зонах повышенной проницаемости в шарнирных частях складок и в зонах дробления вдоль чешуйчатых надвигов, редко секущих сбросов	Инфильтрационное
Уранослюдковое	Уранованадатовое с фосфатами уранила	Карнотит, таллиевый карнотит, тюямунит, отенит, торбернит, сабугалит, салеит, нингьоит (редко и в небольшом количестве парагенный настуран в срастании с твердыми битумами) в ассоциации с корвуситом, гидроокислами четырехвалентного ванадия, ванадатами кальция и меди, фосфатами железа, меди, ванадия, свинца, цинка, иодаргиритом, азуритом, малахитом, гётитом	U, V (Mo, Ni, Cu, Tl, Ag, Zn, P, As, Ba)	Трещиноватые, пятнисто-осветленные (выветренные) и в разной мере глинизированные (каолинит, галлуазит, гидрослюда, монтмориллонит) углеродисто-кремнистые породы, филлитовидные углеродистые сланцы и вулканиты основного состава, нацело глинизированные дайки кислых пород	Неравномерно минерализованные зоны повышенной трещиноватости, пористости и кавернозности, гнезда и линзовидные залежи. Районы распространения углеродистых формаций с кремнисто-сланцевым типом разреза, расположенные внутри и в обрамлении орогенных поднятий, на путях движения подземных трещинных вод зоны свободного водообмена. Оруденение локализуется в зонах повышенной проницаемости: в пачках частого переслаивания хрупких углеродисто-кремнистых пород и пластичных, обычно глинизированных филлитовидных сланцев в грабенообразных структурах с фрагментами шарнирных частей складок, в зонах многошовных чешуйчатых надвигов, в межпластовых и секущих зонах дробления	Условия образования окончательно не установлены: а) инфильтрационное, связанное с деятельностью подземных трещинных вод в эпохи орогенной активизации; б) гидротермальное низкотемпературное, связанное с восходящими термальными растворами эпохи орогенной активизации; в) месторождения «полигенные» (осадочно-метаморфогенное и гидротермальное оруденение, переработанное в корах выветривания)

ПРОДОЛЖЕНИЕ ТАБЛ. 10

Минеральный тип оруденения	Разновидность оруденения	Рудные и типоморфные сопутствующие минералы	Полезные компоненты руд (элементы-примеси)
Уранослюдковое	Уранованадатовое	Тюямунит, сенжьерит в ассоциации с фольбортитом, азуритом, малахитом, гидроокисями четырехвалентного ванадия, баритом, кальцитом, глинистыми минералами	U, V (Cu, Zn, Ni, Ba)

нения, дополнительно к общим требованиям на картах и в объяснительной записке необходимо:

1) на специализированной геологической карте показать поля развития металлоносных углеродистых сланцев с выделенными пачками разного литологического состава (песчано-сланцевые, сланцевые, кремнистые, карбонатно-кремнистые, вулканогенно-кремнистые и т. д.). Особое внимание следует уделить пачкам частого переслаивания, которые сложены хрупкими и поэтому сильно трещиноватыми породами и пластичными филлитовидными сланцами, а также сульфидоносным отложениям, горизонтам и пластовым залежам углеродистых и углеродисто-фосфатных пород;

2) в полях развития металлоносных углеродистых сланцев и тесно ассоциирующих с ними песчано-алевролито-сланцевых толщ с достаточной подробностью охарактеризовать особенности складчатых и разрывных структур: тип и форму складок, положение осевых плоскостей, углы наклона крыльев, места замыкания складок и сочленения продольных и наложенных поперечных пликативных структур; разломы длительного развития и глубинного заложения, сбросы, сбросо-сдвиги и взбросы (желательно, с разделением на постскладчатые и генетически связанные со складчатыми дислокациями), межпластовые зоны дробления и надвиговые нарушения, особенно чешуйчатые и многошовные;

3) для районов развития платформенных отложений на тектонической карте показать изогипсы поверхности складчатого фундамента. По геофизическим данным и результатам бурения наметить контуры участков, сложенных углеродистыми сланцами и перекрытых платформенным чехлом мощностью не более 200 м. Дополнительно к тектонической карте по данным дешифрирования аэрофотоснимков составить схему морфоструктур и разрывных нарушений;

4) при наличии признаков проявления регионально-плутонического метаморфизма на специализированной геологической карте показать контуры и элементы внутреннего строения зональных метаморфогенных структур;

Рудоносные и рудовмещающие породы	Форма рудных тел, закономерности локализации оруденения	Генезис оруденения
Глинистое заполнение и концентрически-зональные кальцитовые и кальцит-баритовые корки на стенках полостей и каналов выщелачивания в закарстованных известняках углеродистых формаций	Гнездовидные и столбообразные залежи в карстовых полостях. Оруденение отмечается в районах распространения углеродистых формаций с кремнисто-сланцево-карбонатным типом разреза, на участках с реликатами кор выветривания, в зонах закарстованных известняков, расположенных в обрамлении орогенных поднятий	Инфильтрационное

5) на радиогеохимическую карту вынести данные, намечающие расположение зон выщелачивания урана: ореолы избыточной концентрации ^{206}Pb, ^{207}Pb и значения торий-уранового отношения. Полиэлементная геохимическая карта должна отражать особенности распределения в углеродистых сланцах и пространственно ассоциирующих с ними отложениях терригенных и вулканогенно-терригенных формаций V, Mo, Re, Ni, Cu, Pb, Zn, Cd, Sn, W, Au, Ag, Sb и As. На радиогеохимической и полиэлементной геохимической картах условные знаки рудопроявлений должны содержать информацию о типах и разновидностях оруденения и радиологические данные о возрасте рудной минерализации;

6) при составлении карт кор выветривания основное внимание уделить зональному строению коры.

Решение второй задачи может быть выполнено путем проведения целенаправленных мелкомасштабных преимущественно маршрутных прогнозно-тематических исследований и анализа данных об особенностях строения и геологического развития изучаемых районов с учетом изложенных выше представлений о первичной металлоносности углеродистых сланцев, геологических предпосылках и закономерностях проявления и локализации в них перспективных разновидностей осадочного и главным образом эпигенетического оруденения.

Наиболее сложным в методологическом отношении представляется решение третьей задачи. Несомненно, что необходимой и важной частью работ в этом направлении является анализ пространственных связей в размещении углеродистых формаций и месторождений, геохимические спектры которых по набору микроэлементов близки к спектрам металлоносных черных сланцев. Однако пространственные связи следует анализировать во времени, т. е. в истории геологического развития региона и на основе палеореконструкций. Кроме того, желательно доказать поступление рудных элементов именно из углеродистых формаций.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выполненный в работе анализ основных групп осадочных формаций и связей с ними осадочного, экзогенно-эпигенетического и в ряде случаев эндогенного оруденения позволяет провести систематизацию и уточнение критериев и методов прогноза для различных видов рудоносных формаций применительно к этапам и стадиям геологосъемочных, прогнозных и поисковых работ.

В настоящее время на территории Советского Союза закончена государственная среднемасштабная геологическая съемка, имеются мелкомасштабные металлогенические, формационные, палеогеографические и другие карты всей площади СССР, сводные среднемасштабные карты по главным горнопромышленным регионам, а также многочисленные обобщающие и частные исследования по отраслевой металлогении и формационному анализу [Геология и разведка недр, 1983, № 10]. С учетом этого материала приведенные в работе данные о закономерностях пространно-временно́й приуроченности групп и отдельных типов формаций, а также о критериях оценки их рудоносности позволяют проводить комплексное прогнозирование экзогенных полезных ископаемых для целых регионов и структурно-формационных зон.

На этапе государственной крупномасштабной геологической съемки, которая в последние годы во все возрастающем объеме ставится не только в освоенных горнопромышленных районах, но и на площадях целых регионов, могут быть установлены практически все выделенные типы осадочных формаций, выявлены основные особенности их латеральных и вертикальных рядов [Методическое руководство по геологической съемке масштаба 1 : 50 000. Т. 1, 2, 1978 г.]. Во многих случаях, пользуясь существующими сведениями о рудопроявлениях и месторождениях, удается установить наличие рудоносных формаций. Тем не менее для оценки этих формаций необходимы дополнительные исследования. Первоочередной задачей, от решения которой существенно зависит направление дальнейших работ, роль и последовательность применяемых методик, является выяснение типа рудоносной формации. Разграничение продуктивных, рудоконтролирующих и рудовмещающих формаций, довольно очевидное для большинства экзогенных месторождений, вызывает затруднения в случае страти-

формных полиметаллических, медных и некоторых марганцевых месторождений в карбонатных и терригенных формациях.

Для продуктивных формаций ведущими методами оценки являются стратиграфические, в том числе циклостратиграфические, литолого-фациальные, палеогеографические и палеотектонические.

Для рудоконтролирующих формаций кроме палеореконструкций важное значение имеют структурно-тектонические методы и выявление стадийности и зональности эпигенетических преобразований.

Для рудовмещающих формаций главное внимание уделяется выявлению физико-химических и механических особенностей пород и распределению их по разрезам.

При изучении материнских формаций основой является геохимическая корреляция особенностей состава этих формаций и залежей полезных ископаемых в рудовмещающих породах.

Конкретные задачи, решаемые перечисленными методами, существенно различны для разных структурно-вещественных классов формаций и типов связанных с ними месторождений.

В группе терригенных сероцветных формаций гумидных областей преобладающее значение имеют продуктивные рудоносные формации. В целом рассмотренный в работе подход к выяснению закономерностей размещения осадочных и осадочно-диагенетических месторождений на основе структурно-вещественной систематизации геологических формаций полно суммирует частные факторы локализации оруденения. Этим, однако, не исключается необходимость дальнейшего развития и углубления методов генетического анализа формаций и их рядов. Проведенная детализация установленных Н. М. Страховым климатических типов литогенеза — выделение конкретных признаков семиаридного и семигумидного литогенеза — позволяет более обоснованно прогнозировать распределение многих марганцевых, железорудных и полиметаллических месторождений. Генетический и морфологический анализ обширной, сложной и пестрой по вещественному составу группы сероцветных гумидных формаций позволяет полнее прогнозировать локализацию определенных типов месторождений углей, горючих сланцев, сапропелей, железа и марганца, каолинов и россыпей тяжелых минералов. Предложенная схема фациально-палеогеоморфологической зональности гумидных формаций и связанных с ними полезных ископаемых существенно детализирует аналогичную разработку, проведенную в свое время Д. Г. Сапожниковым. Выявление принадлежности конкретных формаций к какому-либо из зональных типов, выделенных на этой схеме, может служить достаточным обоснованием для прогноза возможной промышленной значимости перечисленных выше полезных ископаемых. Локальные критерии устанавливаются при изучении элементарных типоморфных парагенезисов пород и соответствующих фациальных реконструкций и могут быть получены лишь при послойном изучении и корреляции разрезов, составлении детальных профилей и карт. Особое внимание при изучении гумидных формаций должно

уделяться выявлению интервалов стратиграфической конденсации, фаз перерывов, замедленного приноса обломочного материала и прослеживанию их латеральных изменений.

Группа красно- и пестроцветных терригенных формаций аридных областей включает в основном рудоконтролирующие и лишь частично продуктивные рудоносные формации, что влечет за собой и специфический подход к оценке этих образований на наиболее важное в промышленном отношении медное оруденение. При региональном прогнозировании помимо структурно-вещественного типа формаций ведущее значение имеет геотектонический фактор — приуроченность крупных месторождений к эпигеосинклинальным орогенным областям и предгорным прогибам, а продуктивных формаций типа «мансфельдских сланцев» — к краевым частям платформ. Локальная оценка ведется по данным детальных стратиграфических и литолого-фациальных исследований и изучения стадийности пространственного распределения эпигенетических преобразований.

Для групп кремнистых формаций характерны продуктивные рудоносные формации, содержащие декоративные и технические камни, новакулиты, опоки, диатомиты, фосфориты, джеспилиты, руды марганца, редких и рассеянных элементов. Для последних трех богатые промышленные руды образуются в ряде случаев как результат наложенных процессов. В соответствии с этим при региональном прогнозировании ведущими факторами являются структурно-вещественный тип формации, геотектоническая и стратиграфическая их приуроченность. Локальные критерии связаны с анализом деталей состава формаций и анализом стадий развития и масштабов гипергенных процессов — формированием кор выветривания и др.

Группе карбонатных формаций свойственно наибольшее разнообразие видов рудоносных формаций. С продуктивными формациями связаны крупные месторождения фосфоритов, железа, марганца, горючих сланцев; с рудоконтролирующими — полиметаллических руд, в отдельных случаях марганца и железа; с рудовмещающими — скарновые, грейзеновые и нефтяные месторождения. В качестве нефтематеринских формаций могут рассматриваться формации доманикового типа. При региональном прогнозировании, впрочем как и при более детальном, весьма большое значение имеет структурно-вещественный тип формации. Из 22 выделенных в работе типов наиболее существенны в промышленном отношении шесть: кремнисто-карбонатный, известняково-доломитовый, рифовый, рифоидный, известняковый, доломитовый. Для продуктивных формаций ведущую роль, кроме того, играют палеотектонические и литолого-фациальные факторы: приуроченность, например, фосфоритов к склонам палеоподнятий, к зонам сокращенных мощностей отложений и т. д., а также стратиграфическая принадлежность к региональной рудоносной эпохе. Для рудоконтролирующих — литолого-фациальный анализ: выявление органогенных построек, зон обогащения углеродистым материалом, определение

стадийности и масштабов эпигенетических преобразований (в первую очередь доломитизации, проявления гипергенных процессов и др.).

Галогенные формации включают два четко очерченных промышленных вида рудоносных формаций: продуктивные с месторождениями калийной и каменной солей и рудоконтролирующие с месторождениями самородной серы, флюорита, целестина. Для первых главное значение имеет степень завершенности цикла галогенеза и наличие интенсивно компенсированного прогибания бассейна седиментации. Для вторых — приуроченность к чистым, не содержащим терригенных пород сульфатно-карбонатным формациям, определенный тип геоморфологической обстановки и интенсивность проявления гипергенных процессов.

Углеродистые, «черносланцевые», формации, входящие по структурно-вещественным характеристикам в различные вышеотмеченные группы формаций, объединяются общей металлогенической специализацией: обогащением ураном, золотом, серебром, ванадием, сульфидами меди, свинца, цинка и ряда редких и рассеянных элементов. Они включают главным образом непромышленные в настоящее время продуктивные формации и весьма важные в промышленном отношении рудоконтролирующие, в ряде случаев являются материнскими для нефтяных и рудных месторождений. Продуктивные формации складчатых областей более перспективны, чем платформенных. Локальные критерии прогнозирования связаны с особенностями пликативных структур формаций и другими условиями залегания, степенью метаморфизма, фосфатоносности, карбонатности и др. Рудоконтролирующие «черносланцевые» формации при региональном прогнозировании оцениваются по масштабам и структурной характеристике эпигенетических процессов в зонах активизации платформ, интенсивности современного и древнего корообразования, проявления постмагматической гидротермальной деятельности в складчатых орогенных областях.

Намеченные в работе связи структурно-вещественных типов осадочных формаций с рудоносностью и способы оценки последней, безусловно, нуждаются еще в дальнейшей детализации из-за недостаточной изученности ряда формаций, не выявленной еще их специфики в различных геотектонических зонах, не выясненных закономерностей строения и распределения пространственно-временны́х рядов формаций. В то же время авторы надеются, что приведенная систематизация окажется полезной как при региональном, так и при локальном прогнозировании рудоносности осадочных формаций на территории СССР.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Альтгаузен М. Н.* Причины возникновения эпохи накопления редких металлов и фосфора в морских осадках нижнего палеозоя. М., Госгеолтехиздат, 1956. 16 с.

2. *Анатольева А. И.* Домезозойские красноцветные формации. Новосибирск, Наука, 1972. 348 с.

3. *Атлас* литолого-палеогеографических карт СССР. Т. 3/Ред. В. Н. Верещагин, А. Б. Ронов. М., ГУГК, 1968. 71 л.

4. *Беленицкая Г. А.* Некоторые закономерности проявления гипергенных преобразований сульфатных пород и их роль в формировании серных залежей Гаурдак-Кугитангского района. — Тр. геол. ин-та, 1971, вып. 31, с. 197—202.

5. *Бердичевская М. Е., Коперина В. В.* Осадочные месторождения меди и их типизация. — В кн.: Экзогенные полезные ископаемые. М., 1976, с. 141—170.

6. *Броневой В. А.* К вопросу об условиях образования железных руд Северного Приаралья. — Литол. и полезн. ископ., 1969, № 2, с. 101—113.

7. *Варенцов И. М., Рахманов В. П.* Месторождения марганца. — В кн.: Рудные месторождения СССР. Т. 1. М., 1978, с. 112—171.

8. *Вулканогенные* железисто-кремнистые формации Карелии. Литология, геохимия, корреляция, палеотектоника/В. М. Чернов, К. А. Инина, В. Я. Горьковец, М. Б. Раевская. Петрозаводск, Карелия, 1970. 285 с.

9. *Генетические* типы осадочных рудоносных и угленосных формаций/Отв. ред. В. К. Чайковский. М., Наука, 1974. 275 с.

10. *Геологические* особенности и ураноносность формаций черных сланцев/Р. В. Гецева, А. А. Дерягин, Н. А. Созинов, С. А. Сидоренко. М., Наука, 1981. 120 с.

11. *Геология* месторождений угля и горючих сланцев СССР. Т. II. Горючие сланцы СССР/Ред. В. А. Котлуков. М., Недра, 1968. 606 с.

12. *Еганов Э. А., Советов Ю. К.* Каратау — модель региона фосфоритонакопления. Новосибирск, Наука, 1979. 190 с.

13. *Иванов Г. А.* Угленосные формации. Л., Наука, 1967. 407 с.

14. Ипатов М. М., Игнатьева Л. А. Медистые песчаники Минусинского межгорного прогиба. — В кн.: Металлогения девона и нижнего карбона межгорных впадин Алтае-Саянской складчатой области. М., 1965, с. 74—93.

15. *Казанский Ю. П.* Седиментология. Новосибирск, Наука, 1976. 271 с.

16. *Карта* геологических формаций Восточного Казахстана. Объяснительная записка. М., Недра, 1971. 52 с.

17. *Карта* геологических формаций чехла Сибирской платформы м-ба 1 : 1 500 000. Объяснительная записка/Ред. Н. С. Малич. Л., 1977. 108 с.

18. *Карта* осадочных и вулканогенных формаций территории СССР./Гл. ред. Э. Н. Янов. М., ГУГК, 1979. 16 л.

19. *Керченский* железорудный бассейн/Гл. ред. Н. М. Страхов. М., Недра, 1967. 576 с.

20. *Конкреции* и конкреционный анализ/Отв. ред. П. В. Зарицкий. М., Наука, 1977. 245 с.

21. *Кореневский С. М.* Ископаемые минеральные соли. — В кн.: Критерии прогнозной оценки территорий на твердые полезные ископаемые. Л., 1978, с. 572—584.

22. *Критерии* прогнозной оценки территорий на твердые полезные ископаемые/Под ред. Д. В. Рундквиста. Л., Недра, 1978. 607 с.
23. *Литвиненко А. У.* Оолитовые железные руды СССР.— В кн.: Состояние и задачи советской литологии. М., 1970, с. 18—24.
24. *Литология* среднепалеозойского вулканогенно-осадочного комплекса впадин востока Саяно-Алтайской складчатой области/Г. Н. Бровков, Г. С. Бутарская, А. Е. Могилев, И. Д. Забияка. М., Наука, 1967. 220 с.
25. *Марганцевые* месторождения СССР/Отв. ред. Д. Г. Сапожников. М., Наука, 1967. 459 с.
26. *Медистые* песчаники Северного Джезказгана/А. А. Арустамов, Ш. Е. Есенов, Г. Б. Паршин, В. И. Штифанов. Алма-Ата, Наука, 1969. 139 с.
27. *Месторождения* серы/Я. К. Писарчик, Г. А. Беленицкая, М. А. Минаева и др.— В кн.: Прогнозирование месторождений полезных ископаемых при региональных геологических исследованиях. Л., 1973, с. 179—185.
28. *Минералогия* железорудной формации Керченского бассейна/Ю. Ю. Юрк, Е. Ф. Штоков, Ю. С. Лебедев и др. Симферополь, Крымиздат, 1960. 450 с.
29. *Нечаев С. В.* Черносланцевые формации Европы и связанное с ними оруденение.— Геол. журнал, 1982, т. 42, № 6, с. 65—75.
30. *Нечаев Ю. А.* Литологический контроль медного оруденения в верхнепермских породах Пермского Приуралья и Камско-Вятского района.— Сов. геология, 1964, № 10, с. 132—136.
31. *О классификации* медистых песчаников и сланцев/Л. Ф. Наркелюн, Ю. П. Безродных, В. С. Салихов, А. И. Трубачев.— Геология рудн. м-ний, 1973, № 4, с. 88—95.
32. *Основы* научного прогноза месторождений твердых полезных ископаемых. Вып. 5. Медные и свинцово-цинковые стратифицированные месторождения/Ред. Ю. В. Богданов, Э. И. Кутырев. М., СЭВ, 1971. 184 с.
33. *Перельман А. И.* Геохимия ландшафта. М., Высшая школа, 1966. 392 с.
34. *Перспективная* оценка минеральных ресурсов территории СССР. Самородная сера. Объяснительная записка к карте м-ба 1 : 7 500 000. Л., Аэрогеология, 1979. 24 с.
35. *Писарчик Я. К.* Литология и фации кембрийских отложений Иркутского амфитеатра в связи с их нефтегазоносностью и соленосностью. Л., Гостоптехиздат, 1963. 346 с.
36. *Писарчик Я. К.* Значение и методика совместной интерпретации литологических и гидрохимических показателей гипергенных преобразований в галогенно-карбонатных толщах при прогнозировании экзогенных месторождений.— В кн.: Основы научного прогноза месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. Л., 1971, с. 127—128.
37. *Писарчик Я. К., Минаева М. А., Русецкая Г. А.* Палеогеография Сибирской платформы в кембрии (с приложением атласа литолого-палеогеографических карт). Л., Недра, 1975. 278 с.
38. *Плаксенко Н. А.* Главнейшие закономерности железорудного осадконакопления в докембрии (на примере Курской магнитной аномалии). Воронеж, Изд-во Воронеж. ун-та, 1966. 264 с.
39. *Плуман И. И.* Урановоносность черных аргиллитов волжского яруса Западно-Сибирской плиты как критерий геохимических условий осадконакопления.— Геохимия, 1971, № 9, с. 1138—1143.
40. *Попов В. В.* Геологические условия экзогенно-гидротермального рудообразования. М., Недра, 1980. 246 с.
41. *Проблемы* осадочного рудообразования/Ред. В. К. Чайковский. М., Наука, 1978. 147 с.
42. *Рудные* месторождения СССР. Т. 1/Ред. В. И. Смирнов. М., Недра, 1978. 352 с.
43. *Рудоносность* и геологические формации структур земной коры/Ред. Д. В. Рундквист. Л., Недра, 1981. 423 с.
44. *Рухин Л. Б.* Основы литологии. Л., Наука, 1969. 703 с.
45. *Сапожников Д. Г.* Основы прогноза осадочных рудных месторождений. М., Недра, 1972. 208 с.
46. *Синицын В. М.* Древние климаты Евразии. Л., Изд-во Ленингр. ун-та, ч. 1, 1965. 167 с.; ч. 2, 1966. 165 с.; ч. 3, 1970. 134 с.

47. *Снайдер Ф. Г., Гердеман П. Э.* Геология свинцовых месторождений юго-восточной части штата Миссури. — В кн.: Рудные месторождения США. Т. 1. М., 1972, с. 42—79.

48. *Соколов А. С.* О некоторых закономерностях геологического строения и размещения осадочных месторождений самородной серы. — Докл. АН СССР, 1953, т. 89, № 4, с. 715—718.

49. *Сочава А. В.* Красноцветные формации докембрия и фанерозоя. Л., Наука, 1979. 207 с.

50. *Стратифицированные* месторождения меди СССР/Ю. В. Богданов, Е. З. Бурьянова, Э. И. Кутырев и др. Л., Недра, 1973. 312 с.

51. *Стратиформные* свинцово-цинковые месторождения в отложениях венда Юго-Восточной Якутии/В. Г. Пономарев, Ю. В. Давыдов, А. А. Тычинский и др. Новосибирск, Наука, 1979. 205 с.

52. *Страхов Н. М.* Основы теории литогенеза. М., Изд-во АН СССР, т. I, 1960. 211 с.; т. II, 1960. 573 с.; т. III, 1962. 549 с.

53. *Термобарогеохимия* стратифицированных свинцово-цинковых месторождений/В. А. Алексеенко, В. И. Седлецкий, А. Д. Хованский, С. Ф. Клевцов. Ростов н/Д., Изд-во Ростов. ун-та, 1978. 335 с.

54. *Типы* рудоносных фаций/Отв. ред. В. К. Чайковский. М., Наука, 1978. 222 с.

55. *Типы* торфонакопления, их пространственная и временная локализация в угленосных формациях/А. В. Македонов, И. Э. Вальц, О. М. Головенок и др. — В кн.: Угленосные формации и их генезис. М., 1973, с. 42—52.

56. *Тюремнов С. Н.* Торфяные месторождения. М., Недра, 1976. 487 с.

57. *Феоктистов В. П., Кочин Г. Г.* О некоторых особенностях локализации стратифицированных месторождений меди. — Геол. рудн. м-ний, 1970, № 6, с. 80—91.

58. *Хаин В. Е.* Общая геотектоника. М., Недра, 1973. 509 с.

59. *Хейнрих Э. У.* Минералогия и геология радиоактивного минерального сырья. М., ИЛ, 1962. 605 с.

60. *Хэллем А.* Юрский период. Л., Недра, 1978. 271 с.

61. *Цейслер В. М.* Введение в тектонический анализ осадочных геологических формаций. М., Наука, 1977. 152 с.

62. *Шатский Н. С.* Осадочные формации. — В кн.: Избранные труды. Т. 3. М., 1965, с. 175—184.

63. *Шванов В. Н.* Песчаные породы и методы их изучения. Л., Недра, 1969. 247 с.

64. *Яницкий А. Л.* Олигоценовые железные руды Северного Тургая и их генезис. М., Недра, 1960. 220 с.

65. *Янов Э. Н., Алексеева Л. Э.* Девонские формации Саяно-Алтайской складчатой области. — Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., 1966, т. 128, с. 90—99.

66. *Янов Э. Н., Логинов Ю. М.* О литологии осадочных формаций палеозоя и триаса Передового хребта Кавказа. — Литол. и полезн. ископ., 1971, № 5, с. 78—96.

67. *Bogacz K., Dzulynski S., Haraczyk Cr.* Ore-filled hydrotermal karst features in the Triassic rocks of the Cracow-Silesian region. — Acta Geol. paleont., 1970, v. 20, № 2, p. 247—267.

68. *Borchert H.* Genesis of marine sedimentary iron ores. — Bul. of the Inst. of mining and metallurgy, 1960, N 6407, p. 261—279.

69. *Feely H. W., Kulp. I. L.* Origin of Gulf-Coast salt-dome sulphur deposits. — Bul. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1957, v. 41, № 8, p. 156—180.

70. *Hoagland A. D.* Appalachian zinc-lead deposits. — Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits, v. 6. Amsterdam — Oxford — New York, 1976, p. 495—534.

71. *Talbot M. R.* Ironstones in the Upper Oxfordian of Southern England. — Sedimentology, 1974, v. 21, № 3, p. 433—450.

ОГЛАВЛЕНИЕ

От редактора серии 3

Предисловие (*Н. Н. Предтеченский*) 6

I. Общие принципы оценки рудоносности осадочных формаций (*Н. Н. Предтеченский, А. В. Македонов*) 8

II. Сероцветные терригенные формации гумидных областей . . . 17

Типы сероцветных терригенных формаций и условия их образования (*А. В. Македонов* при участии *А. Д. Петровского*) . . . —

Факторы локализации и критерии оценки рудоносности терригенных формаций на железные и марганцевые руды, горючие и другие полезные ископаемые 23

Общие закономерности образования и размещения полезных ископаемых (*А. В. Македонов*) . . . . . —

Закономерности локализации железных руд в осадочных формациях фанерозоя (*А. Д. Петровский*) 29

Закономерности локализации марганцевых руд в осадочных формациях фанерозоя (*А. Д. Петровский*) 38

Формации, содержащие горючие ископаемые, и закономерности их размещения 47

Торфоносные формации (*О. М. Головенок*) 48

Сапропеленосные формации (*А. В. Македонов, Ю. А. Кривулина*) 53

Угленосные формации (*А. Б. Гуревич* при участии *А. В. Македонова*) 54

Горючие сланцы (*Г. В. Явхута* при участии *А. В. Македонова*) 60

Факторы и критерии рудоносности терригенных гумидных формаций (*А. Д. Петровский, А. В. Македонов*) . . . 61

Методы исследования и оценки рудоносности терригенных гумидных формаций (*А. Д. Петровский* при участии *А. В. Македонова*) . . . 66

III. Красноцветные (пестроцветные) формации аридных областей (*Э. Н. Янов, Л. Э. Алексеева*) 68

Типы красноцветных (пестроцветных) формаций . . . . . —

Условия образования красноцветных и пестроцветных формаций 79

Рудоносность красноцветных и пестроцветных формаций, критерии оценки и факторы локализации оруденения 81

Методы оценки рудоносности красноцветных и пестроцветных формаций 106

IV. Кремнистые формации (*Э. Н. Янов*) 111

Типы кремнистых формаций . . . . . —

Условия образования кремнистых формаций 113

Рудоносность кремнистых формаций, критерии оценки и факторы локализации оруденения 115

V. Карбонатные формации 120
Закономерности размещения и типы формаций (*А. Я. Бергер, Н. Н. Предтеченский*) . . . . . —
Группа собственно карбонатных формаций 125
Группа кремнисто-карбонатных формаций 141
Группа терригенно-карбонатных формаций 145
Группа вулканогенно-карбонатных формаций (при участии *В. Е. Попова*) 150
Факторы локализации оруденения и критерии оценки карбонатных формаций на полиметаллические руды, фосфориты и эндогенные полезные ископаемые 155
Карбонатные формации с полиметаллическим оруденением (*А. К. Иогансон, М. А. Минаева, Н. Н. Предтеченский*) . . —
Фосфоритоносные карбонатные формации (*А. Я. Бергер, В. Л. Либрович*) 170
Рудовмещающие формации с эндогенным оруденением (*А. Я. Бергер*) 173
Методы оценки карбонатных формаций на полиметаллические руды и фосфориты 174
Полиметаллические руды (*А. К. Иогансон, М. А. Минаева, Н. Н. Предтеченский*) . . . . . —
Фосфориты (*В. Л. Либрович*) 178
VI. Галогенные формации (*Г. А. Русецкая*) 180
Закономерности размещения и типы формаций . . . . . —
Факторы локализации оруденения и критерии оценки формаций на калийные соли, серные, целестиновые и флюоритовые руды . . 184
Методы оценки рудоносности галогенных формаций на каменную и калийные соли, серу, целестин и флюорит 192
VII. Углеродистые формации (*Б. Б. Голубев, Б. А. Блюман*) 198
Литогеохимические особенности металлоносных пород осадочных углеродистых формаций 199
Факторы локализации оруденения и критерии оценки рудоносности углеродистых формаций 205
Методы оценки рудоносности углеродистых формаций 211
Заключение 220
Список литературы 224

ПРИНЦИПЫ И МЕТОДЫ
ОЦЕНКИ РУДОНОСНОСТИ
ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ

ОСАДОЧНЫЕ ФОРМАЦИИ

Редактор издательства Р. С. Гурская
Переплет художника В. Т. Левченко
Технический редактор Н. П. Старостина
Корректоры В. Н. Малахова, О. Г. Шаляпина

ИБ № 5160

Сдано в набор 19.04.84. Подписано в печать 13.09.84. М-38179.
Формат 60×90¹/₁₆. Бумага тип. № 2. Гарнитура литературная.
Печать высокая. Усл. печ. л. 14,25. Усл. кр.-отт. 14,25. Уч.-изд. л. 15,00.
Тираж 670 экз. Заказ 1009/1380. Цена 1 р. 20 к.

Ордена «Знак Почета» издательство «Недра», Ленинградское отделение.
193171, Ленинград, С-171, ул. Фарфоровская, 12.

Ленинградская картографическая фабрика ВСЕГЕИ.

1р. 20 к.

4455

НЕВА