

**РЕГИОНАЛЬНЫЕ  
И ЛОКАЛЬНЫЕ  
ЗАКОНОМЕРНОСТИ  
РАЗМЕЩЕНИЯ  
СТРАТИФИЦИРОВАННЫХ  
МЕДНЫХ  
И СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫХ  
МЕСТОРОЖДЕНИЙ**



Fe Zn Cu Pb Sn W Mo Ag Au

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР  
ВСЕСОЮЗНЫЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ  
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ  
(ВСЕГЕИ)

553.43/44

Ю. В. БОГДАНОВ, Э. И. КУТЫРЕВ

РЕГИОНАЛЬНЫЕ И ЛОКАЛЬНЫЕ  
ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ  
СТРАТИФИЦИРОВАННЫХ  
МЕДНЫХ И СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫХ  
МЕСТОРОЖДЕНИЙ

ВЫПУСК 5

Материалы к совещанию «Разработка основ научного прогноза  
месторождений полезных ископаемых»

ЛЕНИНГРАД  
1970



894

УДК 553.29:553.43/44

**Региональные и локальные закономерности размещения стратифицированных медных и свинцово-цинковых месторождений.** Богданов Ю. В., Кутырев Э. И. Л., 1970, стр. 1—64.

Для оценки перспектив площадей на стратифицированные медные и свинцово-цинковые месторождения чрезвычайно важное значение имеют такие региональные закономерности их размещения, как геотектоническая позиция рудоносных площадей, эпохи и палеогеографическая обстановка рудонакопления. В прогнозной оценке отдельных месторождений или рудных узлов большую роль играют такие локальные закономерности размещения, как стратиграфический контроль оруденения, литологические и фациальные особенности рудоносных толщ, палеотектонический контроль оруденения, морфология рудных тел, минерально-геохимические особенности рудоносных пород (зональность оруденения и др.).

Илл. 1, табл. 2, библи. 52.

Научные редакторы  
*Д. В. Рундквист и А. Д. Щеглов*

## ВВЕДЕНИЕ

Большое народнохозяйственное значение рассматриваемых медных и свинцово-цинковых месторождений является общепризнанным. Удельный вес стратифицированных месторождений медных руд среди разведанных и добываемых медных руд на земном шаре составляет в СССР — 31% запасов и 25% добычи, в капиталистических странах — 47% запасов и 26% добычи (Быховер, 1963). К числу наиболее характерных стратифицированных месторождений меди относятся месторождения медистых сланцев и кварцитов Катанга-Замбийского медного пояса в Центральной Африке, месторождения медистых сланцев в Центральной Европе (Мансфельд, Предсудетская моноклиналь и др.), месторождения медистых песчаников в Центральном Казахстане (Джезказган и др.) и в Восточной Сибири (Удокан и др.).

Стратифицированные свинцово-цинковые месторождения также содержат значительную часть запасов руд этих металлов. К ним следует отнести крупные месторождения США (Три Стейтс и др.), Канады (Пайн Пойнт и др.), Верхней Силезии (Олькуш и др.), Казахстана (Миргалимсай и др.).

Важное промышленное значение характеризуемой группы рудных образований указывает на необходимость тщательного изучения закономерностей их размещения. Рассмотрению этого вопроса и посвящен настоящий выпуск.

## ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ СТРАТИФИЦИРОВАННЫХ МЕДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

### Классификация стратифицированных медных месторождений

Стратифицированные медные месторождения представляют единую генетическую группу осадочных рудных образований, характеризующуюся близкими геологическими условиями формирования. Им свойственны приуроченность к пестроцветным формациям, накопление преимущественно в результате эрозии медьсодержащих пород областей сноса и полистадийность образования. Медные руды формировались в течение седиментационной, диагенетической, катагенетической, а иногда и метаморфической стадий. Главное рудообразование происходило в стадию диагенеза.

Для стратифицированных месторождений меди характерны близость геотектонической позиции и палеогеографических условий меденакпления, четко выраженные формационный, стратиграфический, литолого-фациальный и палеотектонический контроли оруденения, а также минерально-геохимические особенности состава руд, зональность оруденения, определенные диагенетически, катагенетические, а иногда и метаморфические преобразования. Магматический и тектонический факторы, столь характерные для эндогенных месторождений, проявляются только в локальном контактовом метаморфизме медистых пород вблизи магматических образований и в смещении меденосных горизонтов вдоль разрывных нарушений.

Наряду с многочисленными чертами сходства, стратифицированным месторождениям меди присущи определенные различия, которые позволяют предложить следующую их классификационную схему:

- А. Осадочные (седиментационно-диагенетические)
  - I. Типа медистых сланцев (мелководноморские)
  - II. Типа медистых песчаников
    - 1. Джезказганский (лагунно-дельтовый) подтип
    - 2. Приуральский (озерно-аллювиальный) подтип
- Б. Метаморфизованные осадочные
  - I. Регионально-метаморфизованные
  - II. Контактново-метаморфизованные

В основу предлагаемой классификации положены данные о приуроченности медистых осадков к разным частям фациального профиля пестроцветных отложений. Все рассматриваемые месторождения относятся к седиментационно-диагенетическим и отчасти к катагенетически-диагенетическим рудным образованиям, в различной степени претерпевшим метаморфические изменения. Изучение докембрийских медистых отложений Олекмо-Витимской горной страны показало необходимость выделения метаморфизованных осадочных месторождений в особую группу, так как они по ряду признаков существенно отличаются от седиментационно-диагенетических месторождений (Богданов и др., 1966). В связи с тем, что характер метаморфических изменений в рассматриваемых месторождениях имеет много общего, выделение отдельных типов среди них нами не производится, хотя особых затруднений не вызывает. Большинство приводимых ниже специфических особенностей отдельных типов месторождений в равной мере свойственно и метаморфизованным медистым отложениям (табл. 1).

Диагенетическому рудообразованию в месторождениях рассматриваемых типов присущи значительные различия, которые проявляются в морфологии рудных залежей, структурно-текстурных особенностях руд и других менее существенных признаках. Для месторождений медистых сланцев характерны пластообразная форма рудных тел, параллельно-слоистые тонковкрапленные текстуры руд и хорошая выдержанность по простиранию и падению немногочисленных рудных залежей. В отличие от них месторождениям медистых песчаников свойственны линзообразная форма рудных тел, нередко с секущим положением их по отношению к напластованию в осадочных толщах, наличие резко обогащенных сульфидами участков и более широкое развитие жильных образований. В связи с этим осадочный генезис месторождений типа медистых сланцев почти ни у кого не вызывал особых сомнений. Все сомнения, а также представления о гидротермальном (телетермальном) генезисе касались крупных месторождений типа медистых песчаников.

Одним из главных спорных вопросов их генезиса являлся способ концентрации сульфидов меди в песчаных, гравийных и галечных отложениях. Сторонниками осадочной гипотезы допускались две возможности концентрации меди в стадию диагенеза. Это, во-первых, «подсос» рудного вещества из осадков близлежащих лагун. При этом предполагалось, что линзы грубообломочных осадков играли роль своеобразных «вентиляционных каналов», по которым засасывались меденосные растворы (Шутов, Дружинин, 1963а). Во-вторых, это «стягивание» соединений меди из различных осадков в более грубообломочные отложения. Такой процесс приводил к образованию эпигенетических (по В. М. Попову, 1963) рудных залежей. Гипотеза В. М. Попова представляется более обоснованной и подкрепленной фактическим материалом.

Характеристика стратифицированных месторождений меди

Характерные особенности медистых отложений	Осадочные (седиментационно-диагенетические)			Метаморфизованные осадочные
	типа медистых сланцев	типа медистых песчаников		
		джезказганского подтипа (лагуинно-дельтовые)	приурального подтипа (озерно-аллювиальные)	
Геотектоническая позиция	Краевые части платформ, краевые прогибы и др. Характерно накопление медистых осадков в течение трансгрессий, проявлявшихся вслед за крупными регрессиями и сменявших периоды накопления красноцветов и пестроцветов. Реже формируются одновременно с месторождениями типа медистых песчаников	Наложенные мульды и другие структуры во внешних поясах складчатых областей и реже в краевых прогибах	Внутренние, реже внешние пояса складчатых областей, иногда краевые прогибы (впадины и др.)	Внешние пояса складчатых областей, миогеосинклинали (наложенные мульды и др.). Характерно формирование медистых осадков в заключительные периоды регрессивных циклов первого и второго порядков, реже в периоды трансгрессий
Приуроченность к формациям	Пестроцветные мелководноморские и параличские формации карбонатного типа. В небольшом удалении от горной страны	Пестроцветная параличская формация карбонатного типа. Вблизи горной страны	Пестроцветная внутриконтинентальная формация карбонатного типа	Метаморфизованные пестроцветные формации. Нередко первичная красная окраска пород полностью утрачена и преобладают различных оттенков серые цвета
		Парагенетическая связь с галогенными формациями		

<p>Главные эпохи меденакпления</p>	<p>Кембро-ордовикская, девонская, пермо-триасовая</p>	<p>Карбоновая, пермская</p>	<p>Девонская, пермская, меловая, палеогеновая и неогеновая</p>	<p>Раннепротерозойская и позднепротерозойская</p>
<p>Особенности строения меденосных толщ, форма рудных тел</p>	<p>Немногочисленные плаще- и пластообразные рудные залежи</p>	<p>Многоярусное строение. Линзо-, ленто- и пластообразная форма рудных тел</p>	<p>Многоярусное расположение линзообразных рудных тел</p>	<p>Многоярусное расположение линзообразных, реже пластообразных и плащеобразных рудных залежей</p>
<p>Литолого-фациальные особенности меденосных толщ</p>	<p>Глинисто-алевритовые мелководные прибрежно-морские отложения полиминерального, реже олигоминерального состава, терригенно-карбонатные мелководноморские осадки (известняки, доломиты, мергели и т. п.)</p>	<p>Алеврито-песчано-галечные лагунно-дельтовые и другие отложения полимиктового состава (граувакки, гравелиты и т. п.)</p>	<p>Песчано-галечные алевритовые отложения полимиктового состава (песчаники, гравелиты, конгломераты и др.)</p>	<p>Алеврито-песчано-галечные лагунно-дельтовые, реже терригенно-карбонатные прибрежно-морские отложения полимиктового и олигомиктового состава</p>
<p>Палеогеография эпох меденакпления</p>	<p>Накопление меди в лагунах и заливах мелководного материкового моря аридной области. Приуроченность к конседиментационным мульдам вблизи поднятий</p>	<p>Накопление меди происходило в лагунно-дельтовой акватории в аридной зоне. Характерны бары</p>	<p>Накопление меди в речных долинах прибрежно-морской зоны аридной области</p>	<p>Лагунно-дельтовые и мелководные прибрежно-морские акватории аридной области</p>
<p>В районах денудации, по-видимому, существовал гумидный климат, отличавшийся чередованием химического и физического выветривания, что находит отражение в ритмичном построении меденосных серий осадков</p>				

Характерные особенности медистых отложений	Осадочные (седиментационно-диагенетические)			Метаморфизованные осадочные
	типа медистых сланцев	типа медистых песчаников		
		джезказганского подтипа (лагунно-дельтовые)	приуральского подтипа (озерно-аллювиальные)	
Диагенетические преобразования медистых осадков	Послойное распределение рудных минералов и участие их в различных диагенетических нарушениях слоистости. Наличие меденосных конкреционных образований. Приуроченность сульфидов к прослоям, обогащенным органическим веществом, с развитием псевдоморфоз рудных минералов по растительным остаткам и т. п.	Рудные конкреции. Кластические дайки, оползни и другие нарушения с участием рудного вещества. Псевдоморфозы по органическим остаткам	Меденосные конкреции. Псевдоморфозы по растительным остаткам. Диагенетические нарушения	Реликты конкреционных образований, содержащих сульфиды, текстуры оползания, седиментационные брекчии и другие диагенетические нарушения слоистости
Катагенез медистых отложений	Развитие тонких секущих прожилков кварца и кальцита, нередко с сульфидами меди, железа и других металлов. Регенерация сульфидов и обогащение ими пород вблизи жильных образований	Регенерация сульфидов с образованием жил и залежей, зальбанды которых обогащены сульфидами	Перекристаллизация сульфидов с развитием жильных образований	Катагенетические изменения те же, что и в осадочных месторождениях, но усложнены региональным или контактовым метаморфизмом
Зональность оруденения	Зональность оруденения по простиранию, падению и мощности пластов. По мере удаления от побережья палеобас-	Минеральная зональность по простиранию и падению пласта в направлении от побережья в глубь дельтовой ла-	Отчетливо проявленная минеральная зональность оруденения встречается редко	Измененная диагенетическая минеральная зональность. Зональное

	сейна и прибрежных аккумулятивных форм латеральная смена рудных и минеральных зон: медь — свинец — цинк и халькозин — борнит — халькопирит — пирит. Характерна зональность по мощности пласта (снизу вверх): медь — свинец — цинк и халькозин — борнит — халькопирит — пирит	гуны: халькозин — борнит — халькопирит — пирит. Зональность по мощности пласта (снизу вверх): пирит — халькопирит — борнит — халькозин, реже встречается обратная последовательность в расположении минеральных зон		расположение сульфидов в экзоконтактах интрузивов и даек
Метаморфические преобразования медистых пород: 1) региональные, 2) контактовые				1) Регенерация сульфидов с образованием интерстиционных, графических и других структур руд, а также прожилков и рудных брекчий 2) Появление содержащих сульфиды меди гранатовых, биотитовых, эпидотовых и других роговиков с характерными пятнистыми текстурами. Развитие пирротина
Масштабы минерализации	До очень крупных	До очень крупных	Небольшие	До очень крупных
Примеры месторождений	Месторождения Мансфельдской и Зангерхаузенской мульды в ГДР, Предсудетской моноклинали, Гродзецдетской и Златорийской мульды в Польше и др.	Джезказганское и др. в Казахстане	Наукат, Варзык и др. в Ср. Азии, плато Колорадо в США, Приуралье и др.	Месторождения Олекмо-Витимской горной страны, Катанга-Замбийского медного пояса и др.

В последнее время она получила дополнительное подтверждение в результате гидрогеологических исследований поведения седиментационных вод при литификации осадков. Наблюдения показали, что отвердевание глинистых и других тонкообломочных осадков при определенных гравитационных нагрузках сопровождается естественной миграцией поровых вод в более грубообломочные отложения, седиментационные воды которых могут неоднократно меняться (Карцев, Вагин, 1962; Ломтадзе, 1959 и др.). Очевидно, именно таким путем могла происходить миграция поровых вод при диагенезе медистых осадков.

Анализ с этих позиций имеющихся материалов по медистым отложениям позволяет наметить следующие два пути диагенетического рудообразования. Первый путь, наиболее широко распространенный и общеизвестный, заключается в формировании сульфидов в тонкообломочных осадках (глинистых, алевритовых и др.) за счет накопившихся в седиментационную стадию взвесей основных карбонатов и других соединений меди. Необходимым условием осуществления этого процесса являлось наличие восстановительной обстановки в медистых осадках. Миграция меди в поровых водах происходила преимущественно в ионной форме совместно с гидрокарбонат-ионом. Переотложение соединений меди носило послойный характер и обуславливало формирование сульфидов в прослоях и линзах, обогащенных органическим веществом и отличавшихся восстановительными условиями аутигенного минералообразования. Таким образом, вероятно, происходило формирование седиментационно-диагенетических концентраций медных руд в глинисто-алевритовых и терригенно-карбонатных мелководноморских отложениях (месторождения типа медистых сланцев). Второй, не менее важный путь диагенетического формирования сульфидов проявлялся в миграции меденосных поровых растворов из тонкообломочных в мелко- и грубообломочные отложения при их гравитационном уплотнении и литификации. Очевидно, таким путем рудные концентрации формировались только при отсутствии в исходных тонкообломочных медистых осадках необходимой для сульфидообразования восстановительной обстановки и наличии восстановительных барьеров в более грубообломочных отложениях. Вероятно, вначале диагенетическое рудообразование протекало обоими путями, а затем продолжалось только в мелко- и грубообломочных осадках, где формирование рудных концентраций происходило в течение всей диагенетической и частично катагенетической стадий. При таком объяснении процесса рудообразования становится более понятной роллоподобная форма рудных залежей в некоторых месторождениях медистых песчаников, характерная также для экзогенных эпигенетических (инфильтрационных) месторождений (Батулин и др., 1965).

Из вышеизложенного следует, что между месторождениями типа медистых сланцев и типа медистых песчаников имеются определенные генетические различия, наряду с отличиями по геологи-

ческим условиям образования, что позволяет предложить для них следующие определения.

К месторождениям типа медистых сланцев относятся седиментационно-диагенетические накопления меди в мелководноморских пестроцветных формациях карбонатного типа, характеризующиеся относительно незначительной миграцией и переотложением рудного вещества в диагенетическую стадию. В состав меденосных толщ, наряду с резко преобладающими медистыми алевролитами, аргиллитами и мергелями, входят доломиты, известняки и другие медистые породы. Осаждение медистых тонкообломочных осадков происходило в начале трансгрессий, проявлявшихся в конце крупных регрессивных циклов и сменявших накопление мелко- и грубообломочных пестроцветных отложений. Весьма характерно формирование в краевых частях платформ в структурах типа конседиментационных мульд вблизи и на склонах палеоподнятий. Ритмично построенным меденосным толщам свойственны плащеобразные рудные залежи с отчетливо проявленными минеральными зонами, вытянутыми вдоль побережья древнего бассейна. Устанавливается приуроченность медного оруденения к прослоям, обогащенным органическими остатками, с повышенным содержанием остаточного органического углерода, а также наличие в составе сульфидов серы биогенного происхождения.

Под месторождениями типа медистых песчаников понимаются седиментационно-диагенетические концентрации меди в пестроцветных формациях карбонатного типа (паралических и континентальных), характеризующиеся значительной миграцией и переотложением рудного вещества в стадию диагенеза и отчасти катагенеза. В составе меденосных толщ, наряду с резко преобладающими рудоносными песчаниками, присутствуют в подчиненных количествах как более грубообломочные (медистые гравелиты, конгломераты и т. п.), так и тонкообломочные (медистые алевролиты, аргиллиты и т. п.) и реже хомогенные отложения (медистые известняки, доломиты и т. п.). Для них характерны повышенные содержания остаточного органического углерода, наличие разнообразных органических остатков (каламиты и др.) и присутствие в составе сульфидов серы биогенного происхождения. Перечисленным медистым образованиям свойственно накопление в конце регрессивных циклов различных порядков.

По палеогеографической обстановке рудонакопления, литолого-фациальным особенностям меденосных толщ, диагенетическому рудообразованию и ряду других признаков выделяются два подтипа месторождений медистых песчаников: джезказганский (лагунно-дельтовый) и приуральский (озерно-аллювиальный). Наименование второго подтипа несколько условно, поскольку в Приуралье, как известно, распространены и другие типы стратифицированных месторождений меди, но наибольшей известностью пользуются эксплуатировавшиеся в прошлом месторождения

главным образом аллювиальных медистых песчаников (Карга-линская группа и др.).

Для месторождений джезказганского подтипа, обычно локализующихся во внешних поясах складчатых областей, характерны весьма крупные накопления меди, в то время как в месторождениях приурального подтипа пока известны небольшие, не представляющие сейчас практического интереса рудные концентрации. В тесной связи с палеогеографической обстановкой рудонакопления, литолого-фациальными особенностями продуктивных толщ и спецификой диагенетических процессов находятся закономерности строения меденосных толщ (многоярусность, ритмичность, разнообразная форма рудных тел, минеральная зональность и т. п.; см. табл. 1).

В месторождениях джезказганского подтипа в залежах богатых медных руд обычно широко проявлены катагенетические преобразования, выражающиеся в перекристаллизации и регенерации сульфидов, с развитием жильных тел. Более существенные изменения наблюдаются в метаморфизованных месторождениях (Удокан и др.).

Из приведенных развернутых определений типов стратифицированных месторождений меди следует, что последние существенно отличаются друг от друга и могут уверенно определяться по указанным выше признакам.

### **Региональные закономерности размещения стратифицированных медных месторождений**

Для рассматриваемых меденосных площадей намечаются определенные различия как по геотектонической позиции, так и по времени формирования. В связи с этим целесообразно выделять две крупные группы меденосных площадей, одной из которых свойственна приуроченность к складчатым областям, другой — к платформам (см. схему). В свою очередь, площади в складчатых областях расчленяются на докембрийские, палеозойские и мезозойско-кайнозойские, а на платформах — нижнепалеозойские площади Сибирской платформы и средне-верхнепалеозойские — Русской платформы.

До недавнего прошлого к числу наиболее древних стратифицированных месторождений меди относились только верхнепротерозойские месторождения Медного пояса в Центральной Африке (600—1000 млн. лет). Однако обнаружение Удоканского и других месторождений в нижнепротерозойской удоканской серии Олекмо-Витимской горной страны (Кодаро-Удоканская зона, около 2000 млн. лет) показало, что и в складчатых областях докембрия имеются аналогичные крупные меднорудные районы. Кроме меденосной Кодаро-Удоканской зоны, в настоящее время в докембрийских складчатых областях Советского Союза известны лишь незначительные проявления вкрапленной медной минерализации

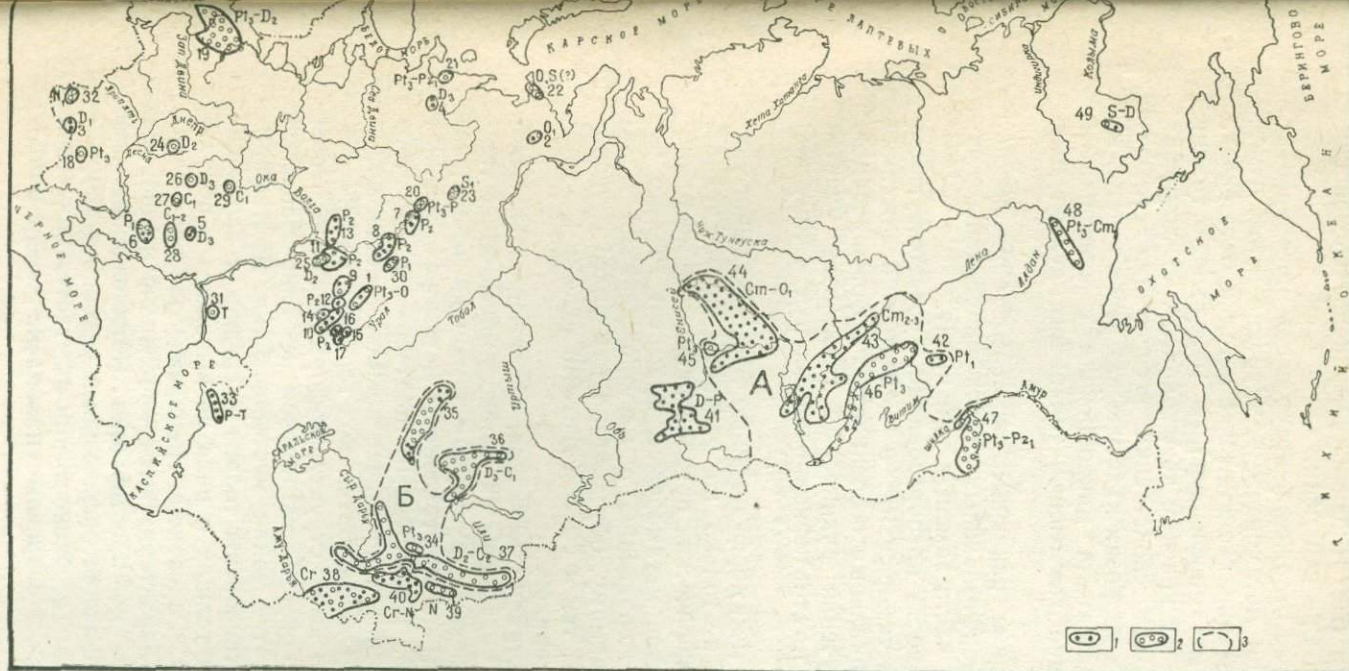


Схема размещения зон (площадей) с медной и свинцово-цинковой минерализацией на территории СССР. Составили Ю. В. Богданов, Г. Г. Кочин и Э. И. Кутырев

1 — площади с медной минерализацией; 2 — площади со свинцово-цинковой минерализацией; 3 — контуры главнейших меденосных и свинцово-цинковоносных провинций (А — Восток но-Сибирская, Б — Казахстано-Тяньшаньская)

1 — Южный Урал — Лемеза-Кулгунинская площадь; 2 — Приполярный Урал — Падьягинская площадь; 3 — Приднестровье — Иване-Злотенская площадь; 4 — Тимань — Цильменская площадь; 5 — Воронежская площадь; 6 — Донбасская площадь; 7—17 — Приуралье: 7 — Березниковская площадь, 8 — Южно-Пермская площадь, 9 — Бе-лебеевская площадь, 10 — Мелеузско-Салмышская площадь, 11 — Альметьевская площадь, 12 — Федоровско-Стерлибашевская площадь, 13 — Привятская площадь, 14 — Каргалинская площадь, 15 — Сакмаро-Дмитриевская площадь, 16 — Островнинско-Вязовская площадь, 17 — Гирьяльский участок; 18 — Приднестровье — Могилевско-Подольская площадь; 19 — Прибалтийские площади; 20 — Северный Урал — Полодово-Каменская площадь; 21 — Северо-Пайхойская площадь; 22 — Приполярный Урал и Вайгач — Вайгач-Пайхойская площадь; 23 — Северный Урал — Ильчская площадь; 24 — Брянская площадь; 25 — Восточная Татария; 26 — Орловская область; 27 — Воронежская площадь; 28 — Ворошиловградская область; 29 — Скопинская площадь Подмоскovie; 30 — Приуралье — Уфимская площадь; 31 — Нижнее Поволжье — гора Большое Богдо; 32 — Предкарпатье — Трускавецкая площадь; 33 — Мангышлакская площадь; 34 — Таласская площадь; 35 — Западный Казахстан — Атбасарская, Джезказганская меденосные, Приинишская, Теииз Терсакканская — свинцово-цинковоносные площади; 36 — Центральный Казахстан — Акжал-Аксоранская, Атасу-Успенская, Западно-Прибалхашская площади; 37 — Южный Казахстан и Тянь-Шань — Каратауская, Пскемская, Приташкентская, Чаткальская, Центральнo-Тяньшаньская, Актаяльская, Джергаланская, Кетмен-Текеская площади; 38 — Южно-Таджикская площадь; 39 — Нарынская площадь; 40 — Ферганская площадь; 41 — Минусинская площадь; 42 — Кодаро-Удоканская зона; 43 — Ленская площадь; 44 — Приенисейская площадь; 45 — Горевская площадь; 46 — Прибайкальская площадь; 47 — Восточно-Забайкальские площади; 48 — Юдомо-Майская площадь; 49 — Тасканская площадь.

в осадочных толщах. К их числу с некоторой долей условности могут быть отнесены медистые отложения верхнепротерозойских толщ Таласского хребта в Средней Азии.

Докембрийские медистые отложения несут следы преобразований зеленосланцевой фации метаморфизма. Изредка в них отмечаются более слабые изменения, свойственные остаткам метагенеза. В большинстве случаев метаморфизованные меденосные толщи почти полностью утрачивают красные тона окраски. Метаморфизованным медистым породам свойственна регенерация сульфидов, которая выражается в коррозии кластических зерен и цемента обломочных пород, в образовании микробрекчий с сульфидным цементом и в развитии многочисленных тончайших сульфидных прожилков.

Характерно формирование различных жильных образований. В наиболее сильно метаморфизованных стратифицированных рудах появляется пирротин, часто замещающий пирит.

Несмотря на интенсивность преобразований, соответствующих зеленосланцевой фации метаморфизма, в медистых отложениях сохраняются литолого-фациальные особенности их формирования. Обычно в результате изучения рудосносных горизонтов удается определить принадлежность стратифицированных руд к тому или иному типу.

Следует отметить, что метаморфизованные месторождения указанных типов отличаются не только по условиям формирования, но и по характеру метаморфических преобразований. В месторождениях медистых песчаников метаморфизм вызывает гораздо более сильные изменения по сравнению с месторождениями медистых сланцев. Это, по-видимому, обусловлено как более грубообломочным составом пород, так и более богатыми рудами в месторождениях медистых песчаников.

Очень крупные концентрации металлов, заключенные в меденосных зонах докембрия, указывают на необходимость более тщательной оценки докембрийских структурно-формационных зон, характеризующихся широким распространением метаморфизованных пестроцветных отложений. Несомненным подтверждением этого положения служит выявление в последнее время медистых пород в Кондо-Каренгской зоне Олекмо-Витимской горной страны.

Палеозойские меденосные структурно-формационные зоны известны в Алтае-Саянской, Казахстанской и Тянь-Шаньской складчатых областях. В этих зонах месторождения стратифицированных медных руд установлены только в средне- и верхнепалеозойских пестроцветных толщах и пока не выявлены в образованиях нижнего палеозоя. Горизонты среднепалеозойских медистых отложений обычно характеризуются небольшой мощностью и плохой выдержанностью по простиранию (Минусинская зона и др.), что обусловлено палеогеографическими условиями формирования и специфическими особенностями их геотектонической позиции. Верхнепалеозойские осадочные накопления меди наибо-

лее интенсивно проявлены в Тенгиз-Сарысуйской зоне (Джезказганское месторождение и др.), которая является крупнейшей меденосной зоной, формировавшейся в течение среднего и верхнего палеозоя.

Наиболее древние медистые отложения распространены в Минусинской впадине (Д — С<sub>1</sub>), самые молодые — в Мангышлакском прогибе (Р — Т).

Большинство проявлений рассматриваемых стратифицированных руд в меденосных зонах палеозойских складчатых областей относится к типу медистых песчаников. В них отчетливо выражены стратиграфический, фациальный и литологический контроли оруденения; в ряде случаев устанавливается многоярусное строение меденосных толщ и минеральная зональность. Рассматриваемые медистые отложения, особенно их грубообломочные разновидности, несут многочисленные признаки формирования как в диагенетическую, так и в катагенетическую стадии.

Очевидно, эти факторы в значительной мере и обусловили те различия по масштабам оруденения, морфологии рудных тел, минеральной зональности и другим особенностям строения и состава меденосных толщ, которые установлены в стратифицированных месторождениях меди палеозойских рудоносных зон. Отсюда следует, что среди рассматриваемых отложений, образующих месторождения типа медистых песчаников, наиболее перспективными являются лагунно-дельтовые пестроцветные осадки, которые накапливались в бассейнах седиментации, расположенных во внешних зонах складчатых областей.

Медистые породы палеозойских складчатых областей существенно не различаются по степени вторичных преобразований. Всем им присущи изменения, отвечающие катагенезу или начальным периодам метagenеза.

Подавляющее большинство проявлений медной минерализации в мезозойско-кайнозойских отложениях на территории Советского Союза установлено в Средней Азии. Характерна приуроченность медистых отложений к таким крупным межгорным депрессиям, как Южно-Таджикская и Ферганская, а также к депрессиям и впадинам более мелкого масштаба. В ряде случаев намечаются полосы меденосности, прослеженные на значительном протяжении. Выделяются две возрастные группы медистых отложений: нижнемеловая и неогеновая. Первая установлена в Восточной Фергане, Алайском хребте и Южно-Таджикской депрессии, вторая — в Северной Фергане, Центральном Тянь-Шане и Южно-Таджикской депрессии.

Для медистых отложений Сибирской и Русской платформ характерна близость геотектонической позиции. Большинство проявлений медной минерализации в осадочных толщах тяготеет к крайним частям платформ и к краевым прогибам. Им свойственно накопление в структурах типа конседиментационных мульд, расположенных вблизи и на склонах палеоподнятий.

Меденакopление в пределах Сибирской и Русской платформ резко отличается по времени. Накопление медистых осадков Сибирской платформы происходило в кембро-ордовикскую эпоху (Ленская и Приенисейская площади), а Русской платформы — в раннедевонскую (Приднестровье), раннепермскую (Донбасс) и позднепермскую (Приуралье) эпохи. Наблюдающаяся асинхронность накопления медистых осадков тесно связана с горообразовательными движениями в примыкающих к платформам поясах или выступах древнего фундамента (блоковые перемещения и т. п.).

Намечается зависимость продуктивности эпох меденакopления от целого ряда факторов: климата, степени удаленности от области сноса, расположения источника металла в области сноса, наличия благоприятной обстановки в бассейнах седиментации и т. п.

По целому ряду признаков платформенные осадочные медные концентрации подразделяются на месторождения типа медистых сланцев и медистых песчаников. Первые из них имеют более широкое распространение и несомненно являются более перспективными. Это подтверждается наличием в осадочном чехле Западно-Европейской эпигерцинской платформы крупных месторождений типа медистых сланцев и весьма ограниченным проявлением месторождений типа медистых песчаников.

Изучение стратифицированных медных месторождений в перечисленных рудоносных площадях складчатых областей и платформ Советского Союза показало, что региональные закономерности их размещения определяются главным образом геотектонической позицией, эпохами и палеогеографической обстановкой меденакopления.

#### *ГЕОТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ МЕДЕНОСНЫХ ПЛОЩАДЕЙ*

Благоприятными геотектоническими структурами для накопления меденосных пестроцветных формаций являются наиболее подвижные краевые части платформ, непосредственно примыкающие к складчатым областям, или относительно слабо мобильные площади в пределах складчатых областей, окруженные воздымающимися горными сооружениями.

Деление меденосных площадей по геотектонической позиции, и в частности на образования складчатых областей и платформ, встречает определенные затруднения. Это обусловлено тем, что указанные меденосные площади часто формируются в завершающие, нередко переходные к платформенным этапы развития подвижных поясов, а также в постгеосинклинальные и постплатформенные орогенные стадии.

Месторождения типа медистых сланцев встречаются в платформенных и складчатых областях. Однако как самостоятельный тип они наиболее характерны для платформ, где размещаются на склонах крупных конседиментационных прогибов. Именно в платформенных условиях при наличии крупных мелководных эпиконтинентальных морей, пенеplенизированном рельефе и незначитель-

ной скорости прогибания ложа бассейнов седиментации происходило накопление медистых осадков на огромных площадях.

В складчатых областях меденосные горизонты типа медистых сланцев всегда сопровождают меденосные горизонты типа медистых песчаников, особенно джезказганского подтипа.

Месторождения медистых песчаников более характерны для складчатых областей, хотя встречаются и в платформенных структурах. При этом месторождения медистых песчаников джезказганского подтипа размещаются обычно во внешних поясах складчатых областей (Удокан) или в постгеосинклинальных орогенных областях (Джезказган).

Горизонты медистых песчаников приурального подтипа часто встречаются в межгорных впадинах в пределах внутренних поясов складчатых областей и эпиплатформенных орогенных областей (месторождения и рудопроявления медистых песчаников Южно-Таджикской, Ферганской и других депрессий в Тянь-Шаньской складчатой области и пр.). Иногда подобные горизонты размещаются в краевых прогибах и краевых частях платформы (Приуралье).

Приуроченность месторождений типа медистых песчаников к крупным прогибам в складчатых областях и платформах объясняется, наряду с благоприятной палеогеографической обстановкой, интенсивными колебательными тектоническими движениями со значительной амплитудой прогибания в области седиментации и воздымания в области денудации. Формирование горизонтов медистых песчаников происходит или в начале воздымания горных систем, или в периоды заметной пенеппенизации горных сооружений, т. е. в конце тектонических циклов. Проявление крупных колебательных движений обуславливает стадийность процессов выветривания в области денудации. Именно в периоды затухания тектонических движений при сохранении еще хорошо развитой речной системы происходит относительное замедление процессов физического выветривания и усиление процессов химического выветривания, что приводит к поступлению в бассейны седиментации вместе с осадками обильных масс малых элементов, в том числе и слабоподвижных. Этим, по-видимому, и объясняется тот факт, что месторождения медистых песчаников, сформированные в конечные фазы тектонических циклов, являются наиболее ценными в промышленном отношении. Проявление ритмичности низших порядков в процессе прогибания ложа бассейна седиментации обуславливает сложное многоярусное строение меденосных аллювиальных и дельтовых толщ.

### ЭПОХИ МЕДЕНАКОПЛЕНИЯ

Стратифицированные медные месторождения характерны для многих периодов геологической истории. Наиболее древние метаморфизованные осадочные месторождения и рудопроявления меди



168

установлены в нижнем протерозое (Удокан, Красное и Бурпала в Восточной Сибири, Маунт Айза в Австралии и др.). В позднем протерозое известны крупные месторождения меди в Замбии и Конго (Киншаса) в Центральной Африке, Уайт Пайн в Канаде и небольшие проявления медных руд в Таласском хребте Средней Азии. Палеозойские медистые отложения выявлены в кембрии и ордовике Ленской зоны юга Сибирской платформы; в девоне Казахстана, Минусинской котловины, Подолии, Печерского края и Пенсильвании; в карбоне Казахстана (Джезказган, Сары-Оба и др.), Средней Азии (хр. Киргизский, Джергаланский и др.), Нового Брунсвика, Аризоны; в перми Приуралья, Мангышлака, Центрального Казахстана, Донбасса, Индерского района, Гродзецкой и других мульд в Польше, Мансфельдской и других мульд в ГДР, Вестфалии, Северо-Восточной Богемии, Нижней Силезии, Дюргема (Англия), Китая (провинции Сычуань и Восточный Юннань), Новой Мексики, Аризоны, Техаса, Оклахомы, Колорадо, Айдахо и Новой Скотии (Канада). В мезозойских пестроцветных отложениях медная минерализация отмечается в триасе Мангышлака, Баварии, Лотарингии, Рейнской области, Южного Манчестера, Новой Мексики, Аризоны, Юта, Колорадо, Коннектикут, Нью-Джерси, Китая (провинции Сычуань, Восточный Юннань, Гуйчжоу), Австралии (Нового Южного Уэльса); в юре Колорадо; в мелу Восточной Ферганы, Алайского хребта и Южно-Таджикской депрессии. Кайнозойские медистые породы встречены в палеогене Коро-Коро (Боливия), Приаралья, Северной Испании; в неогене Северной Ферганы (Наукат и др.), Центрального Тянь-Шаня и Южно-Таджикской депрессии, Кашгарии (Синцзян), Мексики.

Как видно из приведенного стратиграфического размещения медистых отложений, они установлены почти во всех периодах геологической истории от докембрия до неогена. Для отдельных геолого-структурных зон характерна приуроченность меденосных толщ к отложениям не одного, а нескольких геологических периодов. Неравномерность распределения меденосных толщ в стратиграфическом разрезе позволяет выделить следующие эпохи меденакпления: раннепротерозойскую, позднепротерозойскую, кембро-ордовикскую, девонскую, позднекарбонную, пермо-триасовую, раннемеловую, палеогеновую и неогеновую. Для месторождений медистых сланцев более благоприятны позднепротерозойская, позднепермская и отчасти кембро-ордовикская и девонская; для месторождений медистых песчаников джезказганского подтипа — ранне- и позднепротерозойская и позднекарбонная, приуральского подтипа — девонская, пермская, триасовая, меловая, палеогеновая и неогеновая. Следует подчеркнуть, что перечисленные эпохи меденакпления определяются главным образом состоянием изученности этого вопроса и ни в коей мере не охватывают все действительно существовавшие отрезки времени, в течение которых происходило накопление медистых осадков.

Наличие определенных эпох меденакпления и специфика геотектонической позиции меденосных пестроцветных формаций обусловили широкое площадное распространение медистых отложений, приуроченных к определенным стратиграфическим уровням. Так, медистые отложения в Кодаро-Удоканской зоне прослежены с незначительными перерывами на расстоянии 150 км. Суммарная мощность меденосной части разреза удоканской серии колеблется от 4530 до 6740 м. В Удоканском месторождении в крыльях Намингинской брахисинклинальной структуры меденосная толща сакуканской свиты прослежена на протяжении 25 км. Мощность ее около 330 м. В районе месторождения Красного меденосная толща читкандинской свиты установлена с перерывами на расстоянии около 3 км при мощности, достигающей в одном случае 200 м. В складчатых структурах Йкабия-Читкандинского района маломощные горизонты медистых алевролитов александровской свиты прослежены без значительных перерывов на десятки километров.

Протяженность медистых песчаников Приуралья составляет более 1500 км; в Боливии меденосная толща Коро-Коро прослежена на 750 км, при этом проявления медной минерализации наблюдаются на протяжении свыше 1000 м по стратиграфическому разрезу; в Центральном Казахстане длина меденосной толщи превышает 600 км при мощности верхнепалеозойских пород, достигающей 680 м; на Мангышлаке меденосные отложения прослежены на расстоянии около 350 км при общей мощности вскрытых пермо-триасовых пород с медистыми горизонтами 3520 м; в Катанга-Замбийском поясе меденосные толщи прослежены на протяжении свыше 500 км при мощности продуктивной части разреза около 1000 м и т. д. Незначительные по площади тела пестроцветных меденосных отложений образуются только в небольших внутригорных впадинах (Минусинская впадина и др.).

Форма и размеры меденосных толщ в значительной мере зависят от того, в какой части фациального профиля пестроцветных отложений происходило формирование рудных концентраций. Для морских отложений характерна исключительная выдержанность по простирацию и по падению пластов. Лагунно-дельтовые и особенно озерно-аллювиальные медистые осадки характеризуются гораздо более сложным площадным распространением. Особого внимания заслуживает то положение, что озерно-аллювиальные осадки обычно в сторону древнего бассейна сменяются лагуно-дельтовыми, а затем морскими медистыми отложениями.

К числу особенностей регионального стратиграфического контроля относится также закономерная миграция медистых отложений в определенном интервале стратиграфического разреза, обусловленная специфическими особенностями палеогеографических условий накопления медистых осадков (изменение климата, регрессивное или трансгрессивное развитие бассейна седиментации

и т. п.). Так, в Приуральской зоне при общей приуроченности медистых осадков к верхнепермским образованиям отчетливо выражена миграция их в более высокие горизонты при перемещении с севера на юг. Если в пермском Приуралье медная минерализация приурочена к отложениям уфимского яруса, то в Оренбургской области медистые осадки локализуются уже в татарском ярусе. Это перемещение объясняется миграцией климатических зон.

В Приуралье аналогичное возрастное скольжение медистых отложений вверх по стратиграфическому разрезу верхней перми наблюдается также в западном направлении, что обусловлено регрессией моря, занимавшего значительную площадь Русской платформы.

Несмотря на наличие указанных типов миграции медистых осадков в региональном плане, для них характерна приуроченность к определенным небольшим интервалам стратиграфического разреза (в пермском Приуралье главным образом к уфимскому ярусу, в оренбургском Приуралье — к татарскому ярусу и т. д.).

Региональный стратиграфический контроль отчетливо выражен также в Кодаро-Удоканской структурно-формационной зоне. Здесь главные концентрации медного оруденения тяготеют к трем частям нормального стратиграфического разреза удоканской серии, в связи с чем различаются три разновозрастные группы медистых отложений: читкандинско-александровская, талаканская и сакуканско-намингинская, разделенные вертикальными интервалами соответственно в 2500 и 1500 м. Приуроченность главных концентраций медного оруденения к трем интервалам стратиграфического разреза удоканской серии устанавливается в той или иной степени на территории всей Кодаро-Удоканской зоны и позволяет наметить три достаточно протяженных и выдержанных полосы меденосности, повторяющих очертания области денудации. Характерно, что по мере удаления от денудировавшихся архейских образований отмечается перемещение медистых отложений все в более и более высокие части разреза удоканской серии. Такое поведение рудоносных осадков в разрезе пестроцветных формаций объясняется особенностями миграции прибрежной полосы древнего бассейна седиментации в условиях его регрессивного развития.

Аналогичные проявления регионального стратиграфического контроля устанавливаются во многих других меденосных зонах (Тенгиз-Сарысуйской и др.).

### ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ЭПОХ МЕДЕНАКОПЛЕНИЯ

Меденосные толщи входят в состав аридных пестроцветных формаций. Среди них по фациальному типу выделяются внутриконтинентальные (Минусинская группа и др.), параличские (Джезказган, Удокан и др.) и морские (Мансфельд и др.).

Н. М. Страховым (1962) подчеркивается приуроченность медистых отложений к краям формаций, т. е. к периферическим частям акваторий седиментации.

Восстановление палеогеографической обстановки накопления пестроцветных формаций, включающих меденосные горизонты, свидетельствует об умеренно аридных условиях, существовавших в эпохи меденакопления. К числу главных признаков умеренного аридного климата относится парагенез сероцветных и красноцветных пород с доломитизированными известняками, доломитами и галогенами. Необходимо подчеркнуть, что для медистых отложений в целом весьма характерна фациальная и парагенетическая связь с гипсоносными и соленосными формациями (Попов, 1955). Однако в областях с жарким аридным климатом осадкам свойственно общее засоление, неблагоприятное для меденакопления. В связи с этим для формирования медных руд очень важно, чтобы меденосные и соленосные отложения были несколько пространственно разобщены (четкое отграничение напластований и т. п.).

Дополнительными, но вместе с тем весьма важными признаками формирования пестроцветных отложений в условиях умеренно аридного климата являются многочисленные трещины усыхания (такыры), остатки соответствующей флоры и фауны, следы позвоночных животных и т. д. Нередко в медистых осадках распространены борсодержащие аутигенные минералы, которые также указывают на то, что накопление осадков происходило в бассейне аридной провинции.

Наиболее распространенный метод реконструкции палеоклимата по особенностям органических остатков нередко встречает серьезные затруднения при применении к пестроцветным отложениям, так как в них остатки флоры и фауны хорошей сохранности встречаются относительно редко. Однако А. И. Перельман, проанализировав данные о климатических условиях образования третичных пестроцветных отложений Средней Азии и Казахстана и сравнив их с некоторыми более древними пестроцветами, пришел к выводу, что «климатические условия эпох отложения красноцветных пород в среднем и верхнем палеозое, мезозое и кайнозое характеризовались засушливостью, во многих случаях они напоминали климат современных саванн с колебаниями в сторону большей или меньшей сухости» (Перельман, 1959, стр. 7). О засушливости климата говорят также карбонатность пород, присутствие в них минералов, характерных для содовых вод (термонатрит и др.), красная окраска пород и целый ряд других признаков. Вместе с тем, широкое развитие в них речных отложений свидетельствует о значительном увлажнении климата в период накопления красноцветов. А. И. Перельман и Е. Н. Борисенко (1962, стр. 78) объясняют это тем, что «ландшафт эпохи формирования красноцветов по количеству организмов был пустынным, а по степени увлажнения относился к степному или лесостепному типу (с периодическим увлажнением)».

Одним из необходимых условий накопления медистых осадков является наличие климатической зональности, выражающейся в постепенной смене от гумидного климата в области денудации до близкого к аридному в акватории седиментации (Страхов, 1962). Такое расположение климатических зон намечается во многих палеоландшафтах, характеризовавшихся условиями, благоприятными для накопления медистых осадков (Кодаро-Удоканская, Тенгиз-Сарысуйская, Приуральская и другие зоны). Необходимо указать на определенные трудности диагностики палеоклимата в размывавшихся горных сооружениях или пенепленах. Дело в том, что восстановление его производится только по продуктам разрушения горных массивов, нередко претерпевшим длительную водную миграцию, неоднократное переотложение, а также существенные постседиментационные преобразования. Для этой цели используются химические и спектральные анализы пестроцветных отложений, на основании которых рассчитываются такие показатели, как отношение  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ , содержание щелочных и щелочноземельных элементов, содержание элементов-примесей и степень их упорядоченности по литологическим разностям (Бгатов, и др., 1962; Богданов, Травин, Феоктистов, 1966).

В последнее время для получения количественных оценок рядов подвижности и ассоциаций элементов находит широкое применение корреляционный статистический анализ (Бурков, 1967 и др.). С помощью этого метода устанавливается весьма четкая зависимость между характером рядов подвижности и ассоциаций элементов в осадках и соотношением интенсивностей химической и механической денудации пород областей питания. Так, рассчитанные для пестроцветов среднего и верхнего девона Тенгизской впадины характеристики относительной подвижности элементов и их ассоциаций в обобщенном виде дали следующую картину: (титан, хром, ванадий, никель, медь, марганец, бериллий) — (галлий, цирконий, свинец, стронций, барий). Сравнение их с эталонными ассоциациями позволило Ю. К. Буркову прийти к выводу, что исследованные осадки формировались в условиях аридного климата и резко расчлененного рельефа области питания. Эти выводы подтверждают данные литолого-фациального изучения рассматриваемых отложений.

Степень сходства исследуемого геологического объекта может быть выражена не только качественно, но и количественно. Так, для девонских пестроцветов Тенгизской впадины устанавливается в среднем 90%-ное сходство с эталонными геохимическими характеристиками пресноводных образований. Входящие в состав пестроцветной толщи алевролиты и аргиллиты на 60—80% сложены материалом механического дробления пород и только на 20—40% продуктами химического разложения. Следовательно, полученные количественные характеристики условий седиментации дополняют и уточняют данные о палеоландшафтах, полученные в результате применения общих геологических методов. Большое преимущество

настоящей методики заключается еще и в том, что она позволяет реконструировать условия седиментации метаморфизованных рудоносных толщ.

В областях сноса обычно развиты воздымающиеся горные сооружения в складчатых поясах или медленно поднимающийся пенеппен на платформах. Так, например, формирование медистых песчаников Приуралья происходило за счет размыва горного Палеоурала, а медистых отложений Олекмо-Витимской горной страны — при разрушении древнего пенеппена юга Сибирской платформы (Богданов, Травин, Феоктистов, 1966). Особенности тектонического режима областей сноса в той или иной степени проявляются в ритмичном строении меденосных толщ. Поглубление осадков обычно свидетельствует об увеличении интенсивности поднятий в области сноса, а уменьшение размера кластических зерен указывает на затухание поднятий. Размер, степень окатанности и сортировки обломочного материала позволяют определить примерное расстояние от бассейна седиментации до области сноса. Состав обломков и минералов тяжелой фракции пород указывает на возможный источник терригенного материала, а иногда и металлов. Наиболее вероятным источником металлов являются породы и руды денудировавшихся областей (Домарев, 1962; Страхов, 1962; Попов, 1965 и др.). Однако в пределах последних зачастую отсутствуют месторождения, за счет которых могли бы образоваться рассматриваемые рудные объекты.

Определенную ясность в этот вопрос позволило внести изучение медистых отложений Приуралья. В этом регионе были получены убедительные данные о том, что источником металлов в распространенных здесь стратифицированных рудах являлись породы спилито-кератофировой формации и заключенные в них колчеданные месторождения (Малюга и др., 1966). К числу этих данных относятся: 1) наличие медистых отложений в пестроцветных толщах только вблизи площадей распространения спилито-кератофировой формации в областях сноса; 2) соответствие состава металлов стратифицированных руд и развитых в области сноса колчеданных месторождений; 3) увеличение набора рудных элементов в медистых породах и сходства их с рудными элементами колчеданных месторождений по мере приближения к денудировавшейся территории.

Аналогичные источники накапливавшихся в осадочных толщах металлов устанавливаются или намечаются во многих палеозойских и мезозойско-кайнозойских меденосных зонах развития пестроцветных формаций (Попов, 1965; Беспалов, Гардон-Яновский, 1965; Тажибаева, 1964; Карпунин, 1966 и др.).

Интересно решается проблема источника металлов при рассмотрении генезиса докембрийских медистых отложений. Более подробно этот вопрос разработан для Кодаро-Удоканской зоны. Источником металлов для нижнепротерозойских медистых отложений этой зоны служили породы архейских выступов. При более

детальном анализе возможных источников металлов на первое место выступают амфиболитовые толщи, включающие горизонты магнетитовых кварцитов и редкие маломощные зоны с сульфидной минерализацией (пирротин, пирит, халькопирит, сфалерит и др.). Весьма показательно, что намечается зависимость размещения медистых отложений в пределах зоны от особенностей распространения толщ амфиболитов в выступах архейского фундамента (Чарской глыбы, Алданского щита и др.).

В медистых породах установлены кластогенные магнетит, мартит, апатит, циркон, амфибол, эпидот и другие минералы, развитые в амфиболитовых толщах (Богданов и др., 1966). И, наконец, весьма характерна парагенетическая связь горизонтов медистых пород и магнетитсодержащих песчаников. Последние часто занимают несколько более низкое стратиграфическое положение по сравнению с медистыми отложениями, тем самым как бы подчеркивая последовательность событий. Иными словами, накопление медистых осадков наступало почти сразу же после того, как начинали размываться крупные геолого-структурные зоны, включающие осадочно-вулканогенные образования (амфиболитовые толщи).

Вероятно, амфиболитовые толщи являлись источником металлов также во многих других случаях, при формировании как докембрийских медистых отложений, так и платформенных медистых осадков около выступов докембрийского фундамента (Беспалов, Гардон-Яновский, 1965 и др.).

Следовательно, наиболее вероятными источниками полезного компонента при образовании стратифицированных медных руд являются различные геологические образования металлогенических зон начальных и ранних этапов развития подвижных поясов. К их числу прежде всего относятся эффузивные и эффузивно-осадочные формации основного и реже среднего состава (спилито-кератофировые, альбитофиристо-диабазовые, андезитовые и др.), нередко заключающие разнообразное колчеданное и другие месторождения. Кроме того, возможным источником металлов являются крупные массивы основного и ультраосновного состава, в которых встречаются месторождения или проявления медных, медно-кобальтовых, медно-никелевых и других руд.

Намечается возможность использования указанных особенностей характера источника полезного компонента при прогнозной оценке перспективных площадей. В зонах развития пестроцветных формаций следует обращать внимание на те участки полос меденосности, которые ближе всего расположены к площадям распространения спилито-кератофировой или других аналогичных формаций в областях сноса (Малюга и др., 1966).

Палеодинамика вод в реках и прибрежных частях бассейнов оказывала большое влияние на распределение соединений меди в осадках при седиментогенезе. В связи с этим главной задачей палеогеографических исследований при изучении меденосности

пестроцветных формаций является реконструкция особенностей палеобассейнов и распределения рек на суше.

Как известно, береговая линия бассейна точно определяется только для периодов максимальных трансгрессий, а накопление медистых осадков происходит главным образом в периоды регрессий. Отсюда следует, что береговая линия палеобассейнов, в которых накапливались красноцветы, может быть установлена только весьма приближенно. Обычно намечаются зоны мелководных заливно-лагунных и лагунно-дельтовых отложений, имеющих признаки как бассейновых, так и континентальных условий формирования. В сторону областей денудации в таких зонах возрастает количество такырных осадков с многочисленными трещинами усыхания и появляются древние почвы (Ботвинкина, 1962 и др.). В противоположном направлении они замещаются песчаными осадками морских кос и грив, донных течений и баров, а также алевритовыми, глинистыми и карбонатными отложениями зон спокойной седиментации. Весьма характерна латеральная смена дельтовых выносов баровыми и косовыми осадками, отгораживающими лагунно-дельтовую акваторию от открытого моря.

Благоприятные условия для образования осадочных концентраций меди возникают на обширных аллювиально-дельтовых равнинах, характеризующихся постепенным ритмичным медленным опусканием. В их пределах обычно отсутствуют глубоко врезаемые долины рек, свойственные областям сноса. В областях седиментации нижние части рек представляют собой огромные конусы выноса, в которых реки дробятся на множество ветвящихся крайне непостоянных по положению протоков. Характерно отложение медистых осадков в участках мелководного побережья эпиконтинентальных морей, включающих лагунно-дельтовые акватории. Протяженность таких полос меденосности достигает десятков, а иногда и первых сотен километров.

Миграция прибрежной полосы бассейна седиментации нередко обуславливает закономерное зональное расположение разновозрастных медистых отложений по отношению к областям питания. Так, в Кодаро-Удоканской зоне устанавливается три меденосных полосы, окаймляющие с юга выступ древнего фундамента — Чарскую глыбу архея (Богданов и др., 1965). В Джезказганской синклинали выделены две меденосные полосы, протягивающиеся в северо-восточном направлении вдоль выступов докембрийского и нижнепалеозойского фундамента.

Установление закономерностей зонального расположения медистых отложений по отношению к областям сноса имеет чрезвычайно важное значение. Дело в том, что намеченные в результате палеогеографических реконструкций полосы меденосности являются потенциально перспективными на обнаружение медных месторождений и обычно используются при составлении карт прогноза.

## Локальные закономерности размещения стратифицированных медных месторождений

Кроме региональных закономерностей, контролирующих размещение стратифицированных месторождений меди в пестроцветных формациях, имеются локальные закономерности, определяющие размещение оруденения в отдельных месторождениях и рудных узлах. К ним относятся стратиграфический контроль оруденения, литолого-фациальные особенности меденосных толщ, палеотектонический контроль оруденения, морфология рудных тел, минерально-геохимические особенности медистых пород.

### СТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ КОНТРОЛЬ ОРУДЕНЕНИЯ

Специфические особенности локального стратиграфического контроля наиболее отчетливо проявлены в месторождениях типа медистых песчаников, образовавшихся как в лагунно-дельтовых, так и озерно-аллювиальных осадках. Для месторождений указанного типа весьма характерно многоярусное строение меденосных толщ, в разрезе которых число рудных залежей достигает нескольких десятков. Миграция рудных тел вверх по разрезу в сторону древнего бассейна обычно наблюдается в регрессивных сериях осадков и в обратную сторону — в трансгрессивных.

Такое размещение рудных тел установлено в меденосных толщах Удоканского, Джекказганского и ряда других месторождений. Например, в Удоканском месторождении, в южном крыле Намингинской брахисинклинали, медное оруденение занимает более высокое стратиграфическое положение по сравнению с северным крылом (на 150 м), что удовлетворительно объясняют существующие палеогеографические реконструкции для рассматриваемой эпохи меденакопления. Последние однозначно свидетельствуют о расположении бассейна седиментации к югу от района Намингинской брахисинклинали. Таким образом, в меденосной толще Удоканского месторождения имеется значительное перемещение медистых отложений вверх по разрезу в сторону древнего бассейна седиментации, которое находит объяснение в регрессивном развитии осадконакопления в это время.

Весьма сходные особенности локального стратиграфического контроля оруденения наблюдаются в Джекказганской мульде. В северной части ее медистые отложения приурочены к нижним горизонтам джекказганской толщи (таскудукскому и др.). По направлению к югу происходит постепенная миграция рудных залежей в верхние горизонты толщи. В южной части мульды меденосными являются самые верхние горизонты джекказганской толщи (анненский и др.). Следовательно, в Джекказганской мульде в направлении с севера к югу медистые отложения перемещаются вверх по разрезу на расстояние около 500 м, что, веро-

ятно, также связано с явлениями регрессии бассейна седиментации.

Перечисленные особенности стратиграфического контроля оруденения присущи также мелководноморским отложениям, но выражены они здесь гораздо слабее. Возрастное скольжение медного оруденения в мелководноморских осадках проявляется только вблизи красноцветных отложений, развитых над выступами фундамента, и выражается в постепенном перемещении рудной минерализации в более высокие части разреза по мере приближения к красноцветам (Зангерхаузен, Мансфельд и др.).

В ряде случаев устанавливается смена различных типов медистых отложений вдоль побережий древних бассейнов. Так, в районе месторождения Красного (Кодаро-Удоканская зона) по простирацию пластов наблюдается постепенная смена лагунно-дельтовых медистых отложений мощностью до 200 м мелководными прибрежно-морскими медистыми осадками, мощность горизонтов которых редко превышает первые метры.

В одни и те же периоды меденакопления нередко происходит одновременное образование литолого-фациальных комплексов осадков, резко различающихся по условиям седиментации и концентрации в них соединений меди. Так, в лагунно-дельтовых медистых отложениях часто в пределах одного и того же стратиграфического горизонта можно наблюдать постепенную смену в сторону палеобассейна протоковых (русловых) медистых песчаников и алевролитов заливно-лагунного мелководья безрудными баровыми и косовыми песчаниками (Удокан, Джекказган и др.). Учет такого рода особенностей проявления стратиграфического контроля, естественно, невозможен без детальных палеогеографических реконструкций.

#### *ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ МЕДЕНОСНЫХ ТОЛЩ*

Для меденосных толщ, независимо от их стратиграфического положения, характерны определенные литолого-фациальные особенности. В их составе обычно резко преобладают песчаники и алевролиты, при подчиненном развитии глин или аргиллитов, конгломерато-брекчий, мергелей и известняков. Только в месторождениях типа медистых сланцев рудоносные горизонты сложены преимущественно глинистыми породами и мергелями. Обломочным породам свойственны полимиктовый состав, повышенная карбонатность (кальцитовый и доломитовый цемент), красная и серая окраска пород.

Разное положение стратифицированных месторождений меди в фациальном профиле пестроцветных отложений обуславливает существенные отличия их по строению и составу меденосных толщ, морфологии рудных тел, характеру зональности оруденения и многим другим признакам. Характерно наиболее сложное строение меденосных толщ для континентальных аридных формаций и зако-

номерное циклическое строение для паралических и морских формаций (Страхов, 1962). Медистые осадки обычно накапливаются в речных долинах, в дельтах и прибрежных частях морей и озер. Естественно, что палеогеографические условия образования меденосных отложений оказывают существенное влияние на морфологию рудных тел. Так, в речных осадках лентообразные рудные тела ориентированы вдоль древних русел и недостаточно выдержаны по простиранию (Каргалинская группа месторождений в Приуралье и др.). Более закономерное и правильное расположение рудных тел свойственно дельтовым и мелководнобассейновым отложениям. В последнем случае медистые осадки повторяют очертания прибрежных аккумулятивных форм и береговой линии моря или озера в виде достаточно выдержанных по простиранию полос и лент переменной мощности (юг Сибирской платформы, Мансфельд в ГДР и др.). В медистых дельтовых отложениях имеется сложное сочетание пластовых рудных залежей, ориентированных как вдоль побережья, так и вдоль древних русловых протоков. Наиболее крупные линзо- и лентообразные залежи медных руд характерны для дельтовых образований (Джезказган и др.).

Литолого-фациальные особенности пород и руд меденосных толщ как раз и положены в основу их деления на типы и подтипы. Промышленные концентрации медных руд в мелководноморских осадках объединены под наименованием месторождений типа медистых сланцев, в лагунно-дельтовых отложениях названы месторождениями медистых песчаников джезказганского подтипа, в озерно-аллювиальных — медистыми песчаниками приуральского подтипа (Богданов, 1967).

Весьма важную роль в накоплении медистых осадков играют аккумулятивные формы в прибрежных зонах палеобассейнов. Развитие прибрежных баров и валов, морских кос и грив способствует образованию мелководных заливов и лагун, в которых в спокойной обстановке накапливаются осадки, содержащие соединения меди и других металлов. Наиболее отчетливо значение аккумулятивных форм для осадочного рудообразования проявляется в дельтовых акваториях. Приустьевые бары и косы отгораживают дельту, образуя крупную лагуну, в которой накапливаются речные выносы, и в том числе взвеси основных карбонатов меди и другие ее соединения. В дельтовой акватории также образуются многочисленные мелкие аккумулятивные формы. Они развиваются около ветвящихся подводно- и наземно-дельтовых протоков (прирусловые косы и валы, банки и т. п.), разбивая огромную акваторию дельты на мелкие водоемы типа култуков и ильменей в дельте Волги. В них главным образом и происходит седиментация медистых осадков.

Указанная зависимость размещения медистых осадков от расположения прибрежных аккумулятивных форм отчетливо проявлена в Джезказгане (Шутов, Дружинин, 1963б), Удокане (Богданов и др., 1966; Кутырев, Богданов, 1966), Мансфельде (Kautzsch,

1942, 1958). и в некоторых других осадочных месторождениях меди.

Большое значение для прогнозной оценки медистых заливно-лагунных морских отложений имеет установление рельефа дна бассейна. Дело в том, что для медистых осадков характерна приуроченность к расположенным около палеоподнятий впадинам морского дна, нередко представлявшим структуры типа конседиментационных мульд и брахисинклиналей. Особенно благоприятны впадины морского дна, формирующиеся небольшими по амплитуде медленными прогибаниями на отметках, близких к уровню моря. Наличие таких пологих конседиментационных брахискладок на дне палеобассейна определяется по заметному увеличению в них мощностей осадков.

При формировании месторождений типа медистых сланцев накопление меди происходит в трансгрессивную фазу развития палеобассейна, при образовании месторождений типа медистых песчаников — в регрессивную фазу (Лурье, 1965 и др.). Дело в том, что только поднятие берега палеобассейна способствует созданию как наземной, так и подводной дельты (Самойлов, 1952; Ботвинкина, Яблоков, 1963). Следовательно, направление тектонических движений играет чрезвычайно большую роль в формировании стратифицированных месторождений меди.

Для палеогеографических реконструкций широко используются литолого-фациальные исследования меденосных толщ (Хабаков, 1951; Ботвинкина, 1962; Кутырев, 1968). Большое внимание при этом уделяется изучению текстурных признаков пород (слоистости, знаков волнения и течения, трещин усыхания и др.). Нередко при реконструкции палеоландшафта учитываются также особенности ритмичности и латеральной смены осадков бассейна седиментации (Дружинин, 1963; Богданов, 1963 и др.).

Мелководный характер заливно-лагунных морских отложений устанавливается по наличию мелкой волнистой, волнисто-косой и реже мелкой косой слоистости, а также знаков волнения и течения, следов наземных животных и других аналогичных признаков. Простираения валиков ряби волнения в участках мелководья отличаются большими колебаниями. Однако массовые замеры их позволяют ориентировочно определить протяженность берега палеобассейна, что имеет важное значение для прогнозной оценки, так как минеральные зоны, а следовательно и рудные тела, часто ориентированы вдоль древнего побережья. На основании наблюдений над бифуркацией валиков ряби волнения нередко удается определить положение суши по отношению к пункту наблюдения. Повышенное содержание карбонатов (кальцита, доломита и др.) свидетельствует об осадконакоплении в замкнутых бассейнах в условиях сухого жаркого климата. Появление гипса и ангидрита в красноцветах указывает на формирование их в условиях аридного климата в бассейнах с повышенной соленостью вод.

Мелководноморским медистым осадкам свойственна исключительно выдержанная мелкая ритмичность. Так, в пределах Мансфельдской и Зангерхаузенской мульды в горизонте медистых сланцев мощностью в несколько десятков сантиметров установлены три ритма седиментации (Rentzsch, 1965).

Накопление соединений меди в осадках водоемов происходит на сравнительно небольшом расстоянии от областей сноса (десятки километров, редко больше). Подтверждением сказанного служит также постоянная примесь терригенного материала в морских медистых осадках (медистые отложения юга Сибирской платформы, Мансфельдской мульды в ГДР, Гродзецкой мульды в Польше и др.).

Для месторождений типа медистых песчаников характерна приуроченность к осадкам дельтовых акваторий и речных долин. Наибольшие концентрации металлов накапливаются в дельтовых отложениях. Размеры палеодельты колеблются в широких пределах, достигая в ширину 10 км и более (Удокан, Джезказган и др.). Палеодинамика вод в дельтовых акваториях отличается большой сложностью. В их пределах речные воды проникают в заливы и лагуны, отлагая терригенный материал и образуя огромные конусы выноса. В дельтах реки распадаются на многочисленные ветвящиеся рукава и мелкие протоки. По данным замеров кривой слоистости в русловых песчаниках определяется общее направление стока речных вод. В предбаровой лагуне устанавливается латеральная миграция протоков и рукавов дельты. Она находит выражение в ритмичном строении лагунно-дельтовых осадков и кулисообразном залегании русловых отложений в толщах пестроцветов.

Изменение палеодинамики вод в лагунно-дельтовых акваториях тесно связано с явлениями регрессии и трансгрессии. При регрессиях приустьевые бары и дельтовые конусы выноса перемещаются в глубь палеобассейна, а при трансгрессии отступают в сторону суши. В связи с этим во многих пестроцветных толщах наблюдается «возрастное скольжение» медистых отложений по направлению внутрь древнего бассейна. Для прогнозной оценки месторождений чрезвычайно важно выделить в лагунно-дельтовой акватории конусы выноса. Именно в песчаных, гравийных и галечных отложениях конусов выноса происходит формирование медного оруденения в диагенетическую и катагенетическую стадии (Удокан, Джезказган и др.).

В речных долинах накопление соединений меди происходит в периоды паводков в поймах, старицах и других участках рек, характеризующихся спокойными условиями седиментации. Более благоприятными для меденакопления являются нижние преддельтовые части рек. Для них характерно ветвление русел и отсутствие глубоко врезанных речных долин. При диагенетических и катагенетических процессах соединения меди часто переотлагаются из мелкообломочных осадков зон спокойной седиментации в грубо-

обломочные русловые отложения. Однако в результате такой мобилизации седиментационных накоплений меди при диагенезе и катагенезе крупные промышленные залежи медных руд в аллювиальных отложениях не образуются. Причины, обуславливающие возникновение только небольших рудных залежей в русловых осадках рек, пока недостаточно ясны. Возможно, они заключаются в небольших количествах общей суммарной меди, осаждающейся в различных аллювиальных осадках на том или ином участке долины реки.

### *ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЙ КОНТРОЛЬ ОРУДЕНЕНИЯ*

Палеотектонический контроль оруденения выражается в тяготении основных участков меденакпления в пределах полос меденосности к локальным структурам низших порядков на фоне крупных прогибов. На юге Сибирской платформы наиболее существенные концентрации меди наблюдаются в отложениях склонов структур второго и третьего порядка. В Приуралье намечается пространственная связь медистых отложений с системами сводовых поднятий и их склонов (Полянин, Изотов, 1967 и др.).

Приуроченность стратифицированных медных руд к крупным тектоническим структурам объясняется тем, что такие проявления тектоники, как палеоподнятия, конседиментационные мульды, возникшие в результате блоковых передвижек выступы фундамента или прогибы оказывали большое влияние на условия седиментации медистых осадков. Нередко именно благодаря им выводились на поверхность и эродировались блоки пород, отличавшихся повышенным содержанием металлов (меди, свинца, цинка и др.). Вблизи развивавшихся палеоподнятий в бассейне возникали мелководные условия и образовывались конседиментационные мульды, т. е. создавалась обстановка, необходимая для накопления осадочных концентраций металлов.

### *МОРФОЛОГИЯ РУДНЫХ ТЕЛ*

Одним из наиболее существенных факторов, определяющих морфологию рудных тел стратифицированных медных месторождений, является литолого-фациальный состав вмещающих пород, а также степень их нарушенности складчатыми и разрывными дислокациями.

Для приуроченных к мелководноморским осадкам месторождений типа медистых сланцев характерны рудные тела пластовой и пластообразной формы. Мощность их измеряется десятками сантиметров, редко достигая первых метров. В плане такие рудные тела имеют крайне разнообразную форму, определяющуюся главным образом конфигурацией побережья или прибрежных аккумулятивных форм, а также рельефом дна палеобассейна (Мансфельд и др.).

Месторождения типа медистых песчаников обычно локализируются в лагунно-дельтовых или озерно-аллювиальных отложениях. Наиболее значительные рудные концентрации приурочены к лагунно-дельтовым осадкам. Именно в них расположены крупные линзо- и пластообразные залежи. Длина их измеряется сотнями метров, иногда первыми километрами, ширина — десятками или сотнями метров при мощности в первые метры, реже десятки метров. Характерно многоярусное кулисообразное залегание рудных тел в меденосной толще, обусловленное возрастным скольжением рудоносных осадков. Обычно форма рудных тел не отличается большим постоянством. В ряде случаев наблюдается, как снизу вверх по разрезу пласто- и линзообразные залежи постепенно сменяются лентообразными и мелкими изометричными рудными телами (Джезказган и др.). Количество рудоносных горизонтов колеблется от 1—2 до 10.

В аллювиальных отложениях рудные тела имеют крайне разнообразную форму и небольшие размеры. Это чаще всего мелкие линзовидные залежи, ориентированные вдоль или поперек палеорусел. В последнем случае они нередко имеют в плане серповидную форму и кулисообразное расположение в разрезе меденосной толщи (Приуралье и др.).

В рассматриваемых медных месторождениях нередко встречаются секущие и послойные разнообразные по форме жильные рудные тела. Они наиболее широко развиты в тектонически сильно нарушенных рудных районах. Такие рудные тела отличаются высоким содержанием металлов, но размеры их обычно невелики. Они редко имеют практическое значение.

#### *МИНЕРАЛЬНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕДИСТЫХ ПОРОД*

Высокая миграционная способность в окислительной среде и низкая в восстановительной сероводородной является характерной особенностью геохимии меди, которая обуславливает концентрацию ее на этом геохимическом барьере. При благоприятных условиях именно таким путем происходит образование стратифицированных медных руд в диагенетическую и отчасти катагенетическую стадии.

#### *Минеральный состав, структуры и текстуры руд*

Состав руд стратифицированных месторождений меди отличается большим разнообразием как входящих в него минералов, так и отдельных элементов. Весьма характерными рудными минералами медистых отложений являются такие сульфиды меди, как халькозин, борнит, халькопирит, реже блеклые руды и ковеллин. В тесной парагенетической ассоциации с ними обычно развиты сульфиды железа, свинца, цинка, кобальта, никеля, серебра, висмута, молибдена, рения, германия, селена и теллура, а также оки-

слы урана, самородная медь, серебро, золото, висмут, платина и др. Перечисленные минералы распространены в тех или иных количествах во многих месторождениях медистых песчаников и медистых сланцев, но промышленных концентраций, за исключением сульфидов меди, они достигают редко. Из числа наиболее характерных элементов, образующих иногда крупные концентрации промышленного значения, можно назвать свинец, цинк, серебро, уран и кобальт.

Структурно-текстурные особенности разновозрастных меденосных отложений свидетельствуют о том, что концентрация рудных минералов происходила в цементе обломочных пород при процессах диагенеза и катагенеза. Вкрапленность рудных минералов часто подчеркивает слоистые текстуры пород и нередко участвует в разнообразных диагенетических текстурах, нарушающих первичную слоистость пород (плочатость, оползни и т. п.). Характерны каемчатые текстуры сульфидов вокруг обломков глинистых пород и органических остатков. Региональный метаморфизм медистых отложений вызывает перекристаллизацию цемента обломочных пород, обуславливая частичное переотложение находящихся в них сульфидов. В зависимости от степени метаморфизма наблюдается изменение структурно-текстурных особенностей пород и руд. Так, в меденосных отложениях Кодаро-Удоканской зоны распространены характерные слоистые вкрапленные текстуры и цементные структуры руд, которые в отдельных случаях существенно изменены проявлениями регионального и контактового метаморфизма. Региональный метаморфизм приводит к появлению в рудах массивных и брекчиевых текстур и разнообразных текстур пересечения, а также к развитию четко проявленных интерстициальных структур и структур распада и прорастания сульфидов меди. При контактовом метаморфизме образуются типичные роговиковые пятнистые текстуры и различные по форме текстуры пересечения при заметном увеличении распространения в рудах графических структур прорастания и разнообразных структур распада (эмульсионных, пластинчатых, решетчатых и др.). Перекристаллизация сульфидов меди местами приводит к их очищению от примесей и появлению мелких зерен минералов серебра и висмута.

Изучение минерального состава и структурно-текстурных особенностей рассматриваемых руд позволило наметить ряд устойчивых парагенетических минеральных ассоциаций, характерных для руд стратифицированных месторождений меди в целом (борнит — халькозин, пирит — халькопирит и др.) или отличающихся от них присутствием пирротина (пирротин — халькопирит, пирротин — халькопирит — борнит и др.). Наиболее распространенными типами первичных руд являются борнит-халькозиновые, нередко содержащие значительные количества магнетита и гематита, и пирит-халькопиритовые (в ряде случаев пирротин-халькопиритовые).

Стадийность процесса рудообразования стратифицированных месторождений меди позволяет наметить несколько генераций главных рудообразующих сульфидов: седиментационно-диагенетическую (I), катагенетически-диагенетическую (II), регионально-метаморфическую (III) и контактово-метаморфическую (IV). III и IV генерации распространены только в древних осадочно-метаморфизованных месторождениях. Следует отметить, что рудные образования перечисленных генераций не всегда легко выделяются. Дело в том, что формирование руд II, III и IV генераций нередко происходит путем преобразования рудных концентраций более ранних стадий.

В зонах окисления стратифицированных месторождений меди широко распространены малахит, азурит, брошантит, хризоколл, самородная медь, антлерит, атакамит, элит, халькантит, тенорит, куприт, гидрогетит, гидротематит, гематит, делафоссит, мелантерит, ярозит, гипс и другие минералы. В районах с влажным умеренным климатом в окисленных рудах обычно резко преобладают малахит и азурит, а в районах с сухим жарким климатом — атакамит. Главными рудными минералами зон цементации являются халькозин, борнит и ковеллин. Для агрегатов вторичных минералов зон окисления и цементации характерно развитие натечных, землистых, решетчатых, ящичных, каемчатых и разнообразных реликтовых текстур, а также раскрошенных, петельчатых, краевых каемок, натечных и других структур.

*Изотопный состав сульфидной серы — важный показатель генезиса стратифицированных месторождений меди*

Исследования сульфидов Удоканского, Джезказганского и ряда других стратифицированных месторождений меди Советского Союза показали, что им свойствен исключительно широкий диапазон колебаний изотопного состава серы ( $>50\% \delta S^{34}$ ) при резком преобладании ее легких изотопов (Богданов, Голубчина, 1969). Сходный изотопный состав сульфидной серы установлен также в месторождениях меди других рудоносных провинций (Катанга-Замбийского пояса в Центральной Африке, плато Колорадо в Северной Америке и др.). Эти данные указывают на биогенное происхождение сульфидной серы и тем самым подтверждают осадочный генезис рассматриваемых медных руд.

Не устанавливается четкой зависимости изменений изотопного состава серы сульфидов месторождений типа медистых песчаников и сланцев от их минеральной формы или характера проявления сульфидной минерализации (вкрапленные, жильные и другие руды), а также от литологического состава медистых пород. Отсюда следует, что источник серы для сульфидообразования был один. Им являлся генерируемый анаэробными бактериями сероводород. Преобладание в сульфидах легких изотопов серы указывает на то, что рудообразование протекало в неглубоко залегаю-

щих слоях осадков с поровыми водами, содержащими сульфаты и характеризующимися замедленной редукцией.

Намечаются различия изотопного состава серы сульфидов в медистых отложениях, расположенных в разных частях стратиграфического разреза рудоносных толщ или резко отличающихся по условиям седиментации и диагенетических преобразований. Такие колебания объясняются исключительным разнообразием физико-химической обстановки в системе осадок — вода — органическое вещество, существовавшей в течение диагенеза.

Региональный и контактовый метаморфизм медистых пород приводит к усреднению и в отдельных случаях к утяжелению изотопного состава сульфидной серы. В сульфидах метаморфических жил  $\delta S^{34}$  достигает  $+7,6\%$  (Удокан), в контактово-метаморфизованных медистых песчаниках  $\delta S^{34}$  новообразованного пирротина достигает  $+10,8\%$  (Красное).

### *Зональность оруденения*

Для стратифицированных месторождений меди характерно развитие как первичной, так и вторичной зональности оруденения. Установление типа зональности, особенностей ее проявления, а также соотношений первичной и вторичной зональности имеет большое практическое значение для правильной оценки перспектив того или иного месторождения.

Первичная зональность оруденения в рассматриваемых месторождениях выражается, во-первых, в закономерном пространственном расположении медных, свинцовых и цинковых руд и, во-вторых, в минеральной зональности сульфидов меди и железа в медистых отложениях. Эти два типа зональности проявляются на разных стадиях осадочного рудообразования и обуславливаются принципиально отличающимися факторами.

Зональность в размещении осадочных концентраций меди, свинца и цинка заключается в приуроченности сульфидов меди к наиболее мелководным прибрежным частям палеобассейнов седиментации и в постепенной смене медной минерализации по направлению в глубь бассейна сначала свинцовым, а затем цинковым оруденением. В разрезе рудоносных отложений наблюдается вертикальная зональность, проявляющаяся в постепенной смене снизу вверх медных руд свинцовыми и цинковыми. Такая зональность оруденения образуется в седиментационную стадию и обусловлена, по-видимому, различной геохимической подвижностью металлов (Страхов, 1962).

Минеральная зональность проявляется в диагенетическую стадию и контролируется распределением органического вещества в осадках. При этом характерно развитие сульфидов меди в более прибрежных и грубозернистых отложениях с меньшим количеством органического вещества. Уменьшение размера кластических зерен и обогащение осадков органическим веществом вызывает

постепенную смену сульфидов меди сульфидами железа. Таким образом, развитие зональности в распределении сульфидов в стадию диагенеза строго контролируется особенностями распределения в меденосных осадках захороненного органического вещества, обуславливающего повышенные содержания  $H_2S$  и пониженные показатели Eh. Отсюда следует, что степень упорядоченности расположения органического вещества в дельтовых и прибрежно-морских осадках определяет характер зональности оруденения.

Форма и размеры минеральных зон зависят от приуроченности оруденения к определенным частям фациального профиля пестроцветных отложений. Наиболее отчетливо зональность оруденения проявлена в месторождениях типа медистых сланцев, в которых сульфидная минерализация приурочена к мелкообломочным карбонатно-терригенным осадкам мелководного морского бассейна (Роан Антилоп, Балуба, Нчанга и другие месторождения в Катанга-Замбийском Медном поясе, Мансфельд в ГДР, медистые отложения юга Сибирской платформы и др.). В указанных месторождениях минеральные зоны имеют форму широких, иногда извилистых полос, вытянутых вдоль побережья палеобассейна на значительное расстояние (десятки километров). Длина зон обычно во много раз превышает их ширину (в двадцать и более раз) при мощности в десятки сантиметров, реже в первые метры.

Первичная зональность оруденения в месторождениях типа медистых песчаников отличается более сложной конфигурацией минеральных зон. В лагунно-дельтовых отложениях (Джезказган, Удокан и др.) длина зон измеряется первыми километрами при ширине в несколько сотен метров и мощности, достигающей нескольких десятков метров. Морфология минеральных зон не является столь постоянной, как в медистых сланцах, и нередко меняется даже в пределах одного месторождения. Так, в Джезказгане в низах меденосной толщи минеральные зоны выдержаны по простиранию и образуют одну крупную зональную серию. Вверх по разрезу наблюдается постепенное усложнение формы минеральных зон и дифференциация единой зональной серии на ряд более мелких, каждой из которых свойственно зональное строение, подчиненное общему плану.

В аллювиальных отложениях (Приуралье, Наукат, Варзык и др.) первичная зональность оруденения либо отсутствует, либо выражена крайне слабо. Минеральные зоны в них имеют небольшую форму.

Наблюдающаяся в медистых сланцах и медистых песчаниках вертикальная зональность оруденения (по мощности пласта) часто выражается в постепенной смене вверх по разрезу следующих зон минералов: пирит — халькопирит — борнит — халькозин или в обратном порядке. В первом случае она обычно объясняется накоплением медистых осадков при регрессии морского бассейна, во втором — при трансгрессии (регрессивный и трансгрессивный типы зональности). Однако, если это положение вполне справедливо

для медистых сланцев (осадки прибрежно-морского мелководья), то при интерпретации вертикальной зональности оруденения в медистых песчаниках (лагунно-дельтовые отложения и др.) оно требует существенных корректив. Дело в том, что подобная минеральная зональность проявляется по-разному при регрессии или трансгрессии в осадках различных частей дельтовой лагуны. Так, при регрессии в прибрежной части лагуны создаются условия для образования вертикального зонального ряда (снизу вверх): пирит — халькопирит — борнит — халькозин. В это же время в предбаровой части лагуны возникает обстановка седиментации, близкая к условиям трансгрессии, обуславливающая расположение минеральных зон по мощности пластов в обратном порядке: халькозин — борнит — халькопирит — пирит. Минеральная зональность оруденения в осадках прибрежной части регрессивно развивающейся лагуной дельтовой акватории наиболее отчетливо проявлена в Удоканском месторождении, в отложениях предбаровой полосы — в Джекказгане. В связи с этим целесообразно различать эти два подтипа регрессивной минеральной зональности формирующихся в медистых грубообломочных осадках регрессивных серий, называя первый — удоканским, а второй — джекказганским. Подобные случаи формирования зональности в медистых песчаниках, накапливающихся в условиях трансгрессии, пока неизвестны.

Локальная вертикальная минеральная зональность в медистых песчаниках может вызываться не только явлениями регрессий и трансгрессий, но и латеральной миграцией конусов дельтовых выносов, что необходимо учитывать при ее интерпретации и использовании для целей прогноза.

Вторичная зональность оруденения в стратифицированных месторождениях меди изучена достаточно хорошо. Она подчиняется общим законам поведения сульфидов меди в зоне гипергенеза. Распределение минералов в зоне выветривания медистых пород несет многие черты сходства с вторичной зональностью, широко проявленной в медных эндогенных месторождениях. В них также устанавливается зависимость морфологии зон окисления и вторичного сульфидного обогащения от климатических, литологических, тектонических, гидрохимических и других факторов, определяющих интенсивность окисления рудных образований и глубину его проникновения (Смирнов, 1951).

## **ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ СТРАТИФИЦИРОВАННЫХ СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ**

### **Классификация стратифицированных свинцово-цинковых месторождений**

По условиям формирования и особенностям строения среди стратифицированных месторождений свинца и цинка выделяются два основных генетических типа: осадочные и вулканогенно-осадочные (табл. 2). Осадочные (седиментационно-диагенетически-

Характеристика стратифицированных месторождений свинца и цинка

Характерные особенности свинцово-цинковистых отложений	Осадочные (седиментационно-катагенетические)				Вулканогенно-осадочные
	В платформенных чехлах		В геосинклинальных трогах без существенного проявления вулканизма		В геосинклинальных трогах с вулканизмом в бассейне рудонакопления
	Прибрежно-морские	Морские	Прибрежно-морские	Морские	
Формационная принадлежность	Сероцветная или пестроцветная карбонатно-терригенная прибрежно-морская	Сероцветная карбонатная морская	Пестроцветная карбонатно-терригенная прибрежно-морская	Сероцветная карбонатная морская	Пестроцветная вулканогенно-кремнисто-карбонатная
Характер разреза	Чередование пестроцветных горизонтов песчаников, конгломератов, алевролитов и аргиллитов с горизонтами известняков и доломитов	Чередование известняков и доломитов различной окраски и оттенков между собой, иногда с ракушняковыми известняками и оолитовыми песчанистыми известняками	Чередование горизонтов конгломератов, песчаников, алевролитов, песчанистых известняков, мергелей и доломитов	Тонкослоистые битуминозные известняки и доломиты черного и темно-серого цвета, чередующиеся с углистыми аргиллитами, сланцами, кварцитами, иногда карбонатные брекчии	Частое чередование контрастных пород: спилитов, кератофинов, туфов, кремнисто-карбонатных пород, битуминозных известняков, углистых сланцев, магнетитовых, гематитовых и сидеритовых слоев
Рудоносные фациальные типы пород	Оолитовые, волнистослоистые и обломочные известняки и доломиты, песчанистые известняки, реже песчаники зоны волнений, битуминозные известняки и	Известняки и доломиты участков застойной седиментации, оолитовые и обломочные известняки и доломиты участков волнения на склонах конседимента-	Песчанистые, глинистые известняки и доломиты, известковистые сланцы, песчаники, реже конгломераты участков волнения и спо-	Черные битуминозные известняки, доломиты и углистые сланцы участков застойной седиментации, оолитовые, обломочные известняки и доломиты, их	Темные углистые кремнистые мергели, иногда органогенно-детритовые известняки, туфы и туф-фиты

	доломиты участков застойной седиментации	ционных поднятий, рифы	койной седиментации	брекчии участков волнения на внутрибассейновых поднятиях	
Палеорельеф и динамика ложа бассейнов	Низкий градиент мощностей осадков по площади (первые метры на 1 км)	Низкий градиент мощностей осадков по площади, устойчивость прогибов и поднятий	Высокий градиент мощностей осадков по площади (десятки метров на 1 км)	Для рудонакопления благоприятны склоны конседиментационных поднятий, рифовых массивов	Высокий градиент мощностей осадков по площади (десятки метров на километр); резко-контрастный рельеф, обусловленный конседиментационной складчатостью, благоприятен для отложения богатых руд во впадинах
Вероятный источник рудного вещества	Осадочные и вулканогенно-осадочные породы и фумарольно-сульфатарная деятельность в областях сноса, иногда устанавливается синхронность рудонакопления в бассейнах и проявлений магматизма в соседних областях сноса		Осадочные и вулканогенно-осадочные породы в областях сноса  Фумарольно-сульфатарная деятельность в областях сноса (суши), на порогах конседиментационных поднятий, в некоторых случаях рудонакопление синхронно магматизму в соседних районах, чаще же периоды рудонакопления следуют вслед за проявлением мощного вулканизма в бассейне	Осадочные и вулканогенно-осадочные породы конседиментационных внутрибассейновых поднятий	Фумарольно-сульфатарная деятельность, часто совмещенное положение вулканических аппаратов и рудных полей с последующим наложением на осадочные руды гидротермальных руд

Характерные особенности свинцово-цинковых отложений	Осадочные (седиментационно-катагенетические)				Вулканогенно-осадочные
	В платформенных чехлах		В геосинклинальных трогах без существенного проявления вулканизма		
	Прибрежно-морские	Морские	Прибрежно-морские	Морские	
Диagenетические преобразования рудоносных осадков	Послойное распределение рудных минералов, участие их в различных диагенетических нарушениях слоистости. Наличие конкреционных образований. Приуроченность сульфидов к прослоям, обогащенным органическими остатками с развитием псевдоморфоз рудных минералов по створкам и ядрам раковин, мшанкам и кораллам. Обогащение рудным веществом цемента брекчий, концентрация вдоль стилолитовых швов, замещение карбонатных оолитов, формирование глобулярных (иногда руднозональных) скоплений				
Катагенез рудоносных пород	Перекристаллизация сульфидов с развитием секущих прожилков (метаморфических жил альпийского типа), регенерация сульфидов с образованием залежей и жил, зальбанды которых обогащены сульфидами				Катагенез зачастую отделен от гидротермального продолжения рудного процесса
Зональность ориентации горизонтальная	Проявлена слабо по отношению к береговой линии, несколько лучше — к осям конседиментационных поднятий, по направлению к которым преимущественно цинковые руды сменяются свинцовыми и далее появляется примесь меди (блеклые руды, халькопирит, халькозин)				Выражена по отношению к центрам вулканосольфатарной деятельности и к изолиниям равных мощностей рудоносных осадков (палеотопографии) и проявляется в смене сульфидных свинцово-цинковых руд окисными магнетито-гематитовыми и железо-марганцевыми
вертикальная	Проявлена весьма слабо		Иногда проявляется в смене меденосных карбонатно-терригенных пород цинк-свинцовоносными терригенно-карбонатными и карбонатными		Выражена чередованием марганцево-железорудных и цинково-рудных горизонтов

<p>Метаморфические преобразования региональные</p>	<p>Отсутствуют или слабо выражены</p>		<p>Выражаются в регенерации сульфидов с образованием интерстициальных, графических и других структур руд, а также прожилков и рудных брекчий. Для докембрийских рудоносных толщ характерно развитие тальцитов по доломитам, кварцитов по песчаникам и алевролитам, сланцев по аргиллитам, мраморизация известняков, что существенно затрудняет диагностику фациальных типов пород</p>		<p>В древних толщах проявлены интенсивно</p>
<p>контактные</p>	<p>Встречаются редко около секущих даек и проявляются в перераспределении сульфидов и обогащении даек рудными минералами</p>		<p>Проявляются весьма интенсивно в скарировании рудоносных горизонтов с полным перераспределением сульфидов и наложением аллохтонной минерализации (олово, вольфрам, кобальт, висмут, сурьма, золото, серебро и др.)</p>		
<p>Масштабы минерализации</p>	<p>Рудопроявления, иногда мелкие месторождения</p>		<p>Мелкие и средние месторождения</p>	<p>От мелких месторождений до очень крупных</p>	<p>От мелких месторождений до крупных</p>
<p>Примеры</p>	<p>Юг Ленской площади ордовика Сибирской платформы</p>	<p>Ленская площадь от Жигалова до Киренска, Приенисейская площадь, Прибалтика</p>	<p>Уч-Кулач, Сумсар, Джергалан в Тянь-Шане</p>	<p>Миргалимсай в Кара-Тау, Горевское в Енисейском крае, Таежное, Барвинское в Прибайкалье</p>	<p>Бестюбе, Ушкатын-1, Жайрем, Атасуй в Казахстане, месторождения в Западном Забайкалье</p>

катагенетические) месторождения подразделяются по геотектонической позиции на месторождения в платформенных чехлах и в геосинклинальных трогах. В тех и других по различиям в палеогеографии территорий рудонакопления выделяются виды: месторождения в прибрежно-морских терригенно-карбонатных толщах и месторождения в мелководноморских карбонатных толщах.

Вулканогенно-осадочные стратифицированные месторождения приурочены к узким стратиграфическим интервалам разреза и обнаруживают тесную связь с эпохами вулканизма непосредственно в бассейнах осадко- и рудонакопления, что проявляется в явной корреляции площадей и эпох рудообразования и вулканизма, связи оруденения с терригенно-карбонатными пластами, сформированными при участии вулканического материала и продуктов фумарольно-сульфатарной деятельности (силицидами, туфами, лавами и пр.), а иногда и в минерально-вещественной зональности вокруг палеовулканов или глубинных разломов, контролирующих их размещение.

По мере удаления от вулканических аппаратов площади рудотложения постепенно теряют признаки участия вулканической деятельности в рудном процессе и на размещение рудных залежей все большее влияние оказывают процессы осадочной дифференциации вещества в бассейне. Учитывая то, что пространственное совмещение зон вулканической активности с такого рода рудными объектами — лишь частный случай процесса формирования стратифицированных месторождений, все эти рудоносные толщи при выяснении закономерностей размещения по существу должны анализироваться по единой методике, принятой для стратифицированных месторождений, т. е. с обязательным применением палеогеографических реконструкций и литолого-фациальным изучением рудоносных тел.

С точки зрения роли осадочных процессов в их формировании вулканогенно-осадочные месторождения изучаются сравнительно недавно (Попов, 1962, 1968а; Щерба, 1964; Митряева и др., 1961), поэтому многие факторы контроля оруденения, такие как палеогеографический, стратиграфический, палеотектонический и литолого-фациальный, для них остаются неразработанными или освещены в литературе лишь по немногим объектам (Геология и металлогения Успенской тектонической зоны, 1967).

### **Региональные закономерности размещения стратифицированных свинцово-цинковых месторождений**

Представителями наиболее древних, докембрийских стратифицированных месторождений свинца и цинка являются верхнепротерозойские месторождения Сибирской платформы и ее складчатого обрамления — Горевское в Енисейском кряже, Таежное, Барвинское и др. в Прибайкалье. Широко развито свинцово-цинковое оруденение в карбонатно-терригенных толщах позднего

докембрия — палеозоя в Восточном Забайкалье (Алексеев, 1968). Большое количество рудопроявлений свинца и цинка отмечено на территории Иркутского амфитеатра в ордовикских терригенно-карбонатных отложениях чехла в двух зонах — Ленской и Приенисейской. Они сравнительно хорошо изучены, но промышленные объекты среди них до сих пор не выявлены.

Изучение большинства из упомянутых свинцово-цинковоносных площадей в соответствии с методикой исследования стратифицированных рудных образований только начинается, однако уже теперь можно с уверенностью говорить не только о складчатом обрамлении Сибирской платформы как о весьма перспективной свинцово-цинковоносной провинции (Кормилицын, 1966), но и о всей территории Юго-Восточной Сибири как о целостной провинции, характеризующейся определенной эволюционной направленностью условий формирования цинк-свинцовоносных толщ, которые нуждаются в анализе одновременно на всей территории и по единой методике.

На этом же стратиграфическом уровне (поздний протерозой — ранний кембрий) находятся рудопроявления свинца и цинка в восточном обрамлении Алданского щита (Юдомо-Майская площадь).

Второй крупнейшей свинцово-цинковоносной провинцией является Казахстано-Тяньшаньская. Казахстанский сектор ее включает Тенгиз-Терсакканскую, Пришимскую, Атасу-Успенскую, Акжал-Аксоранскую и Каратаускую площади с оруденением в терригенно-карбонатных толщах среднего девона — нижнего карбона, причем на большинстве площадей Центрального Казахстана стратиграфический интервал рудоносности еще более узкий ( $D_3 - C_1$ ).

В Тяньшаньском секторе провинции свинцово-цинковое оруденение отмечается в терригенно-карбонатных толщах от эйфельского яруса среднего девона до башкирского яруса среднего карбона и сосредоточено главным образом на Чаткальской, Кураминской, Пскемской и Центрально-Тяньшаньской площадях Чаткало-Нарынской структурно-формационной зоны (средний девон — нижний карбон), Актайлякской и Джергаланской площадях Северного Тянь-Шаня (средний карбон) и примыкающей с севера Кетмен-Текесской площади Юго-Восточного Казахстана (нижний карбон). В предположительно живет-франских породах залегает месторождение Уч-Кулач на Западно-Узбекистанской площади (хр. Нуратау).

Среднедевонскому и нижнекарбонному стратиграфическому уровню отвечают также полиметаллические месторождения Алтае-Саянской складчатой области, которая может рассматриваться как самостоятельная свинцово-цинковоносная провинция, обладающая чертами сходства с Казахстано-Тяньшаньской. Многие из полиметаллических месторождений этой области вполне отвечают определению «стратифицированные месторождения» и являются осадочным и вулканогенно-осадочным их типами.

На Северо-Востоке СССР в докембрийских и палеозойских терригенно-карбонатных толщах известно большое количество рудопроявлений свинца и цинка. К ним относятся рудопроявления в силурийско-девонских толщах юго-западной части Колымского массива, выделяемой в Тасканскую площадь. Имеются также отдельные рудопроявления свинца и цинка в палеозойских карбонатных породах Охотско-Чукотского вулканического пояса и в Чукотском массиве. Есть основания полагать, что свинцово-цинковое оруденение в палеозойских и триасовых карбонатных толщах Сихотэ-Алиня в значительной своей части относится к стратифицированному типу.

В фундаменте и чехле Русской платформы и в ее краевых структурах выявлены многочисленные разновозрастные рудопроявления свинца и цинка, объединяемые в рудоносные площади: Лемеза-Кулгунинская площадь Южного Урала (докембрий — нижний ордовик), Полюдово-Каменская (венд — нижний карбон) и Илычская (нижний силур) площади Северного Урала, Падыгинская площадь Приполярного Урала (нижний ордовик), Вайгач-Пайхойская (ордовик — нижний силур) и Цильменская (уфимский ярус верхней перми) площади Тимана, Ленинградская область (венд), площади Эстонии и Латвии (от верхнего ордовика до верхнего девона), Могилев-Подольская (венд) и Иване-Злотенская (нижний девон) площади Приднестровья и Брянской области (средний девон), Воронежская площадь (нижний — средний карбон), Скопинский район Подмосковья (нижний карбон), Донбасская площадь (нижняя пермь), Уфимская, Березниковская и Южно-Пермская (уфимский ярус верхней перми), Белебеевская (казанский ярус верхней перми и средний триас) площади Приуралья, Трускавецкая площадь Предкарпатья (нижний неоген).

На перечисленных площадях объектов промышленного значения не известно.

Изучение закономерностей размещения стратифицированных месторождений свинца и цинка позволило сформулировать основные факторы локализации оруденения и подразделить их на две группы — региональные и локальные.

### *ГЕОТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ СВИНЦОВО-ЦИНКОВОНОСНЫХ ПЛОЩАДЕЙ*

В применении к стратифицированным месторождениям геотектонические факторы их локализации необходимо рассматривать с нескольких точек зрения: 1) накопления рудоносных толщ в определенных геоструктурах или их частях в определенные периоды развития; 2) искажения формы и размеров первичных площадей (зон), расчленения их на части (блоки) и усложнения расшифровки и применения палеогеографических факторов; 3) вывода рудоносных толщ к поверхности и определения экономической целесообразности разработки.

По геотектоническому положению стратифицированные месторождения свинца и цинка можно бы подразделять на платформенные и геосинклинальные. Однако на платформах эти рудные объекты занимают различное положение.

Одна группа широко распространенных свинцово-цинковых рудопроявлений локализована в осадочных чехлах платформ или в верхних структурных ярусах (а по существу также в чехлах) срединных массивов или жестких глыб с платформенным или субплатформенным типом разреза внутри складчатых или складчатоглыбовых областей. Эти рудоносные горизонты объединяются в единую группу объектов, связанных с чехлами. В чехлах месторождения рассматриваемого типа до сих пор неизвестны, хотя свинцово-цинковая минерализация развита чрезвычайно широко, рудные точки в совокупности образуют поля или пояса площадью в сотни и тысячи квадратных километров (рудоносные площади в чехлах Европейской и Сибирской платформ).

Вторая группа рудных объектов приурочена к мощным толщам, выполняющим прогибы типа авлакогенов или парагеосинклиналей и входящим в состав структурных ярусов фундамента. Эти образования вполне аналогичны геосинклинальным образованиям складчатых областей как по формационному составу, так и по наличию в них стратифицированных месторождений. С точки зрения закономерностей размещения стратифицированных месторождений близки к ним и мощные терригенно-карбонатные толщи, выполняющие глубокие прогибы, которые рассматриваются в настоящее время как выполнения межгорных впадин орогенного этапа развития подвижных областей или как формации внешних поясов средних этапов развития более или менее самостоятельных (остаточных, наложенных, унаследованных, регенерированных или мигрирующих) геосинклиналей или передовых прогибов. При анализе закономерностей размещения стратифицированных месторождений все перечисленные прогибы рассматриваются под общим названием «геосинклинальные трюги».

Эти месторождения целесообразно подразделять на два подтипа: в геосинклинальных трюгах без существенного проявления вулканизма, синхронного рудоотложению, и с синхронным вулканизмом в бассейнах рудонакопления.

В пределах благоприятных для рудонакопления геотектонических структур в более узком смысле геотектонический фактор проявляется в виде контроля рудных зон краевыми частями трюгов, а также склонами внутренних палеотектонических поднятий, чередующихся с прогибами, что особенно наглядно выявляется при построении изопахит рудоносных толщ. Эта характеристика отражает подвижность ложа и бортов геосинклинальных трюгов. Устойчивость знака движений и их контрастность являются важнейшим условием накопления выдержанных и мощных рудоносных горизонтов.

Установлено, что в пределах рудоносных площадей месторождения формируются на участках с высоким градиентом мощностей, что отражает высокую мобильность ложа бассейна. В осадочных чехлах градиент мощностей обычно имеет низкие значения, тогда как в геосинклинальных трогах он в несколько раз выше.

Практически интересные месторождения свинца и цинка, как правило, формируются до накопления мощных галогенных толщ, после проявления интенсивного вулканизма в бассейне осадконакопления и зачастую синхронно с магматической деятельностью в соседних областях, уже испытавших инверсию, или с заложением в последних новых систем геосинклинальных трогов.

Геотектонический фактор как фактор экономического порядка для стратифицированных месторождений имеет особое значение в связи с тем, что месторождения располагаются внутри мощных геосинклинальных толщ. В последующие после прогибания этапы эти толщи либо вовлекаются в складчато-глыбовые движения и месторождения выводятся к поверхности, либо активная тектоническая жизнь трога так и заканчивается на стадии прогибания и месторождения остаются на глубине. При этом горообразующие движения могут быть отделены от этапа рудонакопления интервалом в десятки и сотни миллионов лет.

В частности, среднепалеозойские месторождения хребта Большой Кара-Тау выведены к поверхности благодаря интенсивным горизонтальным перемещениям вдоль Таласо-Ферганского регионального разлома в позднем палеозое, мезозое или даже в период четвертичной активизации. Верхнепротерозойские Горевское, Таборное, Таежное месторождения складчатого обрамления Сибирской платформы приближены к дневной поверхности в результате позднепалеозойских и мезо-кайнозойских движений. Во всех приведенных случаях устанавливается несоответствие тензоров напряжений, определивших историю тектонического развития регионов в период рудонакопления (и, следовательно, размещение рудоносных зон и площадей), и напряжений, вызвавших глыбово-складчатые дислокации и обусловивших современные границы глыбово-складчатых обрамлений жестких структур. Отсюда следует, что перспективы свинцово-цинковоносности Русской, Сибирской платформ и койлогенных областей отнюдь не исчерпываются теми рудными объектами, которые обнаружены в их складчатом обрамлении, и тем более рудопроявлениями в их чехлах. Внутри указанных областей под чехлами весьма высока вероятность нахождения крупных концентраций меди, свинца и цинка в отложениях, заполняющих прогибы типа авлакогенов и парагеосинклиналей, до сих пор не выведенных на поверхность.

С несоответствием характера тектонических движений собственно геосинклинального и постгеосинклинального этапов развития регионов связана и другая роль геотектонического фактора в размещении месторождений. Анализ показывает, что в поздне-

палеозойско-мезозойских и кайнозойских дислокациях на Евразийском материке преобладали крупные горизонтальные блоково-складчатые перемещения, сопровождавшиеся формированием вихревых структур и расчленением некогда линейных, протяженных структурно-формационных зон на отдельные разрозненные блоки. Детальное рассмотрение этого вопроса не входит в задачу настоящей работы, однако необходимо подчеркнуть, что отмеченная роль геотектонического фактора еще не учитывается при оценке палеогеографических закономерностей размещения стратифицированных месторождений, определении источников сноса обломочного материала и при сопоставлении отдельных цинк-свинцовоносных зон.

Изучение литолого-фациальных особенностей тюлькубашской свиты нижнего — среднего девона и ее стратиграфических эквивалентов, непосредственно подстилающих основные рудоносные толщи Тянь-Шаня и хр. Большой Каратау, показывает, что установленные для многих блоков внутри Чаткало-Кураминской площади (на основании анализа косой слоистости и знаков ряби волнения) расчленения областей сноса и простираения береговых линий не отвечают современному Северному Тянь-Шаню, признаваемому в качестве основного источника обломочного материала для Южно-Ферганского моря. Внутри частных блоков эти данные указывают на ориентировку береговой полосы, зачастую нормальную к общему простираению Северного Тянь-Шаня, а иногда и на снос обломочного материала с юга (Приташкентский район), с северо-запада (Бричмуллинский район) или запада (Сумсарский район). Это обстоятельство связано, на наш взгляд, не столько с существованием частных областей сноса и наличием множества мелких заливов и лагун, сколько с дроблением на блоки и вращением некоторых из них в позднепалеозойское или триасовое время в связи с крупными горизонтальными перемещениями, расчленившими некогда единую Чаткало-Нарынскую зону на две подзоны — Чаткало-Кураминскую и Нарынскую, что достаточно твердо устанавливается по смещениям границ фациальных зон вдоль Таласо-Ферганского разлома с амплитудой сдвига 80—200 км (Буртман, 1963; Суворов, 1963 и др.).

### *ЭПОХИ НАКОПЛЕНИЯ СВИНЦОВО-ЦИНКОВИСТЫХ ОСАДКОВ*

Рассмотрение площадей распространения и возраста рудовещающих толщ уже только на территории СССР показывает, что время формирования свинцово-цинковых стратифицированных месторождений охватывает интервал от верхнего протерозоя до неогена включительно (см. схему). Однако в пределах конкретных рудоносных провинций месторождения и рудопроявления приурочены к сравнительно узким стратиграфическим интервалам и поэтому можно достаточно объективно говорить об эпохах рудо-

накопления на определенных территориях и обусловленном ими региональном стратиграфическом контроле оруденения.

Для платформенных областей стратиграфический интервал распространения месторождений наиболее широк. В частности, на Русской платформе рудопроявления свинца и цинка известны в отложениях от венда до неогена, причем максимальное их количество приходится на ордовик в периферическом складчатом обрамлении и девон, нижний карбон и пермь внутри платформы.

В Сибирской провинции могут быть выделены две эпохи накопления свинца и цинка. Первая, верхнепротерозойская, для этой территории является главной (месторождения Горевское, Барвинское и др.). В сторону от складчатого обрамления Иркутского амфитеатра к Забайкалью возраст месторождений омолаживается до кембрия, в соответствии с миграцией геосинклинальных трогов и благоприятных для рудонакопления терригенно-карбонатных и вулканогенно-терригенно-карбонатных формаций. Сформированный в верхнепротерозойскую эпоху рудоносный горизонт только в Западном Прибайкалье прослеживается почти непрерывно на протяжении более 450 км.

Второй эпохой, имеющей подчиненное значение для Сибири, является ордовик. К этому времени приурочено формирование огромных площадей рудной минерализации на юге Сибирской платформы, но уже в ее осадочном чехле. При этом со временем, от раннего к позднему ордовику, оруденение мигрирует внутрь платформы, в соответствии с миграцией благоприятных для рудонакопления терригенно-карбонатных формаций.

Для Казахстано-Тяньшаньской провинции основная эпоха рудонакопления приходится на средний девон — нижний карбон. В Центральном Казахстане распространенное на обширной площади полиметаллическое оруденение рассматриваемого типа приурочено к терригенно-карбонатным отложениям верхов фаменского яруса и низов этренских слоев нижнего карбона (Атасуйский, Успенский, Тенгизский, Акжал-Аксоранский районы).

В Юго-Западном Казахстане рудоносные горизонты только в Большом Каратау прослежены от Шалкии на западе до Байджансая на востоке на протяжении более 250 км. Общая мощность карбонатных толщ верхнего девона — нижнего карбона составляет 2500—3000 м, а мощность рудоносной нижней части разреза колеблется от 500 до 1500 м.

В Тянь-Шаньской складчатой области от Нуратинского хребта в сторону Большого Каратау рудоносные карбонатные породы из эйфельских и живетских отложений постепенно перемещаются во франские, а затем фаменские и турнейские.

Сходная картина наблюдается при прослеживании рудоносных отложений от Кетменского хребта в Юго-Восточном Казахстане до Джергаланского района в Киргизии. В указанном направлении полиметаллическое оруденение перемещается из нижнекаменноугольных отложений в башкирские слои. Аналогичное поведение

свинцово-цинковистых осадков в терригенно-карбонатных толщах установлено в меловых отложениях Узбекистана и Таджикской депрессии, в кембрийско-ордовикских карбонатных толщах Юго-Восточного Миссури в Северной Америке, в пермо-триасовых известняковых толщах Альп и других регионах как Советского Союза, так и зарубежных стран.

Таким образом, весьма характерной особенностью стратифицированных свинцово-цинковых месторождений является их значительное площадное распространение (десятки и сотни квадратных километров), что указывает на широкие возможности применения стратиграфического контроля, отражающего эпохи рудонакопления, как одного из главных критериев прогноза стратифицированных месторождений свинцово-цинковых руд.

При использовании фактора регионального стратиграфического контроля оруденения необходимо иметь в виду некоторые особенности его проявления. Дело в том, что форма и размеры блоков, сложенных рудоносными толщами, в значительной степени зависят от того, в какой части фациального профиля пестроцветных или карбонатных отложений происходило формирование рудных концентраций. Для морских отложений характерна исключительная выдержанность оруденения по простиранию и падению пластов. В связи с этим стратиграфический контроль при поисках свинцово-цинковых месторождений в мелководноморских карбонатных толщах находит наиболее широкое применение. Более осторожного подхода требует использование этого критерия при оценке площадей, перспективных на обнаружение месторождений прибрежно-морского типа.

Для региональной прогнозной оценки широкое применение находит фактор возрастного скольжения рудоносных горизонтов по площади. В областях развития разновозрастных терригенно-карбонатных геосинклинальных формаций такое скольжение, как правило, наблюдается в направлении формирования все более молодых генераций трогов, в сторону от жестких глыб, а в платформенных чехлах — зачастую в обратном направлении, в глубь платформы, вслед за перемещением благоприятных для рудонакопления формаций.

При использовании фактора возрастного скольжения рудоносных горизонтов следует учитывать пострудные крупные горизонтальные перемещения блоков земной коры, формирование вихревых и дуговых структур. В частности, в Тянь-Шаньской области в отдельных группах блоков устанавливается обратное направление возрастного скольжения рудоносных горизонтов по отношению к общему, среднему: от гор Бозбу-Тоо на юго-запад к Сумсарскому Каратау рудоносный горизонт перемещается из живетских во франские слои.

Для прогноза большое значение имеет выявление главных и второстепенных эпох рудонакопления, с которыми преимущест-

венно связаны промышленные месторождения в конкретных геоструктурах, и направления миграции рудоносных горизонтов внутри этих эпох по площади.

### ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ЭПОХ НАКОПЛЕНИЯ СВИНЦОВО-ЦИНКОВИСТЫХ ОСАДКОВ

Палеогеографический контроль является ведущим в распределении свинцово-цинковых месторождений. Области рудонакопления обнаруживают теснейшую связь с областями карбонатообразования, а точнее, совпадают с площадями проявления начальных этапов галогенеза (Попов, 19686). Если для меденосных толщ установление палеоклимата является достаточно сложной проблемой, особенно в метаморфизованных отложениях, то для свинцово-цинковых месторождений такой проблемы фактически нет, ибо карбонатообразование само по себе ограничено узким климатическим интервалом.

Как отмечалось выше, стратифицированные месторождения свинца и цинка по самому общему положению в палеогеографическом профиле подразделяются на месторождения в терригенно-карбонатных прибрежных отложениях заливов и лагун (прибрежно-морской вид) и в мелководных морских карбонатных образованиях (мелководноморской вид). По некоторым признакам можно провести определенную аналогию между свинцово-цинковыми месторождениями прибрежно-морского вида и медистыми песчаниками, с одной стороны, и месторождениями мелководноморского вида и медистыми сланцами — с другой. Для свинцово-цинковых прибрежноморских месторождений устанавливается определенное влияние на осадочный процесс речной деятельности, хотя оно выражено значительно слабее, чем в медистых песчаниках.

Оба вида стратифицированных месторождений свинцово-цинковых руд обычно приурочены к мелководноморским карбонатным отложениям, характеризующимся большим сходством палеогеографических и палеотектонических условий накопления. Однако им присущи и определенные различия.

Месторождения прибрежно-морского вида располагаются среди терригенных, зачастую красноцветных и пестроцветных толщ. Рудные горизонты практически ограничены в своем развитии горизонтами карбонатных пород, фиксирующих этапы максимальных трансгрессий.

Рудоносные осадки формировались в заливах, лагунах и других мелководных прибрежных акваториях крупных эпиконтинентальных морей. Эти бассейны отделялись от открытого моря островами и подводными отмелями. Наряду с полузамкнутым характером таким мелководным бассейнам был свойствен довольно сложный рельеф дна (седиментационные мульды, депрессии, под-

нятия и т. д.). Вблизи берегов накапливались песчаные осадки, по направлению вглубь постепенно сменявшиеся песчанистыми известковыми илами, а затем глинистыми кальцитовыми и доломитовыми илами. В удаленной от берега полосе карбонатные породы обогащались дисперсно рассеянным органическим веществом (до нескольких процентов). Именно к ним и приурочены в настоящее время главные накопления свинца (Сумсар, Уч-Кулач и др.).

Аналогичные палеогеографические условия накопления свинцово-цинковистых карбонатных осадков установлены Г. И. Давыдовым в Молдотауской рудной зоне в нижнетурнейское время, Т. Джумалиевым в Джергаланском районе в башкирское время и т. д. (Попов, 1968а и др.).

Свинцово-цинковистые осадки накапливались в условиях максимального развития трансгрессий (Попов, 1968а). Эта особенность палеогеографии как рудоконтролирующего фактора характерна, по нашему мнению, преимущественно для прибрежно-морского вида стратифицированных месторождений свинца и цинка. С особым положением этих месторождений в фациальном профиле связано также и то обстоятельство, что в основании ритмов, в пестроцветных терригенных отложениях, очень часто обнаруживаются небольшие рудопроявления меди стратифицированного типа, которые могут служить косвенным показателем наличия в верхней части ритма свинцово-цинкового оруденения (Сумсар, Икичат, юг Ленской площади).

Таким образом, прибрежно-морские месторождения контролируются береговыми зонами палеобассейнов и верхними, карбонатными членами трансгрессивных ритмов осадконакопления, что значительно облегчает их прогноз на основе фациально-палеогеографических реконструкций.

Труднее расшифровываются палеогеографические условия накопления рудоносных отложений мелководноморского вида, сравнительно удаленных от палеобереговой зоны. А между тем именно к мощным толщам мелководноморских, внутривассейновых карбонатных пород приурочены наиболее крупные стратифицированные месторождения (Миргалимсай и др.). Эти месторождения располагаются среди сланцевых, терригенных, изредка вулканогенно-терригенных сравнительно глубоководных отложений или же среди безрудных карбонатных пород, от которых они отличаются только наличием рудной минерализации, обогащением органическим веществом, оттенками цветов, еще реже текстурами и относительно повышенным содержанием глинистой и песчаной примесей. Площади их распространения контролируются не столько береговыми зонами (о положении которых судить трудно, так как месторождения формируются в этапы крупных трансгрессий), сколько периферическими зонами крупных внутривассейновых отмелей, рифовых массивов и островов (Миргалимсай, рудопроявления Ленской и Приенисейской площадей и др.), т. е. па-

леотектоническими элементами, выявление которых сопряжено с рядом дополнительных трудностей.

Анализ фациально-палеогеографических карт с нацесенными на них точками свинцово-цинковой минерализации показывает, что наиболее благоприятны для рудоотложения стыки палеогеографических зон с различной гидродинамикой и гидрохимией вод, в частности стыки бассейнов кальцито- и доломитообразования, застойных акваторий и проливов. Например, в хр. Каратау установлена приуроченность подавляющей массы руд к зоне перехода турланской (известково-мергелистой) фации в кызылатинскую (известково-доломитовую). На Нарынской площади Среднего Тянь-Шаня оруденение широко распространено в пестрых по составу карбонатных толщах нижнего карбона (гетерогенный тип разреза, по У. Асаналиеву, 1969) севернее долины р. Нарын, тогда как южнее, в монотонных известняковых толщах того же возраста (моногенный тип разреза) минерализация практически отсутствует.

В нижней подсвите усть-кутской свиты нижнего ордовика на Ленской площади пирит-халькопирит-галенитовая минерализация располагается в сложном алеврито-песчано-известково-органогенно-доломитовом фациальном комплексе морских отложений внутрибассейновой отмели, в зоне сочленения их с алеврито-известковыми и песчано-оолито-известковыми отложениями проливов. Другая полоса развития галенито-сфалеритовой минерализации в пролетарской свите нижнего ордовика, на Приенисейской площади, тяготеет к зоне стыка первого из указанных выше комплексов с оолито-органогеннокарбонатными глауконитовыми отложениями мелкого моря с водорослевыми рифами и сильными донными течениями. В том и другом случае рудоносные отложения тяготеют к склонам крупных конседиментационных поднятий, в значительном удалении (десятки и сотни километров) от реконструируемых областей сноса.

В отличие от прибрежно-морских месторождений, в которых рудоносными являются, как правило, сравнительно чистые карбонатные слои, в мелководноморских образованиях, кроме преимущественной приуроченности к доломитовым горизонтам, устанавливается тяготение руд к разновидностям пород, сравнительно обогащенным такими элементами, как кремний, марганец, железо, с повышенным содержанием таллия, ванадия и циркония. Иными словами, можно говорить об оптимальном для каждого вида месторождений «загрязнении» карбонатных пород терригенными примесями, продуктами химического выветривания или фумарольно-сульфатарной деятельности, при котором накапливаются и рудные минералы. Это обстоятельство, на наш взгляд, отражает невыясненную еще весьма тонкую связь периодов рудонакопления с характером геотектонического развития ложа бассейна, выветриванием и иными эндо- и экзогенными процессами в сопряженных с ним областях питания рудными веществами.

Отмеченная выше миграция рудоносных горизонтов в стратиграфическом разрезе и по площади обнаруживает теснейшую связь с перемещением благоприятных для рудоотложения палеогеографических зон, связанным с трансгрессивным или регрессивным развитием бассейнов осадконакопления. Это положение подтверждается при анализе эволюции Сибирского моря от кембрия до ордовика.

Причина перемещения полиметаллического оруденения в разрезе карбонатных толщ среднего — верхнего девона и нижнего карбона от Северной Ферганы в сторону Большого Каратау, по мнению У. Асаналиева (1966), заключается в крупной трансгрессии, распространившейся в указанный интервал времени с юга на север. Трансгрессией с северо-востока на юго-запад В. М. Попов (1964) объясняет миграцию рудоносных горизонтов от Кетменского хребта в Джергаланский район Киргизии в промежуток времени от раннего карбона до башкирского века среднего карбона.

Таким образом, палеогеографический контроль оруденения имеет первостепенное значение при анализе перспектив рудоносности территорий развития карбонатных толщ, однако проявления его разнообразны. Необходимо еще раз подчеркнуть, что в платформенных чехлах свинцово-цинковая минерализация распространяется на огромные территории, охватывая значительные интервалы стратиграфических разрезов карбонатных толщ, но среди них неизвестны объекты промышленного значения. Это говорит о том, что благоприятной для рудонакопления фациально-палеогеографической обстановки еще не достаточно для формирования месторождений и наряду с палеогеографическими факторами огромная роль в создании месторождений принадлежит факторам неотектоническим.

Палеогеографические факторы контроля выявляются при составлении мелкомасштабных литолого-палеогеографических карт и поэтому используются при общей прогнозной оценке территорий.

Наличие минерализации на определенных стратиграфических уровнях и в определенных местах фациального профиля является главным признаком, используемым при выделении рудных поясов и площадей, в пределах которых проявления локальных факторов контроля создают условия для формирования промышленных месторождений.

### **Локальные закономерности размещения стратифицированных свинцово-цинковых месторождений**

#### *СТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ КОНТРОЛЬ ОРУДЕНЕНИЯ*

В пределах рудных районов и узлов в свинцово-цинковоносных карбонатных формациях обычно устанавливается несколько рудоносных горизонтов, что нередко обуславливает многоярусное строение продуктивных толщ. В Чаткальском хребте, по данным У. Аса-

налиева (1966), в девонских карбонатных отложениях района Сумсара установлено три горизонта с полиметаллическим оруденением. Наиболее выдержанные два нижних существенно доломитовых горизонта (от 5—10 до 100 м) приурочены к живетским отложениям. Они разделены мощной пачкой (до 175 м) красноцветных песчаников и алевролитов с прослоями гипсов и ангидритов. Изредка встречающийся верхний третий горизонт (20 м) приурочен к нижнефранским осадкам. Сходное с ним стратиграфическое положение занимает горизонт франского яруса с полиметаллическим оруденением, прослеженный в горах Қалкан-Ата на протяжении 10 км (Абрамович, 1962).

В районе хр. Молдотау и Южного Присонкуля свинцово-цинковое оруденение приурочено к основному к трем пачкам нижнекарбонатных карбонатных пород. Наиболее интересный нижний нижнетурнейский горизонт «искристых» доломитов по литолого-фациальным признакам и стратиграфическому положению сопоставляется с одновозрастной толщей хр. Большой Қаратау (Ачисай и др.).

В расположенной к северу от Молдотау Актайлякской рудной зоне полиметаллическое оруденение (нередко с ртутью) приурочено к карбонатно-терригенным отложениям башкирского яруса. В карбонатной толще башкирского яруса располагаются свинцовые и медно-свинцовые месторождения Джергаланского района, в продуктивных толщах которых нередко устанавливается несколько сближенных рудных пластов (Икичат, Чааркудук и др.).

В Большом Қаратау многочисленные месторождения и рудопроявления свинца и цинка сосредоточены в карбонатных толщах верхов фамена и нижнего турне. Для фаменских карбонатных отложений характерно развитие согласных рудных залежей миргалимсайского типа, подавляющее большинство которых локализуется во втором ленточном горизонте доломитов акжарской пачки фамена. В нижнетурнейских отложениях полиметаллическое оруденение приурочено к пачке «искристых» доломитов и представлено как согласными телами, так и крупными секущими жилами (ачисайский тип).

Таким образом, локальный стратиграфический контроль, заключающийся в приуроченности свинцово-цинкового оруденения к узким интервалам стратиграфического разреза терригенно-карбонатных толщ, является характерной чертой месторождений рассматриваемого типа. Он определяет морфологию рудных тел, облегчает разведку месторождений и их поиск.

#### *ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ СВИНЦОВО-ЦИНКОВОНОСНЫХ ТОЛЩ*

Фациальный контроль как фактор, который может быть использован при прогнозной оценке, для свинцово-цинковых месторождений изучен еще недостаточно.

В настоящее время можно лишь констатировать, что наиболее благоприятными фаціальными типами отложений, контролирующими руды, во многих случаях являются тонкослоистые битуминозные или углистые известняки и доломиты участков застойной седиментации. Содержание органического вещества в них почти всегда высокое (несколько процентов, иногда достигает десятка процентов). Отличаются они от окружающих пород темным, до черного, цветом.

Другим широко распространенным фаціальным типом рудоносных пород являются оолитовые известняки и доломиты участков волнения.

В качестве рудоносных часто выделяются специфические карбонатные конгломератобрекчии обрушения и размыва. Однако первично-седиментационная природа их не всегда бесспорна.

В целом следует учитывать, что процессы эпигенеза, столь широко проявляющиеся в месторождениях свинца и цинка, очень часто приводят к перемещению рудного вещества из материнских фаціальных типов пород в иные, например более пористые, песчаные или трещиноватые.

В месторождениях прибрежного вида диапазон рудоносных фаціальных типов пород наиболее широк. Кроме битуминозных и оолитовых известняков и доломитов, рудоносными в них являются также мергели, сланцы, песчаные известняки и известковистые песчаники, органогенные известняки, реже конгломераты. В мелководных фаціальных типах карбонатных пород широко развиты сульфиды вдоль стилолитовых швов, обогащенных органическим веществом.

В вулканогенно-осадочных месторождениях к перечисленным выше рудоносным фаціальным типам пород присоединяются различного состава туфы, силициды, кремнисто-карбонатные породы, образованные при участии сольфатарных и вулканических продуктов.

### *ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЙ КОНТРОЛЬ ОРУДЕНЕНИЯ*

Палеотектонический контроль оруденения является важнейшим при оценке перспектив рудных узлов и месторождений.

На фоне общего перегиба рельефа в береговой зоне или на склонах крупных конседиментационных поднятий существование структурных форм второго порядка является обязательным условием создания локальных обогащенных участков в рудоносном горизонте, которые по существу и можно рассматривать как отдельные месторождения. Очевидно, их можно рассматривать как своеобразные топографические ловушки.

Эти ловушки формируются в процессе конседиментационной складчатости в условиях дифференцированных движений блоков, слагающих ложа бассейнов. Ловушками чаще всего являются синклинали, отделенные от остальной части бассейна антиклиналь-

ными валами. Иногда роль барьеров, отгораживающих участки рудонакопления, выполняют рифы, а также тела оолитовых известняков и доломитов или песчано-оолитовых карбонатных пород, по своим свойствам близкие подводным валам или барам (в частности, на Приенисейской площади). Таким образом, установленная ранее для медистых песчаников главенствующая роль баров в создании высоких концентраций металлов приобретает более общий смысл, распространяясь на все стратифицированные месторождения рассматриваемой природы, с той лишь поправкой, что барьерами, отгораживающими рудные ловушки, могут быть не только аккумулятивные, но и тектонические формы близкого к ним геоморфологического содержания. Но при этом усложняется применение локального критерия прогноза, так как выявление палеотектонических ловушек представляет собой задачу значительно более сложную, нежели выявление ловушек, ограниченных вещественными аккумулятивными телами.

### *МОРФОЛОГИЯ РУДНЫХ ТЕЛ*

Факторами, определяющими морфологию рудных тел стратифицированных месторождений свинца и цинка, являются литолого-фациальный состав рудовмещающих отложений и положение их в тектонической структуре района.

Для всех месторождений характерны рудные тела пластовой формы мощностью от первых десятков сантиметров до первых десятков метров. В месторождениях мелководноморского вида оруденение часто сосредоточено в одном пласте мощностью в первые метры, при этом промышленные концентрации прослеживаются на протяжении многих километров, а имеющиеся разрывы обусловлены небольшими изменениями в составе горизонта, отражающими вариации фациальных типов отложений и влияние на рудный процесс палеотектоники.

В месторождениях прибрежно-морского типа мощность рудоносных горизонтов варьирует от нескольких сантиметров до первых десятков метров, однако фактически оруденение распространяется зачастую на толщу пород и значительно большей мощности, при этом разубоживаясь, что в целом осложняет морфологию рудных тел и их разведку (Уч-Кулач). Для этого вида месторождений характерно наличие нескольких рудоносных горизонтов линзообразной формы и кулисообразное их расположение.

Наиболее сложной формой рудные тела обладают в вулканогенно-осадочных месторождениях, в которых и количество рудных тел достигает иногда десяти и более при мощности от первых десятков сантиметров до первых метров. Для этого типа месторождений характерна сложная форма рудных тел в плане.

В осадочных месторождениях сравнительно простая форма рудных тел очень часто осложняется пострудными интенсивными складчатыми и разрывными нарушениями. Такие дислокации

сопровождаются механическими перемещениями рудного вещества, метаморфическими преобразованиями вещественного и минерального состава руд. В зонах наиболее интенсивных дислокаций очень часто отмечается полное перераспределение рудного вещества, появление изменений вмещающих пород, вполне аналогичных гидротермальным околорудным изменениям, и преобразование пластовых, согласных с напластованием рудных тел в жильные, штокверковые, прожилково-вкрапленные и в рудные столбы. Указанные метаморфозы чаще всего и приводят к затяжным дискуссиям по поводу генезиса месторождений рассматриваемых типов.

### *МИНЕРАЛЬНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СВИНЦОВО-ЦИНКОВИСТЫХ ПОРОД*

Стратифицированные месторождения свинца и цинка в чехлах характеризуются простым минеральным составом руд. Главными минералами являются галенит, сфалерит и пирит, реже халькопирит, мельниквит, блеклые руды. Обычны примеси серебра, кадмия и германия, нередко встречается ртуть. Однако по мере движения в классификационной схеме от осадочных месторождений в платформенных чехлах к геосинклинальным и далее к вулканогенно-осадочным заметно существенное усложнение минерально-вещественного состава руд. В качестве отнюдь не второстепенных появляются сульфиды, реже арсениды свинца, цинка, меди, кобальта, висмута, молибдена, а также германий, селен, золото, серебро, теллур и многие другие элементы. Во многих месторождениях имеются явно наложенные руды кобальта, олова, вольфрама, золота, висмута, теллура и других металлов, нехарактерных для осадочных месторождений, сопровождающиеся интенсивными околорудными изменениями.

В то же время в месторождениях часто встречаются эпигенетические рудные тела, сложенные галенитом, баритом, флюоритом или резко обогащенные серебром, которые трактуются как гидротермальные, наложенные, хотя все составные части этих «инородных» руд имеются в собственно осадочных компонентах стратифицированных месторождений и обогащение ими отдельных рудных тел объясняется эпигенетическим перераспределением первично-осадочных элементов.

В отличие от медистых отложений, в которых ярко выраженная минеральная зональность может непосредственно использоваться при прогнозной оценке, в стратифицированных месторождениях свинцово-цинковых руд проявление ее резко ослаблено, с одной стороны, ничтожным количеством первичных (диагенетических) минеральных форм, в которых находятся свинец и цинк, а с другой стороны — высокой подвижностью этих металлов, чутко реагирующих на всякие изменения равновесности среды.

Наконец, уже сами по себе физические свойства сульфидов свинца и цинка и продуктов их гипергенного изменения, в отличие от медных минералов, затрудняют поиск и при изучении зональности требуют весьма тонких минералогических исследований. Так, сфалеритовые руды по цвету часто почти не отличимы от безрудных пород, а минералы свинца иногда макроскопически вообще не устанавливаются, так как свинец находится в породе либо в окисной форме, либо в карбонатной, и лишь в процессах эпигенеза и метаморфизма эти металлы переходят в обычную минеральную форму кристаллическизернистого сульфида.

Замечено, что в некоторых месторождениях галенит развивается в породах охотнее с халькопиритом, а не халькозином и борнитом, сфалерит и пирит чаще образуют сростания или полосчатые руды с чередующимися слоями.

В целом же первичная зональность в этих объектах иногда, хоть и слабо, но проявляется по отношению к береговой линии или к осям конседиментационных поднятий, по направлению к которым преимущественно пирито-цинковые руды сменяются свинцовыми и барито-свинцовыми, и далее появляется примесь меди (блеклые руды) или самостоятельные минералы меди (халькопирит, халькозин).

Несколько лучше выражена местами вертикальная зональность, проявляющаяся в смене медистых пород свинцово-цинковистыми вверх по трансгрессивному разрезу. Такая зональность объясняется изменением формационного облика разреза, а не столь ценными вариациями геохимических характеристик в пределах одной формации, однако и она может быть использована для прогнозной оценки, так как очень часто наблюдается унаследованность площадей развития меденосных пестроцветных и свинцово-цинковоносных карбонатных формаций, хотя площадного совмещения этих формаций с месторождениями меди, свинца и цинка не наблюдается.

Ярче выражена горизонтальная зональность в вулканогенно-осадочных месторождениях, проявленная по отношению к центрам вулканической деятельности, и вертикальная зональность, заключающаяся в чередовании горизонтов со свинцово-цинковыми и железо-марганцевыми рудами.

Накопление свинца и цинка в карбонатных толщах объясняется большой сорбционной способностью карбонатов, и особенно доломита, по отношению к указанным металлам. Сорбированные ионы свинца и цинка переходят в галенит и сфалерит уже в диагенетическую стадию. Большую роль в этом переходе играют сульфатредуцирующие анаэробные бактерии. Именно в результате их жизнедеятельности происходит генерация необходимого для сульфидообразования сероводорода. Характерна приуроченность полиметаллического оруденения к карбонатным породам, обогащенным органическим веществом. Лишенные органического вещества доломиты, как правило, не содержат оруденения.

В свинцово-цинковых рудах резко преобладают вкрапленные послейные текстуры. Галенит и сфалерит развиты в виде мелких зерен в оолитовых и водорослевых разностях карбонатных пород, образуя иногда оолиты, конкреции, стяжения и глобулы. Характерны псевдоморфозы сульфидов по органическим остаткам (раковинам и т. п.). Во внутрiformационных конгломератах встречаются рудные гальки. В диагенетических брекчиях местами сохраняются сутурно-стилолитовые швы, к которым приурочена тончайшая вкрапленность галенита и пирита. Вкрапленные галенит, сфалерит и сопутствующие минералы участвуют в диагенетической плоччатости и оползнях, нарушающих первичную слоистость пород. Пирит, реже галенит и сфалерит слагают глобулярные образования биохимического происхождения.

Перечисленные структурно-текстурные особенности стратифицированных свинцово-цинковых руд убедительно свидетельствуют о седиментационно-диагенетической природе рассматриваемых рудных образований.

В участках со сложным тектоническим строением в свинцово-цинковых рудах широко развиты разнообразные текстуры пересечения. Формирующиеся в постлитофикационные стадии жильные образования имеют различную форму и размеры, занимая послейное либо секущее положение. В зонах контакта интрузивов стратифицированное свинцово-цинковое оруденение претерпевает интенсивные изменения вплоть до образования типичных скарно-вых и жильных месторождений (Каскайгыр-Акджальская рудная зона и др.; Попов, 1968а).

Из вышеизложенного следует, что для рассматриваемых свинцово-цинковых месторождений характерна стадийность процесса рудообразования. С определенной долей условности в них, так же как и в медных месторождениях, могут быть выделены седиментационно-диагенетические, катагенетически-диагенетические, регионально-метаморфические и контактово-метаморфические ассоциации рудных минералов.

Для свинцово-цинковых месторождений типа Миссисипи — Миссури характерен широкий диапазон вариаций изотопного состава серы сульфидов ( $\delta S^{34}$  от +3,3 до -0,8‰; Ault, Kulp, 1960 и др.). Однако в рудах этого типа по сравнению с медистыми песчаниками и сланцами заметно преобладают сульфиды, обогащенные тяжелым изотопом серы.

Изотопный состав рудного свинца медистых и свинцово-цинковистых отложений, как правило, указывает на более древний возраст его по сравнению с вмещающими породами (Джезказган, Миргалимсай, Уч-Кулач и др.). Такие данные свидетельствуют о том, что рассматриваемые рудные концентрации являются осадочными образованиями, а источником свинца и, по-видимому, других металлов во многих случаях являлись разрушавшиеся в областях сноса породы и заключенные в них месторождения.

Приведенные данные говорят о том, что на современном уровне изученности в силу конвергентности многих геохимических параметров вряд ли возможно разделение этих месторождений по геохимическим особенностям. По нашим представлениям, вызвано это тем, что при формировании стратифицированных месторождений, помимо высвобождения полезных компонентов экзогенными процессами, отнюдь не исключается фумарольно-сульфатарная деятельность как в областях сноса, так и непосредственно в бассейнах седиментации. Но при выделении стратифицированных месторождений в отдельную группу в качестве главного критерия, кроме формы рудных тел, принимается горизонтальная (по латерали) удаленность бассейнов рудонакопления и источника металла, независимо от их типа. В общем случае для стратифицированных месторождений свинца и цинка можно говорить о пространственной разобщенности их, и это главное. Поэтому локализацию месторождений определяют палеогеографические, фациально-литологические и стратиграфические критерии, физико-химические условия в бассейне рудонакопления, процессы осадочной дифференциации вещества — процессы экзогенные. В соответствии с этим перечисленные факторы и должны в первую очередь учитываться при прогнозной оценке территорий. Что же касается эндогенных процессов, возможно и определяющих в ряде случаев эпохи рудонакопления, то они изучаются до сих пор весьма слабо, а зачастую либо вообще игнорируются, либо признаки проявления их изыскиваются непосредственно под стратифицированными месторождениями, где, естественно, и не находятся.

Эффективность поисков новых стратифицированных месторождений будет наибольшей в случае применения геохимических и геофизических методов в совокупности с литолого-фациальными исследованиями и палеогеографическими реконструкциями.

Перечисленные стратифицированные месторождения свинцово-цинковых руд охватывают лишь незначительную часть рудных образований подобного типа. Наряду с ними известны многочисленные аналогичные месторождения свинца и цинка, генезис которых еще недостаточно изучен. Часть таких месторождений находится среди пород выступов докембрия и сильно метаморфизована, другие располагаются в регионах с развитием интенсивной складчатости и разнообразной магматической деятельности, что обуславливает значительные их изменения вплоть до преобразования в типичные жильные, скарновые и другие месторождения (месторождения в нижнепалеозойских толщах Текелийской площади Джунгарского Ала-Тоо, по А. А. Куденко, Г. Н. Щербе, М. М. Констангинову, В. М. Попову, Ш. А. Байкеневу; в докембрийских и палеозойских толщах Приаргунья, по Д. Н. Алексееву, 1968). Все это зачастую позволяет рассматривать такие месторождения как гидротермальные или в лучшем случае как рудные образования спорного генезиса.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотрение региональных и локальных закономерностей стратифицированных медных и свинцово-цинковых месторождений показало, что они несомненно могут быть использованы в качестве критериев прогнозной оценки как перспективных площадей, так и отдельных месторождений.

Сходство закономерностей размещения стратифицированных месторождений медных и свинцово-цинковых руд указывает на близость геологических условий их образования. Как меденосные пестроцветные терригенные формации, так и свинцово-цинковоносные карбонатные формации относятся к одному ряду формаций аридной группы. Свинцово-цинковистые карбонатные отложения, как правило, залегают над медистыми терригенными осадками. Однако одновременно медные и свинцово-цинковые объекты промышленного значения в одних и тех же рудных районах встречаются редко.

Трудно переоценить важность для оценки перспектив площадей таких региональных закономерностей размещения рассматриваемых месторождений, как геотектоническая позиция рудоносных площадей, эпохи и палеогеографическая обстановка рудонакопления. В прогнозной оценке отдельных месторождений или рудных узлов большую роль играют такие локальные закономерности размещения, как стратиграфический контроль оруденения, литолого-фациальные особенности меденосных толщ, палеотектонический контроль оруденения, морфология рудных тел, минерально-геохимические особенности рудоносных пород (зональность оруденения и др.).

В ходе последовательно сменяющихся этапов геологических изысканий находят применение различные закономерности размещения месторождений.

## ЛИТЕРАТУРА

Абрамович Е. Л. К вопросу о генезисе и закономерностях размещения полиметаллического оруденения в карбонатной толще девона гор Калкан-Ата (Приташкентский район). В кн. Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 5. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Алексеев Д. Н. Геохимическая характеристика отложений докембрия и палеозоя Приаргуны и положение в них стратифицированных полиметаллических месторождений (Восточное Забайкалье). Тезисы докл. VIII Всесоюз. литол. совещ. М., Наука, 1968.

Асаналиев У. Литологические особенности формирования и размещения стратиформного свинцово-цинкового оруденения среднего палеозоя Среднего Тянь-Шаня. Автореф. дисс. Ташк. гос. ун-т, 1969.

Асаналиев У. и др. Проблема осадочного рудообразования на примере пластовых месторождений меди, свинца, цинка и других элементов в осадочных формациях Киргизии. Сб. Проблемы геологии Средней Азии и Казахстана. М., Наука, 1967.

Батулин С. Г. и др. Экзогенные эпигенетические месторождения урана. М., Атомиздат, 1965.

Бгатов В. И. и др. Литолого-формационный анализ осадочных толщ. Новосибирск, 1962.

Беспалов И. М., Гардон-Яновский Ф. А. О первичных источниках меди, свинца и цинка в нижнепермских отложениях Донецкого бассейна. Литол. и полезн. ископ., № 1, 1965.

Богданов Ю. В. Меденосные дельтовые и прибрежно-морские осадки нижнего протерозоя внешнего пояса байкалит в Северо-Восточном Забайкалье. В сб. Дельтовые и мелководноморские отложения. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Богданов Ю. В. О роли седиментационных (поровых) вод в образовании стратифицированных месторождений меди. ДАН СССР, т. 176, № 3, 1967.

Богданов Ю. В. и др. Геология, закономерности размещения и условия образования медистых песчаников северо-востока Олекмо-Витимской горной страны. Сов. геол., № 11, 1965.

Богданов Ю. В. и др. Медистые отложения Олекмо-Витимской горной страны. Л., Недра, 1966.

Богданов Ю. В., Голубчина М. Н. Изотопный состав сульфидной серы стратифицированных месторождений меди Олекмо-Витимской горной страны. Геол. рудн. м-ний, № 3, 1969.

Богданов Ю. В., Травин Л. В., Феоктистов В. П. О взаимоотношениях нижнепротерозойских образований Кодаро-Удоканской зоны с выступами архейского фундамента. Тезисы докл. V Геол. конф. Чита, 1966.

Ботвинкина Л. Н. Слоистость осадочных пород. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Ботвинкина Л. Н., Яблоков В. С. Особенности дельтовых отложений в угленосных и меденосных формациях. В кн. Дельтовые и мелководноморские отложения. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Бурков Ю. В. Линейные парагенезисы малых элементов в осадочных толщах как индикаторы условий седиментогенеза. VII Междунар. седимент. конгр., докл. сов. ученых. М., Изд-во АН СССР, 1967.

Буртман В. С. Таласо-Ферганский сдвиг и сдвиг Сан-Андреас. В кн. Разломы и горизонтальные движения земной коры. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Быховер Н. А. О значении экзогенных рудных месторождений в общем балансе минерального сырья. В сб. Геохимия, петрография и минералогия осадочных образований. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Геология и металлогения Успенской тектонической зоны (Центральный Казахстан), т. 3. Месторождения цветных металлов. Под ред. Р. А. Борукаева и Г. Н. Шербы. Алма-Ата, Наука, 1967.

Домарев В. С. Основные черты металлогении меди. В кн. Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Дружинин И. П. Фации пестроцветных отложений джезказганской свиты. Литол. и полезн. ископ., № 1, 1963.

Карпунин А. М. К вопросу о первичных источниках меди при формировании медистых песчаников в Таджикской депрессии. В кн. Геохимия и оруденение осадочных толщ Тянь-Шаня. Фрунзе, 1966.

Карцев А. А., Вагин С. Б. Палеогеогеологические исследования при изучении формирования и разрушения нефтегазовых скоплений. Сов. геол., № 8, 1962.

Кормилицын В. С. Новые полиметаллические рудные районы в складчатом обрамлении юга Сибирской платформы. Матер. годичн. сессии Уч. совета ВСЕГЕИ 1966 г. Л., 1968.

Кутырев Э. И. Условия образования и интерпретация косої слоистости. Л., Недра, 1968.

Кутырев Э. И., Богданов Ю. В. Об ископаемых песчаных барах в меденосной толще Удоканского месторождения (Северо-Восточное Забайкалье). Литол. и полезн. ископ., № 2, 1966.

Ломтадзе В. Д. Результаты исследований воды, отжатой из глинистых отложений различной степени литификации. Геол. и разв., № 9, 1959.

Лурье А. М. Меденосность осадочного чехла Русской платформы. В сб. Рудоносность Русской платформы. М., Наука, 1965.

Малюга В. И., Проскуряков М. И., Соколов Т. Н. К вопросу о распределении экзогенных концентраций меди в Приуралье. Литол. и полезн. ископ., № 6, 1966.

Митряева Н. М., Рожнов А. А., Щерба Г. Н. К генезису полиметаллических руд Атасуйского района (Центральный Казахстан). Изв. АН Каз. ССР, серия геол., вып. 13, 1961.

Перельман А. И. Некоторые вопросы геохимии катагенеза в осадочных месторождениях типа медистых песчаников. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 28, 1959.

Перельман А. И., Борисенко Е. Н. Очерки геохимии меди в зоне гипергенеза. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 70, 1962.

Полянин В. А., Изотов В. Г. Минералогия и геохимия медных руд Вятско-Камской полосы. В кн. Материалы по геологии Поволжья и Приуралья. Изд-во Казанск. гос. ун-та, 1967.

Попов В. М. О фациальной и парагенетической связи меденосных и красноцветных толщ с гипсоносными и соленосными отложениями. Тр. Ин-та геол. АН Кирг. ССР, вып. 6, 1955.

Попов В. М. О благоприятных и экранирующих горизонтах в пластовых месторождениях цветных металлов. В кн. Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 5, М., Изд-во АН СССР, 1962.

Попов В. М. Пластовые месторождения цветных металлов и вопросы их генезиса. В кн. Проблемы генезиса руд. М., Недра, 1964.

Попов В. М. Медь. В кн. Металлы в осадочных толщах. Тяжелые цветные металлы, малые редкие металлы, т. 2, М., Наука, 1965.

Попов В. М. Стратифицированные свинцово-цинковые месторождения Тянь-Шаня и Центрального Казахстана. Матер. VII Всесоюзн. литол. конф. 1965 г. М., Наука, 1968а.

Попов В. М. Проблема генезиса стратифицированных месторождений цветных металлов. Тезисы докл. VIII Всесоюзн. литол. совещ. М., 1968б.

Попов В. И. Проблема генезиса стратифицированных месторождений цветных металлов на примере Горевского Pb—Zn месторождения. Изв. АН Кирг. ССР, № 2, 1969.

Самойлов И. В. Устья рек. М., Географгиз, 1952.

Смирнов С. С. Зона окисления сульфидных месторождений. М., Изд-во АН СССР, 1951.

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 3, М., Изд-во АН СССР, 1962.

Суворов А. И. Главные разломы Казахстана и Средней Азии. В кн. Разломы и горизонтальные движения земной коры. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Тажибаева П. Т. Литологические исследования джезказганских свит в связи с проблемой генезиса руд Джезказганского месторождения. Алма-Ата, Изд-во АН Каз. ССР, 1964.

Хабаков А. В. Косая слоистость осадочных толщ как показатель условий их образования. Природа, № 4, 1951.

Шутов В. Д., Дружинин И. П. О фациальном составе и некоторых вопросах эпигенетического преобразования пород Джезказгана. В сб. Дельтовые и мелководноморские отложения. М., Изд-во АН СССР, 1963а.

Шутов В. Д., Дружинин И. П. О фациально-литологическом контроле в размещении медного оруденения в Джезказгане. Литол. и полезн. ископ., № 3, 1963б.

Щерба Г. Н. Некоторые особенности изучения месторождений атасуйского типа. Изв. АН Каз. ССР, серия геол., № 5, 1964.

Kautsch E. Untersuchungsergebnisse über die Metallverteilung im Kupferschiefer. Archiv f. Lagerstättenforschung, Hf. 74, 1942.

Kautsch E. Die Sedimentären Erzlagerstätten des Unteren Zechsteins. Freiburger Forschungshefte, Hf. 44, 1958.

Rentzsch T. Fazielle Gesetzmäßigkeiten beim Auftreten der Roten Fäule. Freiburger Forsch., S. 193, Leipzig, 1965.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение . . . . .	3
Закономерности размещения стратифицированных медных месторождений	4
Классификация стратифицированных медных месторождений . . . . .	4
Региональные закономерности размещения стратифицированных медных месторождений . . . . .	12
Локальные закономерности размещения стратифицированных медных месторождений . . . . .	26
Закономерности размещения стратифицированных свинцово-цинковых месторождений . . . . .	37
Классификация стратифицированных свинцово-цинковых месторождений	37
Региональные закономерности размещения стратифицированных свинцово-цинковых месторождений . . . . .	42
Локальные закономерности размещения стратифицированных свинцово-цинковых месторождений . . . . .	53
Заключение . . . . .	61
Литература . . . . .	61

*Юрий Вячеславович Богданов, Эдуард Иванович Кутырев*

**Региональные и локальные закономерности размещения стратифицированных медных и свинцово-цинковых месторождений**

ВЫПУСК 5

Материалы к совещанию: «Разработка основ научного прогноза месторождений полезных ископаемых».

Редактор *Л. В. Белова*  
Техн. редактор *А. А. Иванова*

Художник *А. М. Гиман*  
Корректор *Г. А. Полиевская*

М-45584	Подп. в печать 28/VII-1970 г.	Печ. л. 4	Уч.-изд. л. 3,5
Формат бумаги 60×90 <sup>1/16</sup>	Тираж 500 экз.	Цена 35 коп.	Заказ 467

Ленинградская картфабрика ВАГТ

Цена 35 коп.

894

- Вып. 1. Региональные и локальные закономерности размещения колчеданно-полиметаллических месторождений.
- Вып. 2. Региональные и локальные закономерности размещения грейзеновых оловянно-вольфрамовых месторождений.
- Вып. 3. Региональные и локальные закономерности размещения эпитермальных золото-серебряных и полиметаллических месторождений.
- Вып. 4. Региональные и локальные закономерности размещения эпитермальных флюоритовых месторождений.
- Вып. 5. Региональные и локальные закономерности размещения стратифицированных медных и свинцово-цинковых месторождений.
- Вып. 6. Региональные и локальные закономерности размещения медно-порфировых месторождений.