

ЗАКОНОМЕРНОСТИ
РАЗМЕЩЕНИЯ
ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

XII

ИЗДАТЕЛЬСТВО
«НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОТДЕЛЕНИЕ ГЕОЛОГИИ, ГЕОФИЗИКИ И ГЕОХИМИИ
НАУЧНЫЙ СОВЕТ ПО РУДООБРАЗОВАНИЮ

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

XII

Доорогенная металлогения
эвгеосинклиналей



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА 1978



Книга содержит характеристику геологии, магматизма и металлогении ранней — доорогенной стадии геосинклиального развития. Рассмотрены модели возникновения и ранних этапов развития геосинклиналей, с учетом новейших достижений геологической науки, включающей представления о заложении их на коре океанического и континентального типов. Освещен свойственный этой стадии базальтоидный магматизм, непосредственно связанный с верхней мантией. Для него характерен набор специфических магматических пород и ассоциированных с ними рудных месторождений.

В книге описаны гипербазитовая формация с месторождениями хромитовых руд, базитовая формация с месторождениями титаномагнетитов, плагиогранитная формация с месторождениями руд железа и меди, вулканическая базальт-андезит-липаритовая формация с колчеданными месторождениями меди, цинка, свинца и некоторых более частных образований.

Редакционная коллегия:

академик В. И. СМИРНОВ (главный редактор),
С. Н. ИВАНОВ, Б. А. ПОПОВ, А. Д. ЩЕГЛОВ

ПРЕДИСЛОВИЕ

В мае 1976 г. в Свердловске проведено VIII Всесоюзное металлогеническое совещание. Оно было посвящено обсуждению проблемы доорогенной металлогении. Эта тема, выдвинутая уральскими геологами, была поддержана Научным советом по рудообразованию АН СССР.

Актуальность проблемы доорогенной металлогении определяется рядом факторов. Во-первых, специфическим характером рудообразования, целиком обусловленным базальтоидным магматизмом, непосредственно связанным с верхней мантией. Во-вторых, протеканием процессов рудонакопления в раннюю стадию геосинклинального цикла геологического развития, толкование природы которой приобрело в последнее время особую заостренность в связи с развитием различных разветвлений новой глобальной тектоники. В-третьих, с этой самой продолжительной стадией геосинклинального периода связаны весьма важные группы месторождений черных, цветных и благородных металлов.

Совещание показало, что в проблеме доорогенной металлогении обозначился заметный прогресс. На смену монопольной концепции о заложении эвгеосинклиналей в тектонических трогах пришли иные взгляды, учитывающие новейшие данные по геологии континентов и особенно океанов. Наступил период сравнительного сопоставления гипотез заложения эвгеосинклиналей и их развития, пришло время альтернативного подхода к проблеме доорогенной стадии геосинклинального цикла геологического развития.

При выяснении особенностей металлогении гипербазитовой и базитовой формаций, представленных месторождениями хромитов, титаномагнетитов и платиноидов, со все большей настойчивостью прокладывают путь идеи метасоматического образования и преобразования этих рудных формаций, которым пока еще уверенно противостоит классическая гипотеза их магматического происхождения. Обновились и окрепли взгляды о первичном вулканогенно-осадочном образовании некоторых железорудных месторождений в ореолах гранитных интрузий. Все более реалистическими становятся представления об условиях возникновения колчеданных месторождений, ассоциированных с вулканогенными комплексами эвгеосинклиналей, о достаточно сложной и длительной истории их формирования.

Эти и другие данные нашли отражение в настоящей книге, составленной по материалам Совещания, доработанным для их публикации. Все статьи книги сгруппированы в четыре раздела. В первом освещены общие вопросы доорогенной металлогении. Во втором — особенности

металлогении вулканогенных комплексов, определяющиеся порожденными ими колчеданными месторождениями. В третьем — характерные черты металлогении гипербазитовых и базитовых формаций, главным образом касающихся хромитовых и титаномагнетитовых месторождений. В четвертом — металлогения железорудных месторождений.

Организаторы Совещания и составители настоящей книги надеются, что коллективное рассмотрение некоторых сторон доорогенной металлогении в состоянии сыграть положительную роль не только в изучении рудообразования ранней стадии геосинклинального периода, но будет способствовать прогрессу ряда аспектов общей теории рудообразования и практике поисков и разведок рудных месторождений.

В. И. Смирнов

В. И. Смирнов

ОБЩИЕ ПРОБЛЕМЫ ДООРОГЕННОЙ МЕТАЛЛОГЕНИИ

Прошедшее в Свердловске VIII Всесоюзное металлогеническое совещание, посвященное проблемам доорогенной металлогении, продемонстрировало огромное значение этой стадии геосинклиналичного этапа геологического развития в формировании хотя и достаточно специфических, но крайне важных групп рудных месторождений.

Доорогенная металлогения свойственна складчато-геосинклиналичным областям базальтофильного типа, лучшим примером которого на территории СССР является Урал. Такого же типа складчато-геосинклиналичные области архейского возраста известны в Канаде; протерозойского возраста — в Прибайкалье, на Полярном Урале, в Карелии, Северном Тянь-Шане, Канаде, Финляндии и Швеции; каледонского цикла — в Бурятии, Западном Саяне, Норвегии; герцинского цикла — на Урале, в Рудном Алтае, на Северном Кавказе, в Южном Тянь-Шане, Австралии, Испании, Португалии, Федеративной Республике Германии, Франции, Чехословакии, Японии, Китае, Аппалачах Северной Америки; киммерийского цикла — на Кавказе, в Албании, Югославии, Японии, Кордильерах и Андах Северной и Южной Америки; альпийского цикла — на Малом Кавказе, в Турции, Греции, Италии, Японии и в других частях земного шара.

Доорогенная металлогения по составу магматических формаций и ассоциированных с ними важных в промышленном отношении эндогенных рудных месторождений четко отличается от металлогении всех остальных стадий геологической истории. Она начинается с первых актов геосинклиналичного развития и резко обрывается с началом орогенеза в период главных фаз складчатости, когда подкордовый базальтоидный магматизм натриевой линии, свойственный доорогенной стадии, сменяется коровым гранитоидным калий-натриевого и калиевого состава. Таким образом, доорогенная металлогения связана с самой ранней стадией геологического цикла; продукты всех последующих стадий накладываются на нее, процессы и явления этих последующих стадий геосинклиналичного и платформенного этапов энергично преобразуют и часто радикально меняют ее первоначальный облик. В этом заключается первая большая трудность исследования доорогенной металлогении. Вторая сложность определяется чрезвычайной трудностью оценки первых актов доорогенной металлогении, связанной со все еще слабо разработанной и остро дискуссионной проблемой зарождения эвгеосинклиналей. На этом мы остановимся позднее, а вначале рассмотрим основные общие особенности доорогенной металлогении.

ОСОБЕННОСТИ ДООРОГЕННОЙ МЕТАЛЛОГЕНИИ

1. Доорогенные магматизм и металлогения проявляются только при эвгеосинклиналичном режиме, в эвгеосинклиналичных секторах геосинклиналичных систем и отсутствуют в их миогеосинклиналичных частях.

2. Все образования доорогенного магматизма и металлогении формируются только на ранней стадии геосинклинального развития и не возникают на более поздних стадиях.

3. Они принадлежат к субмаринным образованиям с очень малым количеством наземных вулканических пород, местами возникавших к концу доорогенной стадии.

4. В полигеосинклинальных системах магматические и рудные формации доорогенной стадии закономерно возникают в начале каждого этапа геосинклинального развития, смещаясь по фронту от ранее образованных доорогенных поясов, обычно в направлении от одного борта геосинклинали к другому. В связи с этим могут быть выделены геосинклинально-складчатые области с одним периодом образования доорогенных поясов (каледониды Западного Саяна), с двумя периодами (Кордильеры Северной Америки), с тремя периодами (герциниды Тянь-Шаня, киммериды-альпиды Тихоокеанского Приморья), вплоть до четырех-пяти периодов (палеозониды Урала, палеозониды-альпиды Кавказа и Японии).

5. Чаще всего доорогенные пояса закладываются у одного борта геосинклинали, отступая, по мере развития геосинклинальной системы, к другому ее борту. Одновременно в поперечном разрезе геосинклинали могло существовать не более двух поясов доорогенного магматизма и рудообразования. Причем в двухпоясовой системе по мере отмирания одного из таких поясов, обычно находящегося в тыловой зоне, зарождался новый пояс, обычно во фронтальной части, впереди сохранившегося пояса, как это видно на примере развития доорогенных поясов Кавказа (см. фигуру).

6. Доорогенные комплексы магматических пород и рудных месторождений нигде и никогда не перекрывают все сечение геосинклинали, а формируют в ее пределах локальные узкие продольные пояса, согласные с планом генеральной тектонической структуры геосинклинально-складчатых областей. Эти пояса, при их большой протяженности, достигающей нескольких сот километров (Кавказ, Тянь-Шань, Рудный Алтай), а иногда первых тысяч километров (Урал, Кордильеры Америки), имеют сравнительно небольшую ширину, обычно составляющую несколько километров, лишь редко достигающую 30—50 км (Магнитогорский синклиорий Урала). В поперечном разрезе геосинклинально-складчатых областей они занимают от $\frac{1}{10}$ до $\frac{1}{3}$ их площади. Даже с учетом сокращения их ширины при последующей складчатости и надвигах они в общей сложности вряд ли захватывали более $\frac{1}{3}$ — $\frac{1}{2}$ поперечного сечения геосинклинального ложа, иногда еще менее.

7. Все эти пояса сложены субмаринными магматогенно-осадочными комплексами большой мощности, составляющей от 2—3 до 12—15 км слоистых толщ, формирование которых трудно представить без систематического опускания их ложа.

8. Они характеризуются длительным развитием, составляющим для каледонского этапа 150 млн. лет, для герцинского и киммерийского — около 100 млн. лет, для альпийского — около 50 млн. лет, что охватывает от $\frac{1}{2}$ до $\frac{3}{4}$ общей длительности геосинклинальных этапов в истории геологического развития.

9. Доорогенные магматогенно-осадочные комплексы часто формируют выдержанные синклиории, не испытавшие инверсии тектонической структуры в период главных фаз складчатости.

10. Комплексы пород и рудные месторождения доорогенных поясов обычно метаморфизованы от зеленосланцевой до гранулитовой фации, интенсивно тектонически деформированы с проявлением среди них специфических зон брекчирования, дробления, смятия и рассланцевания, сопровождающихся иногда выжиманием горной массы за пределы их первичного накопления [1].

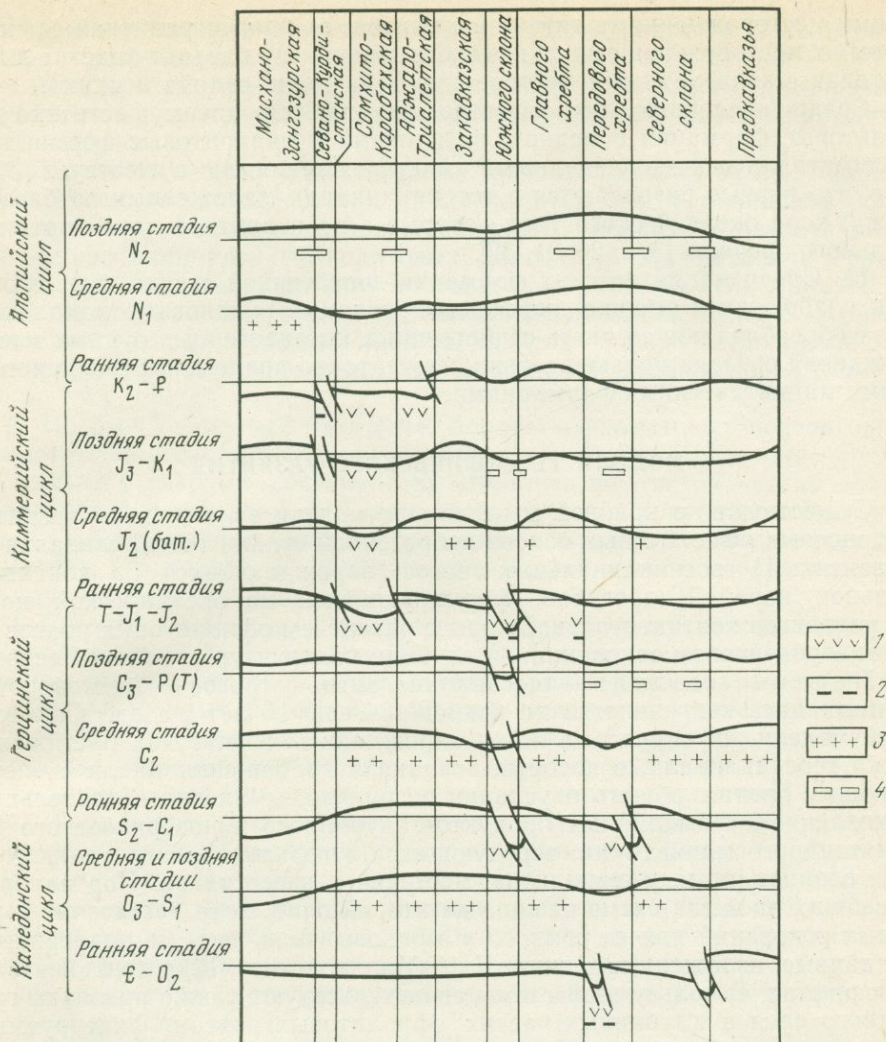


Схема эволюции Кавказской геосинклинали, ее магматизма и металлогении

- 1 — пояса спилит-кератофировых и диабазовых пород и связанных с ними колчеданных месторождений, контролируемые зонами Беньофа; 2 — участки внедрения перидотитов и габброидов ранних стадий и связанных с ними магматических рудопроявлений хромитов и титаномагнетитов; 3 — области внедрения гранитоидов средних стадий и формирования связанных с ними пегматитов, грейзенов и иных постмагматических месторождений; 4 — участки внедрения малых интрузий поздних стадий и формирования связанных с ними гидротермальных месторождений

11. Все входящие в состав поясов доорогенные магматические породы как интрузивного, так и эффузивного характера принадлежат исключительно к производным базальтовой магмы и формируют офиолитовые пояса полного или сокращенного профиля, связанные по своему происхождению непосредственно с мантией Земли.

12. Этим этапам свойствен устойчивый набор магматических и ассоциированных с ними рудных формаций, не зависящий от места нахождения на земном шаре и их геологического возраста. Среди них выделяются четыре главные формации: а) перидотитовая с магматическими месторождениями хромитов и платиноидов; б) габбровая с магматиче-

скими месторождениями титаномагнетитов; в) плагиогранитная со скарновыми месторождениями руд железа и меди; г) базальт-андезит-липаритовая с колчеданными месторождениями меди, свинца и цинка.

Среди последних, как известно, намечаются преимущественно базальтовые формации с медноколчеданными и липаритовые формации с полиметаллически-колчеданными месторождениями; существует мнение, что первые развиваются в геосинклиналях, заложенных на базальтовой коре океанического типа, вторые — на гранитной коре континентального профиля [3, 5, 26, 31, 32].

13. Среди магматических формаций доорогенной стадии выделяются как слабо, так и хорошо дифференцированные рудоносные комплексы; резко преобладающая часть свойственных им эндогенных рудных месторождений связана исключительно с достаточно полно дифференцированными магматическими формациями.

МОДЕЛИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Существуют по крайней мере четыре модели заложения и развития рудоносных офиолитовых поясов доорогенной стадии геосинклинального развития: 1) геосинклинальных трогов, зарождающихся на континентальной коре; 2) прогибов, формирующихся на океанической коре; 3) раздвигов континентальной коры с развитием офиолитовых поясов на их гипербазитовом основании; 4) глубинных структур типа зон Беньофа.

Первая модель — геосинклинальных трогов — безоговорочно принималась как единственно возможная еще 10 лет назад. Согласно этой модели, офиолитовые пояса зарождались в участках растяжения ложа геосинклинали, в которых возникали грабен-синклинали с опережающим против общего опускания погружением их дна и длительным накоплением субмаринных продуктов глубинного и поверхностного базальтоидного магматизма, чередующихся с горизонтами граувакк, черных сланцев, яшм, джеспилитов, мергелей и известняков. Под напором новейших идей эта схема отошла на второй план, хотя достаточно серьезных оснований для ее полного выбраковывания нет. Ее поддерживают данные, изложенные в книге Е. Е. Милановского [12] о континентальных рифтах. В пользу этой схемы свидетельствуют также признаки гранитного слоя в глубинных частях офиолитовых поясов, фиксируемые, например, по данным глубинного сейсмозондирования в доорогенных поясах Урала [2].

О возможности возникновения базальтоидных формаций на континентальном основании в близких к геосинклинальным условиях свидетельствует также бушвельдский комплекс Южной Африки, который, по А. Дю Тойту, относится просто к геосинклинальным образованиям. Прогиб Бушвельда на платформенном кристаллическом основании докембрия выполнен лавами и туфами андезитового и фельзитового состава, чередующимися с расслоенными дунитами, перидотитами и габбро общей мощностью свыше 10 км. В них заключены известные месторождения хромитов, титаномагнетитов и платиноидов.

Вторая модель — прогибов, формирующихся на океанической коре, как известно, предложена А. В. Пейве [16] и развивалась в его статьях и статьях его единомышленников [17, 18]. По этой модели, развитие эвгеосинклиналей происходило в три стадии. В раннюю океаническую стадию возникали перидотиты, габбро и базальты, образующие универсальный фундамент эвгеосинклиналей. В последующую переходную стадию формировались вулканические породы андезит-дацитового ряда, а также толщи грауваккового и полимиктового состава с пачками известняков и слоями внутриформационных конгломератов. В заключительную континентальную стадию, с ее начальной орогенной ступенью, формировались массивы гранитоидов.

Эта схема навеяна впечатлениями о сходстве разрезов офиолитовых поясов с разрезом земной коры современных океанов. Отдавая должное этой новаторской концепции, мы тем не менее не можем не обратить внимания на ряд невыясненных вопросов, важных для металлогенического анализа.

1. Представление о существовании древних океанов во всю ширину ложа геосинклинальных систем не согласуется с чередованием в поперечных сечениях геосинклинально-складчатых областей базальтоидных зон эксгеосинклиналей (офиолитовых поясов) и зон развития гранитоидов. Эта неувязка выглядит особенно контрастной, если принять во внимание соображения о том, что «массовое развитие кислого гранитоидного магматизма в той или иной складчатой области служит хорошим указанием на то, что она лежит на континентальном фундаменте» [16, стр. 6].

2. По этой схеме все базитовые породы офиолитовых поясов одновозрастны; они относятся к «глубокому докембрию» [16] и лишь последовательно в твердом состоянии выжимались по тектоническим зонам от древних к юным эпохам. Таким образом, все находящиеся среди них рудные месторождения должны быть также отнесены к «глубокому докембрию», независимо от фактического геологического возраста окружающих пород и тектонических структур.

3. По этой схеме базитовые породы офиолитовых поясов пассивны в смысле магматического рудообразования; в них не возникают магматические рудные месторождения, а лишь проявляются захваченные тектоническими зонами ранее образованные залежи океанической стадии, хотя теперь уже достаточно хорошо известна безрудность магматических пород современных океанов.

4. Нормальные калиево-натриевые граниты орогенной стадии («платформенной» по номенклатуре рассматриваемых авторов), вопреки их утверждению, не приобретают повсеместного развития, а размещаются в пространстве между офиолитовыми поясами (в орогенных геантиклиналях) и лишь изредка местами проникают в офиолитовые пояса. Этим определяется базальтофильная металлогения офиолитовых поясов и гранитофильная металлогения межеофиолитовых зон, а также хорошо известная металлогеническая зональность геосинклинальных складчатых областей.

5. Отнесение всех глубинно-магматических пород перидотитовой и габбровой формаций исключительно к породам фундамента противоречит наличию явно более поздних массивов этих пород, рвущих, в частности, вулканогенные комплексы «переходной» стадии [11, 15].

6. Существенное петрологическое отличие магматических пород эвгеосинклиналей от пород дна океана: калиевый профиль первых и натриевый вторых, с соотношением $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ в первом случае 2—4 и 7—30 во втором [33]; относительное обогащение океанических пород кремнеземом, титаном и магнием, повышенное содержание в них литофильных элементов [19] и другие признаки, имеющие важное металлогеническое значение.

7. Глубокая массовая дифференциация плутонических и вулканических пород доорогенных офиолитовых поясов эвгеосинклиналей определяет их рудоносность, в отличие от чрезвычайно слабо и локально проявленной дифференциации практически безрудных пород дна современного океана.

Все это заставляет прийти к заключению, что доорогенные офиолитовые комплексы геосинклинально-складчатых областей существенно отличаются от магматических пород дна современных океанов. Указанные обстоятельства чрезвычайно важны для исследования их металлогении, поэтому было бы крайне желательно, чтобы геологи, пропагандирующие изложенную концепцию, обратили внимание на перечисленные выше

детали, без разъяснения которых невозможно безоговорочно переносить данные о строении дна современных океанов на состав и строение офиолитовых поясов доорогенной стадии эвгеосинклиналичного развития, на их рудоносность.

Третья модель — раздвигов континентальной коры с развитием офиолитовых поясов на их обнажающемся базальтовом основании — рассматривалась С. Н. Ивановым, А. С. Перфильевым и В. М. Нечухиным [9] для Урала, С. М. Тильманом, С. Г. Бялобжеским, А. Д. Чеховым и Л. И. Красным [27] для складчатых областей Северо-Востока СССР. Согласно этой концепции, формирование доорогенных эвгеосинклиналичных поясов начинается с рифтогенной стадии с раздвиганием континентальной коры и образованием зияющего пространства, выполняемого затем доорогенными магматическими и осадочными формациями горных пород. В эту стадию, по данным указанных геологов, образовывались щелочные гипербазиты, пикриты и базальты, металлогеническое значение которых не определяется. Вслед за тем, в соответствии со схемой А. В. Пейве, выделяются океаническая, переходная и континентальная стадии эвгеосинклиналичного развития. Так как в этой схеме признается изначальное чередование зон с континентальной и океанической корой в поперечном сечении геосинклиналично-складчатых областей, с нее снимается часть претензий, предъявляемых ко второй концепции. Вместе с тем поскольку в этой схеме сохраняются представления об океанической стадии, учитывающие сходство пород офиолитовых поясов с магматическими породами дна современных океанов, к ней относится часть недоумений, возникающих при анализе модели развития этих поясов на древнем океаническом ложе. Кроме того, так как речь идет о раздвиге земной коры с обнажением базальтового слоя, то, принимая во внимание толщину сиалических пластин, в результате такого раздвига должна формироваться зияющая щель шириной в несколько километров и глубиной 30—50 км; возможность образования такой щели требует особых доказательств.

Наконец, формирование раздвига с перемещением его плеч в стороны друг от друга не создает предпосылок для возникновения глубоких фиксированных зон разломов, по которым могло бы осуществляться питание эвгеосинклиналией глубинным магматическим веществом.

Четвертая модель — заложения и развития эвгеосинклиналией в связи с глубинными структурами типа зон Беньофа освещалась в статьях автора для альпийского цикла Тихоокеанского Приморья, для каледонского, герцинского, киммерийского и альпийского циклов Кавказа, для герцинского цикла Урала [22]; В. Е. Хаина [29] — для палеозойского и альпийского циклов Кавказа; Л. П. Зоненшайна, М. И. Кузьмина, В. И. Коваленко и др. [8] — для западной части Тихоокеанского пояса; М. Б. Бородаевской, А. И. Кривцова [2] — для герцинского цикла Урала; Е. И. Филатова, Е. П. Ширая [28] — для Рудного Алтая (Зайсанская складчатая область); Н. Л. Добрецова [6] — для протерозойских структур Сибири; Г. М. Власова [4] — для азиатской части побережья Тихого океана. Обширные материалы по этой проблеме содержатся в трудах зарубежных геологов [13].

По аналогии с современными зонами Беньофа, определяющими геосинклиналичный режим окраин материков Тихоокеанского профиля, в набор сопровождающих их элементов входят: передовой прогиб, вулканическая дуга, тыловой прогиб окраинных морей и край прилегающей платформы. В развитии такой геосинклиналичной системы выделяются три стадии: 1) собственно геосинклиналичная, или доорогенная, обусловленная заложением крупных разломов типа зоны Беньофа, служащих каналами для поступления из подкорового пространства огромных масс базальтоидных магматических продуктов, выполняющих длительно прогибающееся геосинклиналичное ложе; 2) орогенная, определяющаяся

резким обрывом базальтоидного магматизма и расцветом гранитоидного магматизма, смещающегося в тыловые зоны миогеосинклиналей; 3) переходная к платформенному этапу, характеризующаяся развитием конкордантных и дискордантных разломов в консолидированной складчатой области и прилегающей платформе с образованием вдоль них цепей гипабиссальных «малых» интрузий и наземных вулканитов преимущественно среднего и кислого состава.

Отдавая предпочтение этой модели, автор вместе с тем отдает себе отчет в том, что она также имеет свои слабые стороны. По этой схеме доорогенные офиолитовые зоны в поперечном сечении геосинклинали возникают последовательно, по мере отмирания старейших среди них зарождаются все более молодые, смещающиеся от одного борта геосинклинальной системы к другому до полного преобразования мобильной геосинклинали в относительно стабильную область завершенной складчатости.

Причины таких перескоков офиолитовых поясов, их периодичность и повторяемость до конца не выявлены.

ВЗАИМООТНОШЕНИЕ МАГМАТИЧЕСКИХ И РУДНЫХ ФОРМАЦИЙ

В рамках настоящей статьи нас будут интересовать геологические процессы, магматизм и рудообразование первой — доорогенной стадии. Как ни странно, история магматизма, соотношение глубинных и поверхностных магматических формаций и ассоциированных с ними рудных месторождений для этой стадии хуже всего разработаны и вследствие этого чрезвычайно противоречивы. Однако если принимать во внимание совокупность всех данных, изложенных в трудах В. М. Сергиевского [21], Ю. А. Кузнецова [10], Д. С. Штейнберга [30], М. Б. Бородаевской и А. И. Кривцова [2], а также в материалах VIII Всесоюзного металлогенического совещания [7] и работах других исследователей так называемого инициального магматизма, соответствующего доорогенной стадии геосинклинального этапа геологической истории, то последовательность развития магматизма, соотношение интрузивных и эффузивных формаций в рамках этой стадии можно представить в следующем виде.

Наиболее ранней является базальт-андезитовая, часто натриевая (спилитовая) серия вулканических пород, которой сопутствуют породы габбровой формации с типоморфными для нее магматическими месторождениями титаномагнетитовых руд. Вслед за тем формируется дацитриолитовая кали-натриевая (кератофировая) серия вулканитов, которую сопровождают интрузии плагиогранитов, плагиосиенитов с их типоморфными скарновыми месторождениями руд железа и меди. Наиболее сложной оказывается позиция гипербазитов (перидотитов, гарцбургитов) с их магматическими месторождениями хромитовых руд. Не отрицая возможности их нахождения в основании офиолитовых поясов, мы вместе с тем полагаем, что этим они не ограничиваются. Как следует из данных В. М. Сергиевского [21], Н. Д. Соболева [24], Ю. А. Кузнецова [10], Н. В. Павлова [15] и др., интрузии гипербазитов не только предшествовали внедрению габбро, но иногда происходили после их застывания. Подтверждению этого посвящен почти весь выпуск журнала «Геология и геофизика» (№ 2, 1976). Об этом же свидетельствует осмотр керна скв. 159, пробуренной на месторождении Алмаз-Жемчужина Донской группы Кемпирсайского массива. Здесь, в интервале глубины 660—664 м, пересекается контакт нижнепалеозойских амфиболитовых гнейсов с рудоносными перидотитами. При этом перидотиты ассимилируют прилегающие амфиболитовые гнейсы, формируя переходную контаминационную зону. Таким образом, наиболее либерально было бы признание как формирования гипербазитов на ранних ступенях дооро-

генного этапа, так и неоднократного их внедрения в ходе его дальнейшего развития.

Что касается вулканогенной части офиолитов с принадлежащими им колчеданными месторождениями руд меди, цинка и свинца, а также окисных руд железа и марганца, то, в соответствии с данными М. Б. Бородаевской и др. [3], С. Н. Иванова и др. [9], В. А. Прокина [20], В. И. Смирнова [22] и др., основные особенности их развития сводятся к следующему.

Прежде всего среди эффузивных комплексов доорогенной стадии выделяются недифференцированные толщи базальтов, представленные главным образом афировыми базальтами и диабазами, не несущими оруденения. Им противопоставляются два типа дифференцированных серий — контрастная базальт-липаритовая и последовательная базальт-андезит-дацит-липаритовая. С первой из них связаны преимущественно медные и медно-цинковые руды, со второй — преобладающе медно-цинково-свинцовые руды.

Для рассматриваемых рудоносных вулканических комплексов характерна устойчивая эволюция во времени, приводившая от начала вулканизма к его завершению к постепенной смене основных излияний все более кислыми, к переходу от широких площадных ареалов вулканизма ко все более локальному, от сравнительно глубоководных условий ко все более мелководным и даже наземным, от доминирующих лавовых излияний к преобладающему накоплению пирокластического продуктового. Максимум вулканогенно-осадочного и метасоматического колчеданного рудообразования приходится на конец этого эволюционирующего процесса — завершающий относительно более кислый вулканизм, сопровождающийся обширным накоплением пирокластического материала с сопутствующими палеоземлетрясениями, встряской и дроблением ранее образованных вулканитов, обильным выделением минерализованных поствулканических летучих веществ. Иногда эта гомодромная схема, типичная для вулканизма рудоносных областей, сменяется в некоторых районах, в частности, как предполагают некоторые геологи, в Рудном Алтае, антидромной.

При общем сходстве офиолитовых поясов и их металлогении они несут также черты заметного различия. В связи с этим среди них можно выделять две крайние разновидности — пояса полного и ограниченного развития. При полном развитии в состав офиолитовых комплексов входят четыре магматические формации — интрузивные перидотиты, габбро, плагиограниты и эффузивы, обычно в этом случае с преобладанием основных их разновидностей, сопровождающихся преимущественно медноколчеданным оруденением. Полное развитие офиолитовых комплексов обеспечивает всестороннее мощное рудообразование с возникновением всего набора свойственных им рудных месторождений — магматических хромитовых и титаномагнетитовых, скарновых железных и медных, колчеданных. Примером такого развития служит Урал.

При ограниченном развитии все интрузивные формации, особенно перидотитовая и габбровая, оказываются редуцированными, а вулканические породы сложены преимущественно кислыми разновидностями, несущими главным образом полиметаллически-колчеданные руды. Их примером может служить Рудный Алтай. Далеко не ясно, возможно ли полный профиль доорогенного магматизма и металлогении приписывать развитию его на океанической коре и противопоставлять ограниченному профилю, якобы формирующемуся на континентальной коре. Не исключено, что их генетическое различие обусловлено разной глубиной питающих магматических очагов — большой подкоровой для полного профиля и малой коровой для ограниченного профиля.

При рассмотрении условий возникновения и развития доорогенных офиолитовых рудоносных поясов невозможно обойти проблему «текто-

ники плит». С точки зрения сторонников этой концепции [13], доорогенные офиолитовые пояса развивались на стыке континентальных и океанических плит в обстановке длительного поддвижения океанической коры под материковую (субдукция), что обусловлено раздвижением океанической коры в стороны от срединного океанического хребта (спрединг). Надо сказать, что никаких прямых доказательств такого процесса доорогенные офиолитовые пояса и геосинклинальные складчатые области вообще сами по себе не содержат. Более того, офиолитовые пояса могли возникать на краю континентов и океанов (Тихоокеанский пояс и др.), в разломах континентальной коры, как это, например, представляет В. Е. Хаин [29] для Большого Кавказа, и на океанической коре, как это представляет Г. А. Твалчрелидзе [25] для ряда офиолитовых (первично геосинклинальных) поясов.

Кроме того, если принять во внимание длительный характер развития офиолитовых поясов полигеосинклинальных складчатых систем, которые, например, на Кавказе существовали с раннего палеозоя до неогена, т. е. в течение 500 млн. лет, то при скорости субдукции 3 см/год под Русскую платформу со стороны Кавказского геосинклинального бассейна должны были быть выдвинуты базальтовые плиты общей длиной 15 тыс. км (!). По всем этим и другим соображениям можно прийти к заключению, что исследование доорогенных поясов ничего не дает для защиты концепции «тектоники плит» в части, касающейся спрединга и субдукции, а эта концепция не в состоянии помочь расшифровке и без того сложных проблем возникновения и развития магматизма и металлогении доорогенных геологических структур.

Литература

1. Абдулин А. А., Байдильдин Э. А., Касымов М. А. и др. Металлогения Мугоджар. Алма-Ата, «Наука», 1976.
2. Бородаевская М. Б., Кривцов А. И. О структурной и возрастной асимметрии Урала на ранних стадиях герцинского развития.— Докл. АН СССР, 1974, 217, № 1.
3. Бородаевская М. Б., Кривцов А. И., Ширай Е. П. Особенности раннегеосинклинального вулканизма и оруденения в колчеданосных провинциях различных типов.— Геол. рудн. месторожд., 1976, № 1.
4. Власов Г. М. Островные дуги и новая глобальная тектоника.— Геотектоника, 1976, № 1.
5. Горжевский Д. И. О металлогенических типах эвгеосинклинальных структурно-металлогенических зон и рудных районов.— В кн.: Доорогенная металлогения эвгеосинклиналей. Тезисы докл. VIII Всес. металлог. совещ. Общие вопросы и региональная металлогения. Свердловск, 1976.
6. Добрецов Н. Л. Глаукофан-сланцевые и эклогит-глаукофан-сланцевые комплексы СССР. «Наука», 1974.
7. Доорогенная металлогения эвгеосинклиналей. Тезисы докл. VIII Всес. металлог. совещ. Свердловск, 1976.
8. Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Коваленко В. И. и др. Структурно-магматическая зональность и металлогения западной части Тихоокеанского пояса.— Геотектоника, 1973, № 5.
9. Иванов С. Н., Перфильев А. С., Нечехин В. М. Новые принципы составления региональных тектонических карт на примере Урала.— Докл. АН СССР, 1975, 221, № 1.
10. Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. «Недра», 1964.
11. Марковский Б. А., Ланда Э. А. Ультраосновной вулканизм и некоторые проблемы генезиса гипербазитов.— Сов. геология, 1976, № 1.
12. Милановский Е. Е. Рифтовые зоны континентов. «Недра», 1976.
13. Новая глобальная тектоника. «Мир», 1974.
14. Офиолиты в земной коре. Международный симпозиум (Тезисы докл.). «Наука», 1973.
15. Павлов Н. В. О происхождении ультрабазитов в связи с их хромитоносностью.— Геол. рудн. месторожд., 1975, № 1.
16. Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого.— Геотектоника, 1969, № 4.
17. Пейве А. В., Штрейс Н. А., Книппер А. Л. и др. Океаны и геосинклинальный процесс.— Докл. АН СССР, 1971, 196, № 3.
18. Пейве А. В., Штрейс Н. А., Макарычев Г. И. и др. Палеозойды Европы и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса.— Сов. геология, 1972, № 12.
19. Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. «Мир», 1973.

20. *Прокин В. А.* Характер связи колчеданных месторождений Магнитогорского мегасинклиория с вулканическими породами.— В кн.: Геосинклинальные магматические формации и их рудоносность. Свердловск, 1973.
21. *Сергиевский В. М.* Основные закономерности развития тектонических структур, магматизма и металлогении Урала.— В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Т. 1. Свердловск, 1963.
22. *Смирнов В. И.* Зоны Беньофа и магматическое рудообразование.— Геол. рудн. месторожд., 1974, № 1.
23. *Смирнов В. И.* О металлогении океана.— Геол. рудн. месторожд., 1975, № 1.
24. *Соболев Н. Д.* Возрастные и генетические группы ультраосновных массивов Урала и закономерности размещения связанных с ними полезных ископаемых.— В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Т. 1. Свердловск, 1963.
25. *Твалчрелидзе Г. А.* Сравнительная металлогеническая характеристика колчеданной и медно-порфировой формаций.— Геол. рудн. месторожд., 1975, № 3.
26. *Твалчрелидзе Г. А.* О двух типах месторождений колчеданной формации.— В кн.: Доорогенная металлогения эвгеосинклиналей. Тезисы докл. VIII Всес. металлог. совещ. Рудные формации. Свердловск, 1976.
27. *Тильман С. М., Бялобжеский С. Г., Чехов А. Д., Красный Л. И.* Особенности формирования континентальной коры на Северо-Востоке СССР.— Геотектоника, 1975, № 6.
28. *Филатов Е. И., Ширай Е. П.* О палеосистеме островных дуг Зайсанской складчатой области.— Докл. АН СССР, 1975, 225, № 1.
29. *Хаин В. Е.* Основные этапы тектоно-магматического развития Кавказа: опыт геодинамической интерпретации.— Геотектоника, 1975, № 1.
30. *Штейнберг Д. С.* Базальтоидный магматизм Урала.— В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Ч. 1. Свердловск, 1969.
31. *Яковлев Г. Ф., Микунев М. Ф.* Размещение колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая в связи с его структурно-формационно-фациальными особенностями.— Геол. рудн. месторожд., 1976, № 3.
32. *Petraschek W. E.* Die Herkunft der Erzmittle.— Schrift. Erdwiss. Kommis. Osterr. Akadem. Wissenschaft, 1973, N 1.
33. *Scheinmann Yu. M.* Uber den Unterschied der erzbilden Vorgange in den Kontinenten und Ozeanen.— Schrift. Erdwiss. Kommis. Osterr. Akadem. Wissenschaft, 1973, N 1.

С. Н. Иванов

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ ЭВГЕОСИНКЛИНАЛЕЙ

Исследования, проведенные в последние годы в связи с развитием новых идей мобилизма, позволили лучше, чем ранее, понять образование главных элементов структуры современного облика Земли: континентов, океанов, островных дуг, прибрежных хребтов, рифтовых зон. Благодаря этому стало возможным значительно полнее использовать принцип актуализма и таким путем восстанавливать геотектоническую позицию формаций горных пород далекого прошлого. Учение о формациях получило необычайно быстрое развитие и достигло больших успехов. По взаимному сочетанию и последовательной смене характерных формаций удалось проследить этап за этапом развитие земной коры.

В настоящее время появилась возможность при составлении тектонических карт отмечать переход геосинклинального этапа в платформенный не по возрасту главной складчатости, что было связано часто с большой неопределенностью выделения последней среди других деформаций, а по смене геологических формаций. Этот новый подход, предложенный А. В. Пейве [19 и др.], дает возможность расчленять историю формирования земной коры на более мелкие этапы и более отчетливо проследивать весь процесс.

Т. Н. Спижарский, под руководством которого на протяжении многих лет составлялись во ВСЕГЕИ обзорные тектонические карты, пи-

шет, что геологические формации, за исключением некоторых, не изучены. «При таком состоянии учения о формациях применять формационный анализ для тектонического районирования невозможно даже в качестве вспомогательного метода» [28, стр. 39]. Тем не менее успехи формационного анализа, достигнутые за последние 6—8 лет в связи с проведенным сопоставлением древних геосинклинальных формаций с магматическими образованиями островных дуг и дна океана, позволили нам именно формационный анализ принять за основу тектонического районирования [9, 10].

Формационный подход к тектоническому анализу дает возможность не только выяснить структуру современной геосинклинальной системы, но и получить представление о соотношении различных формационных комплексов в период их образования, что ставит тектонический анализ на качественно новую ступень. При этом предметом анализа становятся не только структуры верхних частей геосинклинального разреза, но и более глубокие его элементы (комплексы фундамента, древней земной коры).

Изучение современных структур Земли и древних формаций складчатых областей показало, что в эволюции геосинклинальных систем полного цикла развития устанавливаются в типичном случае следующие стадии: рифтовая, океаническая, переходная, континентальная [9, 19]. По наиболее типичным магматическим формациям эти стадии условно можно назвать: рифтовую — щелочной, океаническую — базальтовой, переходную — андезитовой, континентальную — гранитной.

Появилась возможность: 1) создать новую геотектоническую и петрологическую основу для формационного анализа и дать на этой основе характеристику металлогении по отдельным четырем указанным выше стадиям развития земной коры в крупных регионах; 2) построить на новых формационных принципах тектонические карты с элементами металлогении.

Каждый тип месторождений полезных ископаемых приурочен к определенной геологической среде. Это давно известная закономерность сейчас гораздо полнее изучена благодаря новым металлогеническим исследованиям на формационной основе и значительному развитию формационного анализа [1, 4, 7, 10, 12, 18—20, 27, 31 и др.]. Месторождения полезных ископаемых в большинстве случаев становятся определенными реперами, указывающими на геологический тип формаций. Важным следствием является возможность использования тектонических карт, составленных на формационной основе, непосредственно как прогнозно-металлогенических. Нанесение на них и в легенде характерных генетических типов полезных ископаемых не является «нагрузкой», обременяющей карту, как это чаще всего бывает с обычными геологическими и тектоническими картами, не отражающими в нужной степени прямую генетическую связь месторождений с геологической средой. Эта металлогеническая «нагрузка» обычно не составляет органическую часть самой карты, а является именно нагрузкой. Для раскрытия генетических связей и для облегчения чтения карты эту нагрузку снимают и выносят на отдельную или даже чаще всего на несколько отдельных (для каждого полезного ископаемого) самостоятельных карт. Ни для кого не секрет, что такие металлогенические карты иногда оказываются удивительно похожими на статистические карты, выполненные на крайне упрощенной (или) искаженной геологической основе.

Мы не отрицаем большого положительного значения ранее составленных металлогенических и других специализированных прогнозных карт. Среди них есть прекрасные образцы, которые сыграли важную роль как в научном, так и в практическом исследованиях минеральных ресурсов нашей страны, и во многих случаях они будут нужным дополнением к формационно-тектоническим картам. Но несомненно также, что

главный указатель прогнозных направлений поисковых исследований переносится теперь в усиленном значении со специализированных карт на новые тектонические карты, построенные на формационной основе.

Прежде чем перейти к характеристике отдельных стадий развития земной коры, выделяемых на тектонических картах нового типа, кратко поясним тектоническую карту Урала масштаба 1:1 000 000 с элементами металлогении, демонстрировавшуюся на VIII Всесоюзном металлогеническом совещании, и ее схему (см. фигуру) [9, 10, 18, 34].

Главный принцип, положенный в основу карты,—выделение формаций и структурных элементов четырех указанных выше стадий: рифтовой, океанической, переходной и континентальной на фоне крупных полей с континентальной корой разного возраста.

Если бы история формирования Урала была одноактна и строение несложно, то достаточно было бы в пределах развития образований каждой стадии выделить различные формации. Однако океанические формации, как и формации других стадий на Урале и в других геосинклинальных областях, имеют в разных зонах неодинаковый геологический возраст. Так, формации океанической стадии находятся на Урале в отложениях ордовика, силура и среднего девона. Формации переходной стадии — в верхнем силуре и верхнем девоне. Формации континентальной стадии распространены в карбоне и перми, но есть признаки их появления уже в нижнем девоне.

В зонах разного возраста наблюдается одна и та же последовательная смена океанических базальтовых формаций переходными андезитовыми и далее иногда континентальными, хотя признаки последних обнаруживаются не во всех зонах.

Общая последовательность расположения зон с указанным набором формаций характеризуется размещением наиболее молодых зон в средней части эвгеосинклинали, а более древних — по краям. В обрамлении эвгеосинклинали, сложенном более древней континентальной корой, мы наблюдаем рифтовые формации докембрия, кембрия — начала ордовика, которые указывают на образование внутриконтинентального рифта, разрыв континентального блока и образование новой океанической структуры, расширение которой продолжалось и в дальнейшем. Смена океанической стадии переходной (островодужной) и раннепереходного этапа — позднепереходным имеет повторяемость и происходила в разное время, что позволяет выделить на Урале в пределах эвгеосинклинали пять зон. Раньше всего эта смена происходит в Западной Тагильской зоне, позднее всего — в Центральной Магнитогорской. Восточнее вновь появляются более ранние образования. Признаки симметричной зональности охватывают формации рифтовой (?), океанической и переходной стадий. Более поздние зоны поднятий и гранитизации заметно развиваются только на востоке и свидетельствуют о субдукции лишь в этом направлении. Характерно надвигание внутренних, более молодых зон на внешние, более древние. В западном борту Уральской геосинклинали это надвигание вывело эвгеосинклинальные комплексы на восточный край Русской платформы [11, 18].

Сильно упрощая, можно сказать, что Урал представляет собой в значительной мере чешуйчатое сооружение, причем каждая чешуя (пластина), если отбросить более позднюю гранитизацию, состоит из типичного набора базальтовых и андезитовых формаций, а чешуи в целом направлены от центра к бортам эвгеосинклинали (наподобие раскрытого веера) и на бортах надвинуты на край прилегающих консолидированных плит.

В приведенной ниже характеристике геологических обстановок и металлогении отдельных стадий развития земной коры использован материал не только по Уралу, но вследствие краткости изложения мы вынуждены сильно ограничить число примеров.

Тектоническая схема Урала [по 10]

Интерниды:

- 1 — гипербазит-габбровая ассоциация офиолитовых поясов;
- 2 — грабеновая формация;
- 3 — 4 — Тагильская вулканическая зона;
- 3 — Западная со сменой океанической стадии переходной в позднем ландовере,
- 4 — Восточная со сменой океанической стадии переходной в позднем силуре — раннем девоне;
- 5 — 6 — Магнитогорская вулканическая зона;
- 5 — Западная и Восточная со сменой океанической стадии переходной в позднем силуре — раннем девоне,
- 6 — Центральная со сменой океанической стадии переходной в среднем — верхнем девоне;
- 7 — отложения континентальной стадии;
- 8 — гранитоиды;
- 9 — блоки докембрия и гранитизированного палеозоя.

Экстерниды:

- 10 — рифейские и вендские осадочные серии;
 - 11 — рифейские и вендские осадочные и вулканогенно-осадочные серии;
 - 12 — палеозойские осадочные отложения шельфа;
 - 13 — палеозойские осадочные отложения континентального склона;
 - 14 — верхнепалеозойские и триасовые отложения Предуральского передового прогиба;
 - 15 — выступы глубоко метаморфизованного архея и верхнего протерозоя;
 - 16 — контуры главных доскладчатых надвигов;
 - 17 — послескладчатые надвиги.
- Русская платформа:
18 — отложения платформенного чехла

64

64

52

Рифтовая стадия. Эта стадия развития земной коры в несколько более узком значении, чем в данной статье, выделена в отечественной литературе, видимо, впервые при составлении тектонической карты Урала [9]. Она соответствует периоду растяжения земной коры, связанному с некоторым ее воздыманием и подъемом глубинного разуплотненного материала верхней мантии. Характерными формами тектоники являются глубинные разрывы и вертикальные блоковые перемещения [17]. Геофизические исследования показывают, что разуплотненная верхняя мантия под современными рифтами соединяется каналом с астеносферой [22]. Поэтому (и по ряду других соображений) можно предполагать, что ультрабазитовый материал астеносферы с межзерновым расплавом поступает на границу мантии и земной коры, вызывая сначала пологое поднятие последней, интрузии в нее, а затем (не всегда) и разрыв.

Начало этого процесса задолго (иногда за целый геологический период и даже больше) предшествует образованию самого рифта (рифтовой долины). Поэтому в рифтовой стадии следует выделять длительную предрифтовую подстадию, магматические образования которой до сих пор никак не связывались с рифтогенезом и относились либо к последним этапам развития ближайших геосинклиналей, либо к зонам автономной тектоно-магматической активизации неясного генезиса. Предрифтовая подстадия по своей длительности, по проявлениям различного магматизма и богатой металлогении гораздо более значительна, чем собственно рифтовая подстадия, и, возможно, заслуживает выделения в самостоятельную стадию.

Начало предрифтовой подстадии чаще всего отмечается интрузиями щелочных ультрабазитов, щелочных габброидов, собственно щелочных пород и субщелочных гранитоидов [6]. Позже начинается образование системы грабеновых и горстовых структур, обычно сопровождаемое излияниями базальтов и накоплением молассоидов. Растяжение и раскалывание континентального сегмента приводят к возникновению структур континентальных окраин. Развитие рифтогена, как можно судить на примере системы кайнозойско-современных Восточно-Африканских рифтов, структур Красного моря и Аденского залива, района Байкала и ряда других, сопровождается не только характерными геофизическими явлениями (разуплотнением верхней части верхней мантии, увеличением теплового потока и др.), но и образованием типичного набора осадочных и магматических комплексов. Накапливаются осадочные грабеновые формации (континентальные грубообломочные молассоиды), сменяющиеся выше морскими терригенными отложениями, а также магматические породы. Среди последних распространены представители трапповой формации с широко развитыми дайковыми сериями, трахибазальтовой и карбонатитовой формациями. Возможно, сюда же относятся кимберлиты, неотчетливо тяготеющие к флангам зон рифтогенеза.

Сходного состава геологические ассоциации устанавливаются в виде протяженных зон или реликтовых участков в бортах (в раме) древних подвижных поясов эвгеосинклинального типа. На Урале грабеновые формации в виде аркозово-граувакковых молассоидных отложений известны западнее и ниже отложений шельфа и континентального склона в западном борту эвгеосинклинали. Они сопровождаются здесь лавовыми и дайковыми сериями базальтов, среди которых в западной части установлены щелочные и субщелочные, а в восточной — высокотитанистые палеобазальты и диабазы. В той же зоне на Среднем Урале отмечаются небольшие интрузии щелочных гипербазитов и гипербазитовые интрузии с типичной слоисто-полосчатой дифференциацией (сарановская и др.), столь характерной для подобных образований в Африке (Великая дайка и др.) и в зонах растяжения других континентов. Не менее типичны липаритовые и дацитовые вулканы и субвулканические тела, связанные, видимо, с разрывными структурами. К их числу принадлежат

не только раннепалеозойские гранит-липаритовые комплексы северной половины Урала [15], но и образования машакской свиты Башкирского антиклинория, которые условно относятся к верхнему протерозою.

Отмеченные магматические и осадочные образования расположены вдоль западной границы миеогеосинклинальных отложений с палеозойской эвгеосинклиналью Урала, т. е. имеют ясно выраженное уральское простираие, в то время как структуры байкалид срезаются Уралом под углами 20—40° и более (на севере Урала). Это несовпадение простираия типичных для рифтогенной стадии осадочных и магматических образований с направлением главных структур байкалид, уральское их направление и поясовое расположение на западном борту Уральской эвгеосинклинали не оставляют сомнения в том, что они принадлежат к рифтовой системе уралид. Они не имеют прямого отношения к орогенному и посторогенному магматизму байкалид, с которым их до сих пор связывали [15, 18].

Поясовое развитие молассоидных комплексов, сопровождаемых нередко типичными магматитами, и перекрывающих их сланцево-кремнистых и известняково-сланцевых образований континентального склона и шельфа выявляется вдоль ограничения кембро-силурийского складчатого пояса казахстанид и Алтае-Саянской складчатой области, герцинских складчатых поясов Аппалач, Североамериканских Кордильер и других эвгеосинклинальных систем [23].

Формирование осадочных накоплений рифтогенной стадии связано прежде всего с образованием грабеновых структур и сносом в них продуктов размыва, в связи с чем в составе грабеновых формаций накапливается местный, преимущественно аркозовый материал. В то же время магматические комплексы имеют достаточно неоднородный состав, что может быть объяснено неравномерной подачей в верхние зоны земной коры высокотемпературных малых щелочных выплавов из астеносферы и разной степенью вовлечения ими мантийного и корового сиалического материала (палингенеза) в формирование магм. Несмотря на это магматические продукты рифтовой стадии достаточно характерны. Главнейшая черта их — сильно повышенная щелочность, восстановительный характер, наличие интрузивно-эффузивных пар, «сухость» и перегретость магм, преобладание среди галогенов фтора и другие признаки глубинности, а иногда и гибридности магм.

Металлогения рифтовой стадии весьма разнообразна, богата, и ее границы еще далеко не ясны. Типичны редкие земли цериевой группы, Nb, Ta, P, Ti (Zr, U, Th, Mo, Cu), связанные с карбонатитами, щелочными ультрабазитами и собственно щелочными породами. Характерно олово, вольфрам и другие элементы, обычные для фтористых вулcano-плутонических гранитоидных комплексов со щелочным уклоном. Существенны также, видимо, удаленные от магматических очагов полиметаллы (типа месторождений долины Миссисипи, Каратау) и, быть может, медь (типа Катанги). К рифтовой стадии, возможно, относятся месторождения хромитов, сульфидов, платиноидов и других металлов, характерных для глубинных слоистых базит-ультрабазитовых комплексов типа Великой дайки, Стиллуотера [7]. Металлогения этой стадии еще полностью не выяснена, и ее проявления обычно относятся к так называемым зонам «автономной активизации». В качестве примера можно указать Юго-Восточную Африку, Забайкалье, Северную Монголию, магматизм и металлогения которых дают основание предполагать развитие здесь мощной рифтовой стадии с характерной тектоникой, петрологией и богатой металлогенией [8].

На Урале с рифтогенными формациями связаны месторождения хрома, платиноидов, редких элементов, стратиформные баритовые и барит-полиметаллические залежи.

Новая трактовка металлогении западного склона Урала как рифтовой, непосредственно связанной с формированием Урала, а не со случайным обнажением толщ байкальских орогенных образований, увеличивает перспективность этого обширного региона, требует серьезной проверки и является одним из примеров, показывающих прогнозные возможности тектонических карт нового типа [18].

Океаническая стадия. Особенности океанической стадии определяются условиями накопления вулканогенно-осадочных и вулканогенно-интрузивных (эффузивных и дайковых) серий первого и второго геофизического слоев и образования толщ меланократового основания, отвечающего нижнему, третьему геофизическому слою дна современных океанов.

Мы не считаем необходимым приводить здесь уже достаточно известную характеристику строения океанической земной коры и доказательства идентичности слагающего ее комплекса офиолитовому комплексу разрезов фанерозойских геосинклиналей.

Металлогения океанической стадии, представляющей дальнейшее развитие рифтовой стадии, определяется, видимо, тем, что щелочные дифференциаты, скопившиеся в мантии к началу рифтовой стадии, оказались к океанической стадии уже исчерпанными и в срединных океанических хребтах (СОХ) происходит подъем рядовых масс мантии. Благодаря этому и последующим глубинным шарьяжам и скучиванию океанической коры в зонах ее причленения к континенту фрагменты океанической коры и мантии были выведены в верхние горизонты земной коры и вовлечены в дальнейший геосинклинальный процесс. В результате в геосинклинальных толщах оказались хромитоносные гипербазиты, в которых образование руд произошло, видимо, в зоне формирования мантийных реститов и оливинизации гарцбургитов вследствие освобождения хрома из пироксена [16, 25].

С процессами дифференциации глубинных мафических пород также связаны месторождения самородных тяжелых платиноидов. При этом месторождения платины приурочены к дунитам клинопироксенитовых комплексов, а осмистого иридия — к альпинотипным гарцбургитам. Сульфиды, арсениды и теллуриды легких платиноидов, обнаруживаемые в титаномагнетитовых месторождениях, связаны, как и сами титаномагнетитовые руды, с воздействием на ультрабазиты более поздних габброидов [2, 21]. Еще более поздние (уже в островодужную и континентальную стадии) воздействия на ультрабазиты гранитоидов приводят к образованию месторождений асбеста и других полезных ископаемых (слюдитов, талька, корунда, драгоценных камней и др.).

Подъем мантийного материала в СОХ и, как допускают многие исследователи, в области островных дуг определил падение в нем давления и, как следствие, неизбежное выплавление сухих наиболее низкотемпературных котектических расплавов в виде низкокальциевых океанических толеитов¹. Их эффузии в воду привели к образованию подушечного чехла океанического дна, а субвулканические интрузии — комплекса параллельных даек. Более глубинные очаги претерпели с течением времени дифференциацию и на поздней океанической стадии и, видимо, на ранней островодужной дали начало кремнекислым очагам, обусловившим появление колчеданных месторождений. Последние являются главнейшими рудными месторождениями поздней океанической стадии и, возможно, ранней островодужной. Они приурочены чаще всего к вулканическим постройкам контрастно дифференцированной натриевой базальтоидной формации. Современными аналогами кремнекислых вулканитов натриевой серии, по-видимому, являются натриевые риолиты

¹ На котектический состав ранних базальтов, отвечающий «сухому» расплаву, указал Д. С. Штейнберг [32].

некоторых океанических островов, а также риолитовые туфы подводных вулканов, действующих в полосе шириной до 500—800 км вдоль цепей островных дуг [24].

Важнейшим явлением для последующих петрологических и металлогенических процессов была в океаническую стадию гидратация гипербазитов и базитов в форме серпентинизации, зеленокаменных и отчасти цеолитовых изменений.

Океанические серии на Урале сильно распространены и представлены полным набором офиолитовых формаций. Основание океанических серий здесь, как и в других эвгеосинклинальных областях, сложено породами дунит-гарцбургитового комплекса (верхняя мантия палеоокеанической структуры), сменяющимися выше гипербазит-габбровым комплексом («базальтовый» слой этой структуры). В большинстве случаев породы основания представляют собой аллохтонные образования. Они тектонически перемещены и нередко превращены в серпентинитовый меланж.

Комплекс ранней океанической стадии состоит на Урале из формаций параллельных даек и подушечных лав толеитовых палеобазальтов, диабазов и спилитов, а реже — диабаз-фтанитовой формации. Вулканиды и дайки формировались, несомненно, в условиях растяжения и низкого давления в верхних частях СОХ. К поздней океанической стадии относятся образования контрастной (спилит-кварц-альбитофировой) колчеданосной формации. Значительными рудными месторождениями океанических формаций и их мантийного основания являются здесь знаменитые хромитовые месторождения Кемпирсайского и отчасти других дунит-гарцбургитовых массивов и известные медные и медно-цинковые колчеданные залежи.

Переходная стадия. Ареной процессов этой стадии является земная кора переходного типа между океанической и континентальной с зарождающимся в островных дугах локальным гранитным слоем на раннем этапе и почти повсеместно — на позднем. Тектоника переходной стадии определяется интенсивным надвиганием мощных пластин друг на друга. В тыловых частях зон тектонического скупивания иногда возникают зоны относительных растяжений и вторичных раздвижений. В современном лике Земли явления переходной стадии мы наблюдаем в прибрежных районах океанов, включающих островные дуги и тыловые моря. Видимо, такая обстановка может сменяться обстановкой берегов типа Анд, где земная кора имеет континентальный состав, но в краевой части материка отмечаются вулканогенные формации островодужного типа, в то время как сиалические плагиограниты (плагиогнейсы) представлены более полно.

Комплексы пород переходной (островодужной) стадии могут быть подразделены на две части. Для нижней (ранний этап) характерны две группы формаций, фациально замещающие и иногда покрывающие друг друга: вулканогенная (базальтовая, андезито-базальтовая, андезит-дацитовая натриевые формации) и слоистая туфогенно-осадочная. Первая группа свойственна островным дугам, вторая — тыловым морям [19]. По времени с началом образования этих формаций, видимо, совпадает становление интрузий габбро-норитов и плагиогранитов. Верхней части (поздний этап) свойственны андезито-базальт-липаритовые формации, часто весьма контрастно дифференцированные и имеющие в составе щелочей лишь немного больше натрия, чем калия. Весьма характерно появление трахибазальтовых и местами трахилипаритовых вулканитов, сочетающихся с известняками, терригенными породами и олистодромами. На завершающих этапах переходной стадии формируется граувакковый флиш, распространяющийся иногда и за пределы собственно эвгеосинклинали. Нижняя моласса полимиктового состава (обломки различных вулканитов, кремнистых пород, габброидов, гиперба-

зитов, известняков) является верхним формационным членом переходной стадии, свидетельствующим о создании горного рельефа вследствие тектонического скучивания и гранитизации, сопровождаемой гравитационной компенсацией. К поздним этапам переходной стадии относятся габбро-гранитные и габбро-сиенит-гранитные интрузии, а также породы тоналит-гранодиоритовой формации, нередко сопровождаемые плагиогранитизацией вулканогенных толщ. Эти породы претерпели метаморфизм эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций и встречаются в виде галек во флишоидных толщах. Они обычны в зрелых современных островных дугах. Тоналиты и гранодиориты образуют, кроме того, мощные пояса интрузий в берегах андского типа.

Самой характерной тектонической чертой переходной стадии является шарьяжеобразование вследствие поперечного сжатия, периодически сменяющегося небольшими интервалами разгрузки, обуславливающими местное растяжение. В районах современного проявления переходной стадии отмечается поддвижение океанической коры по фокальным зонам (Заварицкого—Беньофа) под континентальную или под кору переходного типа (в редких случаях — под океаническую) и, видимо, формирование в тылах некоторых островных дуг участков новообразованной океанической земной коры (например, в Японском море, в тылу о-вов Тонга—Жермадек).

Металлогения переходной стадии определяется, с одной стороны, подъемом ранних базитов, слагающих основания островных дуг, и продолжающейся дифференциацией их очагов, с другой стороны, в еще большей степени — выплавлением андезитоидов из опускающейся и при этом метаморфизирующейся океанической коры. Выплавление андезитовых и более кремнекислых расплавов из гидратированной океанической коры обеспечивается расплавлением кварцсодержащих эклогитов, в которые переходят базальтоиды, в условиях высокого давления паров воды [36]. Существенная черта петрогенеза в переходной стадии — плагиогранитизация вулканогенных толщ, приводящая к образованию плагиоклаз-амфиболитовых сланцев и плагиогнейсов.

Металлогения переходной стадии богата и разнообразна. В переходную стадию образовался не только широкий спектр рудных месторождений, но и многие нерудные полезные ископаемые, включая, возможно, и месторождения нефти. С базальтоидным магматизмом связаны титаномагнетитовые и скарново-магнетитовые месторождения. Первые образуются при формировании габбро-норитов в контакте с ультрабазитами [2, 7]. В габброидах иногда встречаются также борнитовые медно-ванадиевые вкрапленные руды, представляющие, возможно, продукт переработки габбро-норитами вулканитов, содержащих медноколчеданные залежи. Скарново-магнетитовые месторождения связаны с кремнекислыми дифференциатами наиболее поздних базальтоидов, хотя некоторые исследователи на Урале полагают, что они образуются вследствие локальной гранитизации основных вулканитов [29].

С воздействием плагиогранитов на гипербазиты, выведенные в верхние этажи в предыдущую стадию развития земной коры, связаны, как уже упоминалось, месторождения хризотил-асбеста, талькового камня и других нерудных минеральных месторождений.

С андезитоидами — тоналит-гранодиоритами, монцонитами и отчасти другими их производными связаны многочисленные месторождения меди, молибдена, свинца, цинка, мышьяка, серы (сурьмы, ртути). Эти месторождения отмечаются как в современных островных дугах и прибрежных хребтах, так и в соответствующих ископаемых формациях.

Месторождения жильного золота известны как на островных дугах, так и в западных прибрежных районах Северной и Южной Америки (Маузер-Лоуд, Расс-Валли — Невада Сити, Джуно). В палеозойских толщах месторождения обычно в виде золото-кварцевых и гораздо

реже золото-сульфидно-кварцевых жил размещаются в вулканогенных толщах — в андезитовых порфиритах, их брекчиях, диабазах, грауваках, темных глинистых сланцах и других породах, нередко вмещающих аллохтонные линзы серпентинитов.

Месторождения меди, цинка и свинца представлены главным образом медными, медно-полиметаллическими и полиметаллическими колчеданными и барит-колчеданными залежами, очень похожими на типичные колчеданные залежи, отмеченные нами выше, в поздней океанической стадии. Геологические особенности этих месторождений определяются выходом рудоносных гидротерм на морском дне в подводной обстановке. При соблюдении подводной обстановки аналогичные месторождения образуются и в континентальную стадию, примером чего являются полиметаллические месторождения атасуйского типа в Казахстане [33].

Типичным представителем гидротермально-осадочных медно-полиметаллических месторождений, связанных с андезитовой серией («зеленых туфов»), являются месторождения типа Куроко на о-вах Хонсю и Хоккайдо. Главная зона «зеленых туфов» Японии частично с триаса и полностью с середины мела до раннего миоцена была сушей с горным рельефом. Миоценовый вулканизм происходил на уже в какой-то мере сформированной континентальной (переходной) земной коре. Месторождения отличаются от колчеданных, ассоциированных с базальтоидным вулканизмом, преобладанием полиметаллов с баритом, заметным содержанием мышьяка, сурьмы, висмута. С андезитовой серией связаны колчеданные месторождения Анд (Серро де Паско и др.), Батарст в Канаде, видимо, Восточная Шаства в Калифорнии, Маунт-Иза и Каптейн-Флейт в Австралии, Бор и Панагюрские на Балканах, месторождения Чингиза и Рудного Алтая. К ним примыкают пиритовые и серно-пиритовые современные и четвертичные месторождения островных дуг и Южноамериканских Кордильер. Многие колчеданные месторождения Европы и Азии обладают признаками связи с породами переходной стадии (главным образом андезитовой серии): Рио-Тинто, Мегген, Раммельсберг, Дегтярское, Озерное, Филисчайское.

Причины двойственных связей колчеданных месторождений — и с базальтоидной, и с андезитоидной сериями — неясны. Одно из возможных объяснений — это ведущая роль в гидротермально-осадочном рудогенезе талассогенных подземных вод, выщелачивающих металлы из вмещающих толщ и осаждающих их в локальных дунках разгрузки на дне морских бассейнов (см. статью С. А. Рокачева, С. Н. Иванова, А. И. Ковальчука в настоящей книге).

Кроме того, месторождения меди представлены медно-порфировыми и медно-молибден-порфировыми типами, тесно связанными с андезитоидной формацией тоналит-гранодиоритов, иногда со щелочным, монцитовым уклоном. Этот тип месторождений широко распространен вдоль западного берега Северной и Южной Америки, в Антильской островной дуге, Средиземноморском поясе и на островных дугах Тихого океана. В последние годы опубликован ряд работ, в которых показывается тесная связь месторождений этого типа с зонами Заварицкого — Беньофа [35 и др.].

В переходную стадию образуются крупные месторождения высоко-сортных морских бокситов (например, месторождение Красная Шапочка), исходным источников глинозема для которых является химическое разрушение андезитовых вулканитов кислыми вадозовыми водами действующих вулканов. Существуют также другие типы месторождений, связанные с переходной стадией.

Континентальная стадия. Континентальная стадия развития земной коры характеризуется процессом гранитизации, создающим в ее начале мощную континентальную земную кору с развитым гранитно-метамор-

фическим слоем, столь свойственным всем континентам и их частям независимо от того, представляют ли они гористые пространства или низменности, покрытые мелководными морями. Для континентальной стадии отмечаются два режима тектонического развития: более ранний — орогенный и более поздний — платформенный. История эвгеосинклиналей заканчивается в первый из них, и на нем мы кратко остановимся.

Становление континентальной земной коры определяется в основном двумя главными процессами: 1) гипогенной дифференциацией базальтовых пород в зонах уноса на глубинах порядка 70—150 км в условиях высокого давления паров воды, в результате чего образуются плотные мафические респиты и андезитовые, липаритовые и базальтовые лавы, агрессивные флюиды, поднимающиеся кверху и обуславливающие всю характерную гамму магматических, метаморфических и металлогенических явлений орогенного и посторогенного периодов; 2) тектоническим скупиванием преимущественно верхних частей океанической коры и ранее возникших участков гранито-метаморфического слоя (в первую очередь зрелых островных дуг, но иногда и частей чужеродной, более древней континентальной коры). По представлениям А. В. Пейве и его соавторов [20], этот процесс в определенные эпохи приобретает глобальный размах.

Механизм гипогенной дифференциации, обеспечивавший в островодужную стадию вулканизм андезитовой серии и плагиогранитизацию, продолжает дальнейшее развитие: восходящие сквозьмагматические флюиды вслед за плагиогранитизацией вызывают нормальную гранитизацию и далее гранитизацию со щелочным уклоном, приводящую в крайнем проявлении к становлению щелочных пород. Д. С. Коржинским и отчасти Ю. А. Кузнецовым, В. Я. Левиным и др. разработана физико-химическая теория этого процесса [13, 14]. Обычным результатом его являются гнейсы с калиевым полевым шпатом и низкотемпературные автохтонные и мало перемещенные глубинные эвтектоидные граниты, образующиеся при высоком давлении паров воды [10, 30].

Массовая гранитизация, обусловленная пропитыванием агрессивными флюидами вулканитов, амфиболитов и других пород переходной и океанической стадий, с одной стороны, сильно меняет их реологические свойства, а с другой, делая их более легкими, вызывает гравитационную компенсацию. В результате происходит интенсивное альпийно-типное смятие мощных толщ и создание горного рельефа с последующим накоплением в межгорных впадинах верхних моласс, которые нередко переслаиваются с игнимбритами и базальтами субэарального, главным образом субсеквентного магматизма. Последний во времени и по мере удаления от края материка становится все более калиевым, иногда щелочным и все менее водным. Расположение гранитных плутонов, сводовых поднятий, горных хребтов, межгорных впадин и цепей посторогенных вулканов имеет, как правило, несогласный характер по отношению к структурам переходной стадии развития земной коры [10, 19].

Металлогения континентальной стадии развития земной коры определяется в орогенный и посторогенный этапы в основном процессом гранитизации, становлением гранитоидных массивов. В платформенный этап месторождения полезных ископаемых в зонах накопления осадков испытывают общий метаморфизм. В древних платформах среди гнейсов и гранулитов, в зонах ультраметаморфизма известны крупные рудные месторождения, испытавшие глубокий метаморфизм (например, джеспилиты, золотоносные кварциты Витватерсранда и др.). Генезис таких месторождений неясен. По-видимому, в их числе основную группу составляют глубоко метаморфизованные месторождения других этапов развития земной коры. Особую крупную

группу составляют месторождения предрифтовой стадии, рассмотренные нами выше.

Металлогения орогенного и посторогенного этапов довольно разнообразна. Она определяется как дифференциацией гранитоидных массивов, обуславливающей появление пегматитовых, грейзеновых и жильных месторождений цветных и редких металлов (олова, вольфрама, висмута, золота и серебра с теллуридами и др.), драгоценных и полудрагоценных камней и нерудных минеральных материалов (слюд, полевого шпата и др.), так и метаморфическим перераспределением и мобилизацией ранее образованных, подчас бедных месторождений и рудопроявлений. В качестве примера можно указать на телетермальные месторождения ртути и сурьмы. В некоторых случаях воздействие метаморфизма ведет к рассеиванию полезных компонентов [26].

Судя по отмеченным выше примерам (Урал, Забайкалье и другие районы), можно высказать предположение, что к посторогенному магматизму и связанной с ним металлогении до настоящего времени ошибочно относят образование многих гранитоидных и щелочных интрузий и сопровождающих их ценных, главным образом редкометальных месторождений, которые на самом деле принадлежат к гранитоидным и щелочным сериям рифтовой стадии. В эту стадию развития земной коры образуются многие ценные осадочные и другие гипергенные месторождения полезных ископаемых (калийных солей, медистых песчаников, силикатного никеля, легированных бурых железняков и др.).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Главные выводы, которые вытекают из составленной тектонической карты Урала и изучения с новых позиций материалов по другим фанерозойским складчатым сооружениям мира, сводятся к следующему.

Общий подход к анализу структуры и металлогении складчатой области должен заключаться в последовательном выделении стадий развития этой области с выявлением структурного плана, типа земной коры и металлогении каждой из стадий. Нужно понять положение каждого типа месторождений не только в современной структуре: еще важнее выявить, какое структурное положение занимал этот тип месторождений в момент его образования. Решающее значение в такой реставрации прошлого имеет анализ формаций — наиболее надежных показателей геологической обстановки.

При восстановлении взаимного пространственного размещения различных формаций следует иметь в виду, что современное положение формаций переходной и особенно океанической стадий обусловлено крупными смещениями — шарьяжами. Эти тектонические перемещения должны быть установлены в первую очередь, без чего не может быть правильно понята исходная картина распределения формаций, верно интерпретировано современное строение складчатой области и раскрыта ее металлогения.

Опыт построения с таких позиций формационных тектонических карт, в первую очередь карты Урала, показывает, что складчатые эвгеосинклинальные области имеют в значительной мере чешуйчатое строение, обусловленное надвиганием более молодых, центральных зон на более древние, внешние. При этом однотипные образования одного возраста не распространяются на всю или большую часть складчатой области. Они слагают зоны, латерально замещающие друг друга и в разной степени тектонически надвинутые одна на другую. Поэтому интерпретация геофизических данных о строении глубоких частей коры, обычно сводящаяся к выделению горизонтально лежащих на разной глубине зон, разбитых глубинными разломами на вертикально перемещенные блоки («клавишная» тектоника), должна быть пересмотрена.

на с учетом крупных горизонтальных и полого наклоненных перемещений, наблюдаемых в геологическом строении верхних частей коры.

В бортах складчатых эвгеосинклинальных областей, в тех древних блоках, разрыв и раздвигание которых привели к образованию исходной океанической структуры, следует искать следы проявления рифтовой стадии, в том числе и рифтовой металлогении. Вдоль бортов палеозойской эвгеосинклинали Урала выявлены формации рифтовой преокеанической стадии, магматические образования которой до настоящего времени относились к поздним проявлениям байкальской геосинклинальной зоны, не имеющей прямого отношения к заложению Урала. Выявленные щелочно-гипербазитовые, щелочные, базитовые и липарит-гранитные комплексы позволяют надеяться встретить здесь разнообразное месторождения типа забайкальских (редкие элементы, полиметаллы), а также, возможно, стратиформные месторождения. Сильно возрастают перспективы открытия новых месторождений типа Сарановских (хром и др.) в слоистых базит-ультрабазитовых комплексах. Проявления рифтовой металлогении в западном борте эвгеосинклинали Урала уже известны, в то время как в восточном борте — это пока еще научный прогноз, подлежащий проверке.

Выявление в краевых частях геосинклиналей зон шельфовых отложений позволяет рекомендовать их для поисков нефти и газа. При этом поиски должны вестись с учетом шарьяжных перекрытий шельфовых отложений. На Урале поисковое бурение уже ведется на западном склоне хребта и подтвердило наличие крупных тектонических покровов, под которыми встречаются и другие полезные ископаемые (например, бокситы).

Повторение в разных возрастных зонах эвгеосинклинали образований океанической и переходной стадий может служить основой для выделения колчеданоносных, скарново-магнетитовых, золотоносных, бокситоносных и других формаций в тех зонах геосинклинальной области, где они еще не выделены или известны лишь в отдельных точках.

В некоторых случаях, как, видимо, на Урале, существенное значение для металлогенических прогнозов может иметь намечающаяся симметрия в расположении доорогенных формаций. В случае ее подтверждения, можно ожидать открытия рудных месторождений в той части эвгеосинклинали, где они еще не обнаружены, но известны в ее симметричном аналоге у противоположного борта структуры.

Литература

1. Атлас литолого-палеогеографических карт. Палеозой и мезозой Северного Приуралья. Л., «Наука», 1972.
2. Волченко Ю. А. Этапность формирования Гусевогорского габбро-пироксенитового массива (Средний Урал) и поведение платиноидов и золота в ходе этого процесса. — В кн.: Проблемы геологии, петрологии, рудогенеза. Свердловск, 1972.
3. Геодинамика и полезные ископаемые. М., 1976.
4. Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Моралев В. М. Латеральная магматическая и металлогеническая зональность на основе палеотектонических реконструкций. — Геол. рудн. месторожд., 1974, № 4.
5. Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Коваленко В. И. и др. Структурно-магматическая зональность и металлогения западной части Тихоокеанского пояса. — Геотектоника, 1973, № 5.
6. Иванов С. Н. Петрология и мобилизм. — В кн.: Геодинамика и полезные ископаемые. М., 1976.
7. Иванов С. Н., Нечеухин В. М. Доорогенная металлогения эвгеосинклиналей в свете тектоники плит. — В кн.: Тектоника и структурная геология, планетология. «Наука», 1976.
8. Иванов С. Н., Ферштатер Г. Б. О латеральной магматической и металлогенической зональности в зонах сочленения континентальной и океанической земной коры (критические замечания к двум статьям Л. П. Зоненштайна и его соавторов). — Геотектоника, 1977, № 3.
9. Иванов С. Н., Перфильев А. С., Нечеухин В. М. Новые принципы составления региональных тектонических карт на примере Урала. — Докл. АН СССР, 1975, 203, № 3.

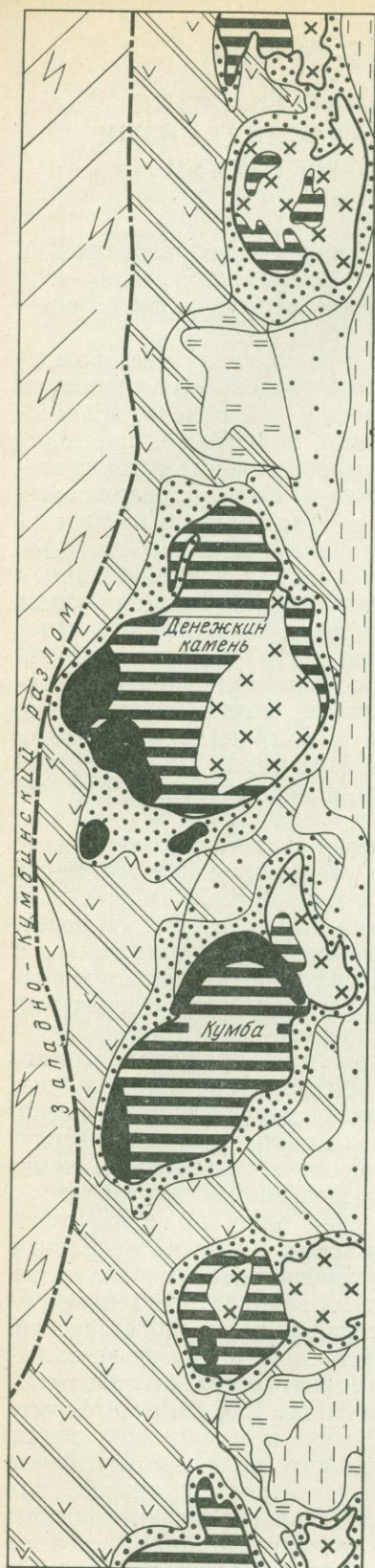
10. Иванов С. Н., Перфильев А. С., Нечуехин В. М., Смирнов Г. А., Ферштатер Г. Б. Палеозойская история Урала.— В кн.: Магматизм, метаморфизм и рудообразование в геологической истории Урала. Свердловск, 1974.
11. Камалетдинов М. А. Покровные структуры Урала. «Наука», 1974.
12. Кейльман Г. А. Мигматитовые комплексы подвижных поясов. «Недра», 1974.
13. Кузнецов Ю. А., Изох Э. П. Геологические свидетельства интрателлурических потоков тепла и вещества как агентов метаморфизма и магмообразования.— В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. Т. 1. «Наука», 1969.
14. Левин В. Я., Роненсон Б. М., Баженов А. Г., Левина И. А. Гранитный и миаскитовый анатексис в сиале (на примере Ильменогорско-Вишневогорского комплекса).— В кн.: Магматизм, метаморфизм и рудообразование в геологической истории Урала. Свердловск, 1974.
15. Лучинин И. Л., Еремеев С. П., Шаталов Г. А., Марков С. М., Карагодин С. С. Субсеквентный магматизм Урала и его металлогенические особенности.— В кн.: Магматизм, метаморфизм и рудообразование в геологической истории Урала. Свердловск, 1974.
16. Москалева С. В. Гипербазиты и их хромитоносность. Л., «Недра», 1974.
17. Нагибина М. С., Хаин В. Е., Янишин А. Л. Типы структур тектоно-магматической активизации и закономерности их развития.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. XI. «Наука», 1975.
18. Пейве А. В., Иванов С. Н., Нечуехин В. М., Перфильев А. С., Пучков В. Н. Тектоника Урала (объяснительная записка к тектонической карте Урала масштаба 1 : 1 000 000). «Наука», 1977.
19. Пейве А. В., Штрейс Н. А., Моссаковский А. А., Перфильев А. С. и др. Палеозойды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса.— Сов. геология, 1972, № 12.
20. Пейве А. В., Янишин А. Л., Зоненшайн Л. П. и др. Становление континентальной земной коры Северной Евразии.— Геотектоника, 1976, № 5.
21. Пинус Г. В., Велинский В. В. Проблема ультраосновных формаций складчатых областей.— В кн.: Проблемы петрологии гипербазитов складчатых областей. Новосибирск, 1973.
22. Пузырев Н. Н., Мендельбаум М. М., Крылов С. В. и др. Глубинное сейсмическое зондирование земной коры и верхов мантии в Байкальском регионе.— В кн.: Байкальский рифт. Новосибирск, «Наука», 1975.
23. Пучков В. Н. Рифтогенные окраины континентов и их реликты в палеозойдах Лавразии (АН СССР, Коми филиал. Научные доклады. Вып. 9). Сыктывкар, 1974.
24. Репечка М. А. Пепловые прослои в донных отложениях Японского моря и северо-западной части Тихого океана.— В кн.: Океанологические исследования, № 23. «Наука», 1973.
25. Савельев А. А., Савельева Г. Н. Петрология и хромитоносность Войкаросыньинской интрузии.— В кн.: Геология и полезные ископаемые северо-востока Европейской части СССР и севера Урала. Сыктывкар, 1973.
26. Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. «Недра», 1976.
27. Смирнов Г. А. К истории тектонического развития Урала по данным литолого-фациальных исследований.— Геотектоника, 1971, № 2.
28. Спичарский Т. Н. Обзорные тектонические карты СССР. (Составление карт и основные вопросы тектоники). Л., «Недра», 1973.
29. Старков В. Д., Пуртов В. К., Анфилогов В. Н. О формационной принадлежности гранитоидов магнитогорского комплекса.— В кн.: Ежегодник Ин-та геол. и геох. УНЦ АН СССР, 1975. Свердловск, 1976.
30. Ферштатер Г. Б., Бородина Н. С. Петрология магматических гранитоидов (на примере Урала). «Наука», 1974.
31. Хворова И. В., Ильинская М. Н. Некоторые вопросы механизма формирования туфовых накоплений ирендыкской свиты.— Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 11.
32. Штейнберг Д. С. О химической классификации эффузивных горных пород. Свердловск, 1964.
33. Щерба Г. Н. Месторождения атасуйского типа.— Геол. рудн. месторожд., 1967, № 5.
34. Ivanov S. N., Perfiliev A. S., Efimov A. A., Smirnov G. A., Necheukhin V. M., Fershtater G. B. Fundamental features in the structure and evolution of the Urals.— Amer. J. Sci., 1975, 275-A.
35. Mitchell A. X., Bell I. D. Island-arc evolution and related mineral deposits.— J. Geol., 1973, N 4.
36. Ringwood A. E. The petrological evolution of island-arc systems.— J. Geol. Soc., 1974, 130, N 3.

МЕТАЛЛОГЕНИЯ РАННИХ СТАДИЙ РАЗВИТИЯ УРАЛЬСКОЙ ПАЛЕЗОЙСКОЙ ЭВГЕОСИНКЛИНАЛИ В СВЕТЕ НОВЫХ ДАННЫХ ГЕОТЕКТониКИ

Главнейшие месторождения полезных ископаемых образовались в ордовикско-позднепалеозойскую металлогеническую эпоху. При этом с ее доорогенным этапом связано возникновение месторождений железных руд, хромитов, меди, бокситов, асбеста и др.

Представления об условиях образования и размещения месторождений в эту эпоху основываются на классической модели формирования геосинклинали. Расчленение последней, согласно этой модели, происходило с образованием внутренних продольных поднятий и прогибов, контролируемых региональными глубинными разломами. Соответственно менялись амплитуды и знаки тектонических (главным образом вертикальных) движений во времени в пределах разных зон и по их простиранию. Происходил многократный базальтоидный и гипербазитовый магматизм и, наконец, общая инверсия геосинклинали с формированием протяженных поясов крупных гранитных интрузий [3]. Таким образом, согласно традиционной модели, с ордовика по раннекаменноугольное время на Урале трижды повторялись внедрения гипербазитов и проявлялся мощный базальтоидный магматизм. Соответственно трижды формировались хромитовые, скарново-магнетитовые, медноколчеданные и другие эндогенные месторождения. В связи с миграцией магматизма во времени с запада на восток возникла специфическая для Уральской палеозойской эвгеосинклинали асимметричная металлогеническая зональность.

В последние годы появились новые данные о геологии и магматизме Уральской эвгеосинклинали. Главные из них следующие: 1) в восточных зонах, так же как и западных, установлены инициальные гипербазиты доверхнелудловского возраста (Алапаевский, Баженовский, Ключевской и другие массивы); 2) повсеместно отмечаются пространственная и структурная приуроченность гипербазитов к силурийским спилит-диабазовым недифференцированным формациям и тесная связь с ними габброидов; 3) в восточных зонах в пространственной связи с гипербазит-габбровыми комплексами фрагментарно проявлены продукты высокотемпературного плутонометаморфизма фемического профиля, широко распространенные на западе в кровле интрузий дунит-клинопироксеновой формации; 4) в эвгеосинклинали развиты блоки ранней консолидации, представленные полихронными гнейсово-мигматитовыми комплексами по докембрийскому субстрату, претерпевшими многократную тектоно-магматическую активизацию в течение палеозоя (Сысертско-Ильменогорский блок и др.); 5) лландоверийско-венлокский вулканизм с формированием спилит-диабазовых недифференцированных формаций и полным набором контрастных и непрерывных вулканитов распространен в западных и в восточных зонах эвгеосинклинали (полетаевский, белоярский, тогузакский, катенинский, денисовский и другие комплексы); 6) по данным комплексных геолого-геофизических исследований по Свердловскому [5, 19] и более южным профилям [20], отмечается четкая зависимость между мощностью земной коры и ее составом: зонам интенсивного развития магматизма фемического типа соответствуют прогибы поверхности Мохо и наоборот; максимальное погружение границ Мохо (до 45—52 км) наблюдается под Тагильско-Магнитогорским и Восточно-Уральским прогибами. В целом поверхность Мохо, наиболее погруженная под эвгеосинклиналь, резко воздымается на запад к



Фиг. 1. Соотношение магматизма и метаморфизма в зоне дунит-клинопироксенитового пояса (по Ю. С. Каретину)

- 1 — зеленосланцевый комплекс, O_2-3 (краевая зона смятия);
- 2 — спилит-диабазовый комплекс, O_3 ;
- 3 — спилит-кварц-альбитофиртовый (контрастный) комплекс, S_1ln ;
- 4 — андезитовая формация, S_1w_1 ;
- 5 — отложения вторичных грабенов, $S_1w_2 - D_{1-2}$;
- 6 — амфиболизация (высокотемпературный зональный метаморфизм фронтальной термофлюидной волны гипербазит-габбровых комплексов);
- 7 — гипербазиты;
- 8 — габброиды;
- 9 — кварцевые диориты, гранодиориты и другие гранитоиды;
- 10 — роговики

Предуральскому прогибу и Русской платформе (до 35—40 км) и полого — на восток, к Западно-Сибирской платформе и Казахстанской складчатой системе [19, 20]. Основность земной коры уменьшается с запада на восток [15] по мере удаления от границы миогеосинклиналь — эвгеосинклиналь.

Приведенные данные заставляют пересмотреть сложившиеся представления об эволюции магматизма и металлогении в доорогенную стадию развития Уральской палеозойской эвгеосинклинали.

Рудообразование в раннем палеозое генетически и пространственно связано с офиолитовой ассоциацией горных пород. Гипербазит-габбровые комплексы этой ассоциации вмещают месторождения хромитов, титаномagnetитов, медно-титаномagnetитовых руд, медно-никелевое оруденение и др. В образовании промышленных концентраций этих полезных ископаемых большую роль играет высокотемпературный постмагматический метасоматоз в ультраосновных породах под воздействием флюидов, связанных с более молодыми габброидами. Этот метасоматоз наиболее четко проявлен и менее всего затушеван более поздними низкотемпературными преобразованиями в массивах Главного Уральского глубинного

разлома (Кытлымский, Кумбинский, Таловский, Кемпирсайский и другие массивы), отделяющего эвгеосинклинальную область от мнogeосинклинальной, а также в некоторых крупных массивах внутри эвгеосинклинали (Восточно-Тагильский, Верхне-Тагильский, Алапаевский, Баженовский) и выражен вторичной оливинизацией и пироксенизацией.

Высокотемпературные процессы вторичной оливинизации, пироксенизации и сопряженной с ними трансформации и мобилизации первичного рудного вещества титаномагнетитовых, хромитовых месторождений, а также оруденения различного типа под воздействием более молодых габброидов широко проявлены также на Полярном Урале и в других регионах. По данным В. Ф. Морковкиной [12], Г. В. Пинуса и др. [13], в гипербазит-габброидных комплексах Полярного Урала и Анадырско-Корякской складчатой системы, как и на средних широтах Урала, фиксируется перерыв между внедрением гипербазитов и габброидов.

Указанный перерыв отмечается развитием в гипербазитах регрессивной низкотемпературной автосерпентинизации [6]. Более поздняя по отношению к автосерпентинизации габброизация гипербазитов могла происходить уже только в земной коре, так как низкотемпературная автосерпентинизация ультраосновных пород вследствие неблагоприятного термодинамического режима не могла осуществляться в подкоровых частях подвижного пояса [4, 10], как считают сторонники мобилистской концепции.

Высокотемпературные процессы оливинизации и пироксенизации внутри гипербазит-габбровых комплексов соответствуют уровню гранулитовой фации метаморфизма [2]. Уровень метаморфизма вмещающих пород (плутонометаморфизма фемического профиля, по Л. М. Минкину [11]) намного ниже и в основном отвечает высшей субфации зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой и реже амфиболитовой фациям. Плутонометаморфизм фемического профиля максимально развит в кровле гипербазит-габбровых интрузий дунит-клинопироксенитовой формации (фиг. 1). Более локально, в непосредственном контакте с дунитами, пироксенитами и габброидами распространены двупироксеновые роговики. Фрагментарно продукты фемического плутонометаморфизма наблюдаются также вдоль гипербазит-габбровых массивов внутренних частей эвгеосинклинали (Алапаевский массив и др.), преимущественно ассоциирующих с вулканитами основного состава. Однако чаще всего вмещающие породы вокруг этих массивов метаморфизованы слабо (обычно это дислокационный или динамометаморфизм) или подвержены только эпигенезу, что свидетельствует о их протрузивном залегании.

В общем виде тип высокотемпературного метаморфизма проявился в развитии по гипербазитовому субстрату клинопироксенизации и проходящей синхронно с ней во фронтальных частях оливинизации. В результате на контакте гипербазитов и габброидов появляется отчетливая зональность, выражающаяся в последовательной смене (от габброидов к гипербазитам) клинопироксенитов оливиновыми клинопироксенитами и далее верлитами.

Во многих массивах дунит-клинопироксенитовой формации гарцбургиты встречаются чрезвычайно редко и достоверно зафиксированы совместно с энстатитовыми дунитами пока только в Кытлымском массиве, где они встречаются на контакте дунитов и клинопироксенитов. В массивах восточных зон Урала преобладают гарцбургиты. Смена ромбического пироксена моноклинным, которая фиксируется на ряде массивов непосредственным замещением ортопироксена клинопироксеном, отмечается постепенным повышением железистости последнего. Например, на Таловском массиве железистость оливина ($f_a=35-40$) из клинопироксенитов и верлитов оказывается намного выше, чем железистость оливина ($f_a=9-13$) из серпентинизированных дунитов.

В Алапаевском гипербазитовом массиве образование дунитов, вмещающих вкрапленное хромитовое оруденение, происходило во фронтальных зонах габброидов, развивающихся по гарцбургитам [1]. Перекристаллизация гарцбургитов в дуниты сопровождалась значительным укрупнением зерен оливина, повышением его магнезиальности, выносом кремнезема и железа и относительно инертным поведением хрома и магния. Хром перераспределялся из силикатной формы в окисную, а аксессуарный хромшпинелид гарцбургитов в результате перекристаллизации приобретал более высокохромистый и менее железистый состав и концентрировался, образуя вкрапленные руды.

Минеральные парагенезисы в некоторых хромитоносных дунитах Алапаевского массива, закономерности их изменения и состав руд аналогичны наблюдаемым в дунитах периферических частей крупных рудных тел Кемпирсайского массива. В последнем, наряду с типоморфной дунит-гарцбургитовой ассоциацией, сравнительно широко развита пироксенит-портландит-верлит-дунитовая ассоциация апогарцбургитовых метасоматитов. В метасоматических дунитах этой ассоциации установлена скрытая геохимическая зональность, обусловленная соответствующим изменением состава оливинов и ковариантных с ними аксессуарных хромшпинелидов [18]. По данным Л. И. Колотилова и др. [9], наиболее крупные хромитовые тела и богатые руды Кемпирсайского месторождения, судя по наличию комплекса минералов-спутников, несут более интенсивные следы гидротермального воздействия на первичное оруденение.

Аналогичное перераспределение первичного рудного вещества с накоплением различных ассоциаций платиноидов и железа в дунит-пироксенит-габбровых комплексах отмечается в процессе высокотемпературного преобразования гипербазитового субстрата титаномагнетитовых месторождений определенного типа. Ранняя и наиболее глубинная ассоциация, по данным Ю. А. Волченко, Н. Г. Вилесова и В. М. Нечеухина, охватывает породы ряда дунит — верлит — оливиновый клинопироксенит. Она характеризуется однородным, в целом невысоким уровнем вариаций содержания железа, платины, палладия. Вторая ассоциация, слагающая рудную часть колонки, охватывает площади развития титаномагнетитового оруденения в метасоматически измененных гипербазитах. Она отмечается сопряженным накоплением палладия и железа в гипербазитах рудной ассоциации с возникновением максимальных концентраций палладия в богатых титаномагнетитовых рудах фронтальных метасоматических зон. Метаморфизм платины этой ассоциации, протекавший в условиях повышенного потенциала железа, палладия и летучих, сопровождался образованием палладийсодержащих сульфидов платины, осмия, рутения, родия и высокожелезистой ферроплатины. Наиболее поздняя ассоциация возникает при наложении процессов габброизации на первичные и метасоматически измененные гипербазиты. Она характеризуется перераспределением железа с выравниванием потенциала его концентраций в преобразуемом гипербазитовом субстрате, а также заметным накоплением палладия во всех разновидностях габброизированных гипербазитов и апогипербазитовых габброидов.

Таким образом, высокотемпературные процессы оливинизации, пироксенизации и амфиболитизации, сопровождаемые выделением значительного количества тепла и выносом во вмещающие породы избыточного вещества, не вошедшего в продукты метаморфизма гипербазитов, играли большую роль в мобилизации рассеянного мантийного рудного вещества до промышленных концентраций внутри гипербазит-базитовых комплексов. Одновременно выносимое избыточное вещество (железо, магний и др.) совместно с рудными халькофильными и сидерофильными компонентами накапливалось в вулканогенных породах кровли на разных уровнях метаморфической колонны, трансформируясь в последующем в колчеданные и скарновые руды. Этим, по-видимому, объясняется

пространственная приуроченность медноколчеданных, скарново-магнетитовых и скарново-медных месторождений Среднего и Северного Урала к поясам гипербазит-габбро-плагиогранитовых массивов и факты локализации скарново-магнетитовых рудных тел на значительном удалении от контактов гранитоидных интрузий, что не согласуется с традиционным представлением об их контактово-метасоматическом образовании.

Гипербазит-габбровые комплексы, как правило, сопровождаются более поздними интрузиями базальтоидных (вулканических, по Д. С. Штейнбергу и Г. Б. Ферштатеру [21]) гранитоидов. Прорывая гипербазит-габбровый субстрат, эти гранитоиды обуславливают в нем метаморфизм и рудообразование. Под воздействием постмагматических растворов гранитоидов происходит средне- и низкотемпературный гидротермальный метаморфизм ультраосновных пород, с которым связаны процессы их оталькования, карбонатизации, а также асбестообразования. Месторождения хризотил-асбеста, образующиеся на низкотемпературных стадиях аллометаморфического процесса, закономерно наследуют структурный план, заложенный еще при аутометаморфизме, что четко фиксируется полистадийным формированием так называемых сложных отороченных жил асбеста. Последующий среднетемпературный гидротермальный метаморфизм приводит к оталькованию и карбонатизации залежей хризотил-асбеста, образованию месторождений щелочного амфибол-асбеста, возникновению месторождений талька и других полезных ископаемых (Восточно-Тагильский, Алапаевский и другие массивы).

Эволюцию металлогении гипербазитовых комплексов в общих чертах можно представить следующим образом.

1. Регрессивная низкотемпературная автосерпентинизация гипербазитов в момент их становления в земной коре. Перераспределение рудного вещества происходит в основном в силикатной форме.

2. Прогрессивная высокотемпературная оливинизация, пироксенизация и амфиболизация гипербазитов под воздействием интрузий габбро. Мобилизация, трансформация и перераспределение рудного вещества и образование промышленных месторождений титаномагнетита, хромита, и др.

3. Прогрессивная низко- и среднетемпературная серпентинизация, оталькование, карбонатизация и окварцевание гипербазитов под воздействием диоритов и плагиогранитов. Образование месторождений хризотил-асбеста, щелочного амфибол-асбеста, талька, тальк-карбонатных пород.

Указанные процессы и рудообразование происходили в течение длительного времени. В Тагильском мегасинклиории они начались в силуэре и продолжались до раннего, местами до среднего девона.

Известно, что в раннем и среднем палеозое достаточно надежно устанавливается комагматичность интрузивных магматитов основного и кислого состава с одновозрастными с ними эффузивами. Принадлежность кислых магматитов к продуктам базальтоидного магматизма доказывается не только пространственной их близостью к основным породам (диабазам, спилитам, базальтовым порфирирам и габброидам), но и постепенными переходами между теми и другими и существованием непрерывных серий: в эффузивах — базальт-андезитовых, в интрузивах — габбро-диорит-кварц-диорит-плагиогранитных или габбро-диорит-гранодиорит-гранитных [19]. В обеих указанных сериях закономерно возрастает калиевая щелочность пород. Кроме того, непосредственная пространственная близость рассматриваемых эффузивов и интрузивных пород доказывается последовательной, почти синхронной сменой в них главных метаморфических событий. Прямое же воздействие кислых и щелочных базальтоидных гранитоидов как на гипербазит-габбровые комплексы, так и на вмещающие вулканы приводит к их метаморфи-

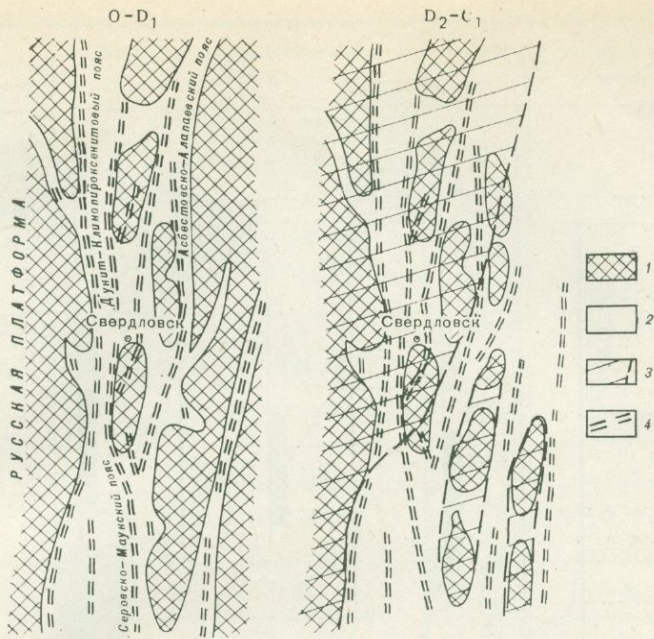
ческому и метасоматическому преобразованию. При этом формируется свой ряд рудных формаций: колчеданные (существенно пиритовые), медноколчеданные, золото-сульфидные, медно-скарновые и скарново-магнетитовые месторождения, а также амфибол-асбестовая минерализация повышенной кали-натриевой щелочности. Известно, что в рудах обоих¹ рядов рудных формаций широко проявлена наложенная сульфидная минерализация. Так, в хромитовых рудах отмечается интенсивная минерализация пентландит-пирротинового ряда (Донские месторождения); в титаномагнетитовых рудах качканарского типа — халькопирит-пиритовая минерализация; в габброидах — борнит-титаномагнетитовое оруденение. Наконец, сульфидная медная и медно-никелевая минерализация развита в рудах скарново-магнетитовых месторождений, образуя местами самостоятельные медно-скарновые месторождения (Турьинские рудники, Гумешевское и др.).

С точки зрения метаморфической трансформации и перегруппировки первичного рудного вещества не менее показательным поведением халькофильных редких и рассеянных элементов, имеющих концентрированный характер в процессах образования указанных руд. Заметные концентрации в рудах медноколчеданных, скарново-медных, медно-железо-ванадиевых (борнит-титаномагнетитовых) и золото-сульфидных месторождений образуют селен и теллур. Селен повсеместно преобладает над теллуrom, однако соотношение их всюду примерно одинаковое, хотя селен является изоморфной примесью в сульфидах, а теллур, кроме того, образует собственные минералы. Так, в борнитах титаномагнетит-борнит-халькопиритовых руд волковского типа встречаются включения теллуrowисмутита и вейссита, в сульфидах скарново-медных руд (Гумешевское месторождение) обнаружены гессит и эмприссит, а в рудах медноколчеданных месторождений почти постоянно присутствуют такие теллуриды, как алтаит, гессит, теллуrowисмутит, калаверит и др. Выдержанность соотношений селена и теллура, в том числе и в рудах скарново-магнетитовых и титаномагнетитовых месторождений, где их содержания очень малы, по-видимому, свидетельствует о едином первичном источнике этих элементов и сопряженности рудообразования в вулканитах и интрузивных магматитах — парагенетически единых и пространственно совмещенных продуктах подкорового базальтоидного вещества.

В гипербазит-габбро-плаггиогранитных и базальт-андезит-дацитовых комплексах, развитых в пределах современных крупных поднятий (Восточно-Уральском, Зауральском), характеризующихся повышенной мощностью сиалического слоя, распространены те же проявления рудных формаций, что и в аналогичных комплексах прогибов. Однако рудная минерализация, в основном полиметаллическая, редко достигает промышленных концентраций.

Наконец, непосредственно в крупных сиалических блоках ранней консолидации (Сысертско-Ильменогорском, Адуйско-Мурзинском и др.) гипербазит-габбровые и вулканогенные комплексы несут ничтожную рудную минерализацию доорогенных этапов рудообразования (рассеянная свинцово-цинковая, меднорудная, хромитовая и др.). Судя по главнейшим этапам метаморфических событий в гнейсово-сланцевых комплексах [8], их тектоно-магматическая активизация происходила в позднем ордовике, среднем девоне и раннем — среднем карбоне. Весьма показательны в этом отношении гипербазиты, залегающие внутри гнейсово-магматитовых комплексов. Образуя с гипербазитами, залегающими вне этих комплексов, единый структурный план, они несут следы многократных интенсивных метаморфических преобразований. Не считая обычной для всех гипербазитов регрессивной автосерпентинизации, указанные гипербазиты подверглись глубокому двухэтапному прогрес-

¹ Один из рядов рудных формаций (см. выше) связан с гипербазит-габбровыми комплексами



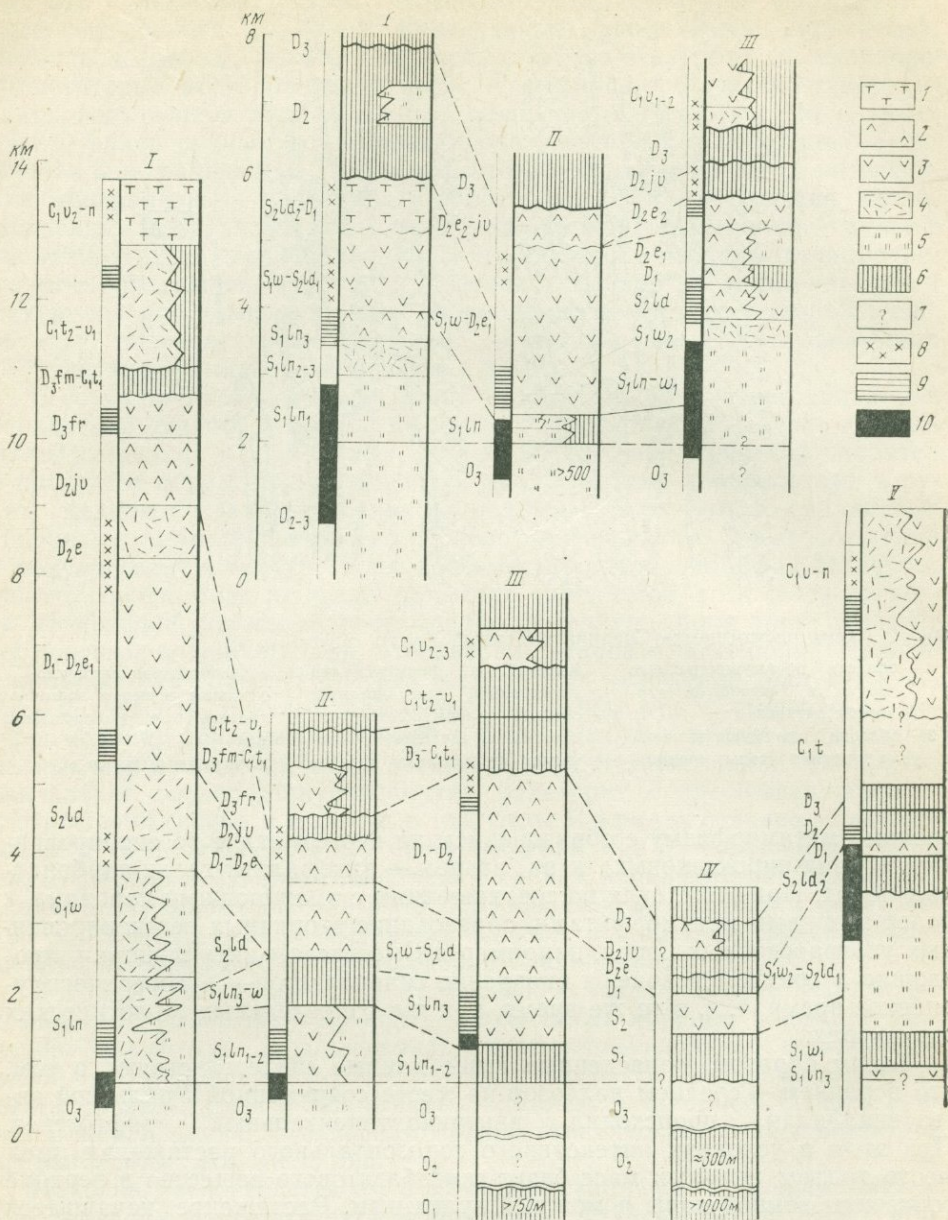
Фиг. 2. Схема рифтогенеза (Средний и Южный Урал)

- 1 — области преимущественного сжатия и тектоно-магматической активизации; 2 — области преимущественного растяжения (зоны проницаемости) и формирования недевонско-раннекаменноугольного метаморфизма; 3 — область преимущественного сжатия и тектоно-магматической активизации в сред. — позднем девоне; 4 — офиолитовые пояса

сивному метаморфизму с образованием на первом этапе регенерированных оливин-пироксеновых, а на втором — антофиллит-талк-карбонатных пород. При этом, судя по соотношениям с вмещающими породами и более поздними метаморфитами, образование вторичных регенерированных ультраосновных пород, например в Сысертском антиклинории, произошло в среднем девоне, а внедрение гипербазитов — в доверхнесилурийское время, т. е. в то же время, как и в сопредельных геологических структурах.

Таким образом, приведенные выше данные свидетельствуют о том, что в раннем — среднем палеозое на месте современной Уральской эвгеосинклинали происходил внутриконтинентальный рифтогенез. При этом в условиях интенсивного горизонтального растяжения имел место подъем тяжелых масс базит-гипербазитового вещества в верхние горизонты земной коры и мощный вулканизм. Растяжение, начавшееся в ордовике и закончившееся в раннекаменноугольное время, было сосредоточено в широкой полосе палеорифта (фиг. 2). Начиналось оно одновременно в разных частях этой полосы по всей ее ширине, что подтверждается составом, характером и повторяемостью разрезов вулканических западных и восточных зон Уральской палеозойской эвгеосинклинали (фиг. 3).

В каждый этап основные магматиты закономерно сменяются кислыми. Процессы рудообразования во времени неодинаковы по масштабам. Колчеданное оруденение, связанное в основном с кварц-альбитофир-диабазовыми и андезит-дацитовыми комплексами, максимально проявляется в начале каждого этапа и затухает в целом к концу его. Скарново-магнетитовое оруденение, наоборот, превалировало в конце каждого этапа, ассоциируясь с андезит-базальтовыми (порфирировыми) и



Фиг. 3. Генерализованная схема корреляции магматизма Среднего и Южного Урала

- 1 — 5 — магматические формации:
 1 — базальт-трахитовая,
 2 — андезит-дацитовая,
 3 — андезит-базальтовая (порфиритовая),
 4 — кварц-альбитофир-диабазовая контрастная,
 5 — спилит-диабазовая;
- 6 — осадочные формации;
 7 — данные отсутствуют;
 8 — гранитоиды;
 9 — габбро, габбро-гранитоидные ассоциации;
 10 — гипербазиты.
- III — ВУПр (Восточно-Уральский прогиб),
 IV — ЗП (Зауральское поднятие),
 V — КПр (Кустанайский прогиб)
- I — ТМПр (Тагильско-Магнитогорский прогиб),
 II — ВУП (Восточно-Уральское поднятие),
- Верхние три колонки — широта г. Нижнего Тагила, нижние — г. Магнитогорска

Тектоно-магматический		Области преимущественного растяжения		Области преимущественного сжатия		
этап	подэтап					
D ₂ - C ₁	C ₁	xxxxxx	Т 	Скарново-магнетитовые, тризитил-асбест, медноколчеданные	x?x	Скарново-магнетитовые
	D ₂₋₃	xxxxxx xxxxxx	V V V 	Амфибол-асбест, медноколчеданные	xxx	
O - D ₁	D ₁		Т V Т V V V 	Скарново-магнетитовые, скарново-медные	xxx	Pb, Zn, сульфиды меди, железа
	S	xxxxx		Медноколчеданные, Cr, Ni, Ti - Mt		
	O				Cr, Ni, Ti - Mt, сульфиды железа (все преимущественно рассеяные)	

Фиг. 4. Схема эволюции магматизма и доорогенной металлогении Среднего и Южного Урала

Условные обозначения см. на фиг. 3

базальт-трахитовыми комплексами, и максимально развито в конце указанного цикла — в раннем карбоне (фиг. 4).

Магматизм и связанное с ним рудообразование в каждый этап были рассредоточены также пространственно. На раннем этапе более мощные процессы происходили в западных зонах, на заключительном этапе — в восточных. При этом отмечаются соответствующие перекрытия (см. фиг. 2). Так, верхняя возрастная граница андезит-базальтовой (порфирировой) формации Тагильского мегасинклинория, отвечающая нижнему лудлову (именновская свита), в Магнитогорском мегасинклинории поднимается в эйфельский ярус среднего девона (ирендыкская свита). Магнитогорский тип разреза вулканитов в целом широко проявлен в структурах Восточно-Уральского поднятия на его среднеуральских широтах (см. фиг. 3). По-видимому, условия растяжения — сжатия земной коры существенно изменялись со временем от этапа к этапу. Это и обусловило неравномерное распределение магматизма во времени и пространстве и соответствующую асимметрию металлогении.

В упомянутой полосе палеорифта между отдельными, неравномерно распределенными по латерали зонами растяжения, по которым внедрялась магма, длительно сохранялись устойчивые блоки ранней консолидации допалеозойских вулканогенно-осадочных пород и континентальной коры (см. фиг. 2). В этих блоках, как и в Центрально-Уральском салаирском поднятии, соответственно длительное время сохранялись условия преимущественного сжатия; синхронно с вулканизмом и интрузивным магматизмом в зонах растяжения внутри сиалических блоков ранней консолидации происходила полистадийная тектоно-магматическая активизация. Формирование гранитов и гранит-мигматитовых комплексов представляется также полистадийным, а не одноактным, как результат инверсии геосинклинали.

Приведенная схема рифтогенеза более или менее удовлетворительно объясняет историю раннегеосинклинального магматизма и рудообразования на Урале в палеозое. Эта схема основывается на некоторых положениях новой глобальной тектоники (рифтогенез, горизонтальное растяжение — сжатие и др.). Вместе с тем развиваемым применительно к Уралу общим положениям гипотезы расширения океанического дна с образованием срединно-океанических хребтов (Дитц, Хесс и др.), уносом значительных масс океанической коры по зонам Беньофа и последующим сближением некогда значительно удаленных друг от друга формаций [7] противоречит весь описанный ход магматизма и рудообразования в раннем палеозое.

Особенности магматизма и рудообразования в раннегеосинклинальную стадию развития Уральской палеозойской эвгеосинклинали согласуются с представлениями о формировании металлогенических провинций фемического типа в зонах глубоких длительно развивающихся разломов [14] в области контрастного сочленения материковых платформ (на западе — Русской, на востоке — Сибирской) с мощным сиалическим слоем и зон с океанической корой [16]. Зоны разломов, служащие магмоподводящими каналами, максимально развивались в ранние этапы в западных зонах палеорифта, перемещаясь к концу цикла на восток. Наблюдаемая асимметрия в геологическом строении и металлогении Урала объясняется, очевидно, неравномерным распространением во времени фронта тепловых волн в земной коре по мере поступления мантийного вещества. Немаловажную роль при этом играла также относительная консервативность Сибирской платформы по отношению к Восточно-Европейской во время заложения и при дальнейшей эволюции палеозойской эвгеосинклинали. Асимметрия еще более усилилась в результате последующего общего сжатия подвижного пояса в позднем палеозое и мезозое. При этом для Уральской эвгеосинклинали отмечается отчетливая закономерность, согласно которой значительные магматогенные месторождения всех генетических типов образуются в резко преобладающем количестве на заключительных стадиях формирования длительно и хорошо дифференцированных комплексов магматических пород, что, по В. И. Смирнову [17], и отличает металлогению континентов от металлогении океанов.

Общее сжатие и главная складчатость привели в дальнейшем к коренному изменению магматизма и металлогении с формированием редкометального, шеелитового, ртутного оруденения, месторождений антофиллит-асбеста, талька и др. на орогенной стадии развития Уральской палеозойской геосинклинали. При этом эвгеосинклинальные отложения с рудными месторождениями ранней стадии подверглись региональному метаморфизму и деформациям.

Приведенная схема магматизма и рудообразования на Урале в раннем и среднем палеозое лишь в самых общих чертах раскрывает эволюцию его металлогении. В действительности же тектоно-магматическое развитие Урала значительно сложнее и многообразнее, более сложны и вопросы общего рудообразования. Тем не менее на протяжении длительного времени устанавливается направленная эволюция внедрявшегося в земную кору мантийного вещества и унаследованный характер в возникновении определенных рядов рудных формаций с закономерным распределением сквозной сидерофильной и халькофильной минерализации.

Литература

1. Булькин Л. Д., Золоев К. К. Дуниты Алапаевского массива и месторождения хромитов, с ними связанные. — В кн.: Магматизм, метаморфизм и оруденение в геологической истории Урала. Свердловск, 1974.
2. Бутин В. В. Соотношение метаморфизма и оруденения в зоне сочленения гнейсо-амфиболитового и зеленосланцевого комплексов Харбейского антиклинория. — В кн.: Рудоносные метасоматические формации Урала. Свердловск, 1976.

3. Геология СССР. Т. XII, ч. I. «Недра», 1969.
4. Добрецов Н. Л., Ревердатто В. В., Соболев В. С., Соболев Н. В., Хлестов В. В. Фашии метаморфизма. «Недра», 1970.
5. Дружинин В. С., Казячихина Л. Н., Политов В. Т. и др. Глубинное строение земной коры Урала и прилегающих к нему областей по Свердловскому субширотному пересечению.— В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, 1969.
6. Золоев К. К. Серпентинизация и асбестообразование.— Асбесты СССР, 1974, вып. 1.
7. Иванов С. Н., Перфильев А. С., Нечехин В. М. и др. Палеозойская история Урала.— В кн.: Магматизм, метаморфизм и рудообразование в геологической истории Урала. Свердловск, 1974.
8. Кейльман Г. А. Мигматитовые комплексы подвижных поясов. «Недра», 1974.
9. Колотилов Л. И., Горяев С. М., Крутилин И. М., Прицепчик В. П. Закономерности размещения и образования хромитовых месторождений.— В кн.: Закономерности размещения и образования магнетитовых и хромитовых месторождений Мугодзар Тургайского прогиба. Алма-Ата, 1968.
10. Маракушев А. А. Серпентинизация.— Труды Ин-та геол. и геох. УНЦ АН СССР, 1973, вып. 100.
11. Минкин Л. М. Карта метаморфизма Урала.— В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, 1969.
12. Морковкина В. Ф. Габбро-перидотитовая формация Полярного Урала. «Наука», 1967.
13. Пинус Г. В., Велинский В. В., Леснов Ф. П. и др. Альпинотипные гипербазиты Анадырско-Корякской складчатой системы. Новосибирск, «Наука», 1973.
14. Радкевич Е. А. К вопросу о типах металлогенических провинций и рудных районов.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. II. Изд-во АН СССР, 1959.
15. Рыбалка В. М. Использование комплекса геофизических методов при изучении глубинного строения Среднего Урала.— В кн.: Особенности глубинного строения эвгеосинклинальных прогибов типа Тагило-Магнитогорского. Свердловск, 1975.
16. Семенов А. И., Старицкий Ю. Г., Шаталов Е. Т. Главные типы металлогенических провинций и структурно-металлогенических (металлогенических) зон на территории СССР.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. VIII. «Наука», 1967.
17. Смирнов В. И. О металлогении океана.— Геол. рудн. месторожд., 1975, № 1.
18. Смирнова Т. А., Ильвицкий М. М. О гетерогенности Кемпирсайского массива ультрабазитов.— В кн.: Магматизм, метаморфизм и оруденение в геологической истории Урала. Свердловск, 1974.
19. Соболев И. Д. Глубинное строение и магматизм Урала.— В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, 1969.
20. Хрычев Б. А., Липская С. В., Углина А. А. Строение земной коры Казахстана по данным ГСЗ.— Сов. геология, 1976, № 3.
21. Штейнберг Д. С., Ферштатер Г. Б. Петрохимия гранитов и генезис гранитных магм.— В кн.: Вопросы петрохимии. Л., 1969.

Д. В. Рундквист, Э. И. Кутырев, О. А. Кондияйн, А. Г. Кондияйн,
Н. А. Румянцева, Р. И. Ерошевская

СТРУКТУРНАЯ ПОЗИЦИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ ЭВГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ЗОН УРАЛА

За последние годы существенно изменились представления об истории геологического развития Урала. Окончательно доказано региональное распространение системы шарьяжей и надвигов, выявлено важное значение молодых позднеорогенных купольных поднятий, намечены системы «поперечных» по отношению к Уралу структур доуральского фундамента, проявлявшиеся во всей последующей геосинклинальной истории. Накоплен большой фактический материал по особенностям эволюции вулканизма и осадконакопления в эвгеосинклинальных прогибах. В свете новых данных и представлений требуется переосмысление и многих вопросов металлогении, в том числе и структурной позиции, внутреннего строения, истории развития эвгеосинклиналей, локализуо-

щих основную промышленно-ценную минерализацию Урала — железорудную, медную, цинковую, хромитовую, асбестовую.

Ниже рассмотрим некоторые из перечисленных вопросов в ретроспективном плане: в последовательности от более общих, определяющих план развития уральских структур и положение в них эвгеосинклиналей, к более частным, проявляющимся в деталях внутреннего строения — ритмичности осадочно-вулканогенных толщ, их фациальной изменчивости, эволюционной направленности магматизма, особенностях проявления пликативных структур. Важное значение перечисленных вопросов для прогнозно-металлогенических построений в полной мере стало очевидным лишь в последние годы.

СТРУКТУРНАЯ ПОЗИЦИЯ ЭВГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ЗОН УРАЛА

Традиционное представление о структуре Урала как о палеозойской складчатой системе с закономерным чередованием автохтонных линейных прогибов и поднятий¹ в свете новых данных требует внесения целого ряда корректив.

О металлогеническом значении зон шарьяжей и надвигов

Региональные геологические исследования, проведенные в последние годы, позволили окончательно доказать значительную амплитуду горизонтальных перемещений отдельных блоков по продольной системе шарьяжей и надвигов.

Существование на Урале надвигов и шарьяжей отмечалось еще в работах Г. Н. Фредерикса, О. Ф. Нейман-Пермяковой и В. В. Пермякова, А. Д. Архангельского, К. Г. Войновского-Кригера, А. В. Хабакова и др., но затем долгое время отвергалось. В последнее десятилетие детальные исследования К. П. Плюснина [14], А. М. Камалетдинова [4], обобщения А. В. Пейве [15], а также палеотектонические построения, осуществленные О. А. Кондияном и А. Г. Кондияйн [7], позволили установить, что наиболее крупные шарьяжи образуют систему покровных структур, протягивающихся практически непрерывно вдоль всей западной части Уральской складчатой системы (фиг. 1). В более восточных зонах Урала шарьяжи и надвиги имеют подчиненное значение.

Принципиально существенно для обсуждаемых вопросов то обстоятельство, что главная зона шарьяжей и надвигов закономерно «смещается» в плане. Как видно из фиг. 1, в пределах Северного Урала от широты г. Серова она приурочена к границе между Западно-Уральской и Центрально-Уральской зонами. В результате Тагило-Магнитогорская эвгеосинклиналь на этом отрезке имеет полностью сохранившееся западное крыло. Напротив, для Среднего и Южного Урала, так же как и для северной части Полярного Урала, шарьяжи и надвиги «срезают» западную часть Тагило-Магнитогорской зоны.

Установлено, что падение плоскостей скольжения шарьяжей и надвигов преимущественно восточное, пологое, и лишь отдельные мелкие надвиги и шарьяжи — западного падения. Амплитуда горизонтального перемещения по сместителям значительная и достигает 100—120 км на широте Среднего Урала [7], по К. П. Плюснину [14] до 150 км. Время максимального развития шарьяжей — триас, однако частично такие перемещения проявлялись в девоне, карбоне и перми.

Важно также подчеркнуть, что поверхности сместителей крупных надвигов секут складчатые формы Западно-Уральской, Центрально-Уральской и Тагило-Магнитогорской мегазон. Однако сами тектонические покровы в свою очередь подверглись относительно простым плика-

¹ В современной структуре Урала они выделяются в качестве зон и их систем — мегазон.

тивными дислокациям в эпоху образования более поздних поднятий, сопровождавшихся разрывами взбросово-сдвигового типа.

Из изложенного следует, что вследствие срезания главной системой шарьяжей и надвигов современная западная граница Тагило-Магнитогорской эвгеосинклинали не всегда соответствует первичной краевой части прогиба — зоне, наиболее благоприятной для локализации различных типов оруденения (Fe, Cu, Pb, Zn и др.).

Внесение определенных корректив в прогнозно-металлогенические построения определяется также пологим падением плоскостей сместителей. В частности, бурением выявлена незначительная толщина тектонической пластины, в пределах которой развит тараташский горизонт железных руд. Это значительно снижает общие перспективы оруденения на глубину и на флангах. Напротив, в пределах рудоносной структуры Южноуральского бокситового района глубинным бурением доказано наличие бокситоносных отложений не только в надвинутой и интенсивно деформированной тектонической пластине, но и в подстилающих отложениях того же возраста (D), находящихся в автохтонном залегании и значительно менее деформированных.

Сводово-блоковые движения и их проявление в металлогенической зональности

Вторым важным тектоническим элементом, осложняющим первоначальную структуру Урала, являются позднеорогенные сводово-блоковые поднятия (см. фиг. 1).

Позднеорогенные поднятия особенно интенсивно развивались в западной части Урала в позднем триасе. В центральных частях этих структур амплитуда воздымания достигает иногда нескольких километров. Вдоль границ поднятий, имеющих в плане вытянутые, овальные, куполовидные очертания, обычно проявляются системы разрывных нарушений и иногда горизонтальные изгибы осей складок.

Как следствие проявления этих молодых орогенных поднятий, в пределах западной миогеосинклинальной зоны оказались выведенными на поверхность блоки ранних уралид позднего рифея — раннего кембрия, иногда с эвгеосинклинальным типом разреза (см. фиг. 1), а также «доуральских» образований.

С эвгеосинклинальными образованиями позднего рифея — раннего кембрия, выступающими в пределах позднеорогенных поднятий и в Центрально-Уральской зоне, связаны месторождения и рудопроявления медноколчеданного, медно-порфирового, скарново-железорудного типов, выявленные в последние годы главным образом на Северном и Полярном Урале. Здесь имеются также предпосылки для обнаружения промышленных месторождений вольфрама стратиформных типов. Вместе с тем сложная дислоцированность толщ и интенсивный региональный и контактовый метаморфизм значительно затрудняют прогнозирование, поиски и разведку месторождений в пределах эвгеосинклиналей ранних уралид.

При рассмотрении современной зональной структуры Урала нельзя не отметить существенное значение кайнозойских (плиоцен-четвертичных) сводово-блоковых перемещений, отраженных и в современном рельефе.

Эти тектонические движения, местами с амплитудой вертикальных перемещений до 1 км и более, сопровождавшиеся подновлением некоторых надвигов и шарьяжей, усилили «контрастность» строения Урала — резкое различие в составе и возрасте толщ, выведенных на современную поверхность в сопредельных поднятиях и прогибах.

В результате проявления молодых орогенических движений первичные особенности металлогении геосинклинальных и геодантиклинальных

зон оказались усиленными резким различием уровней эрозионного среза. В пределах прогибов, нередко соответствующих современным депрессиям в рельефе, сохранились месторождения поверхностных и близповерхностных глубин образования, например эксгальационно-осадочные полиметаллические, медноколчеданные, а в поднятиях — месторождения средних и больших глубин: кварц-золоторудные, золото-мышьяковые, редкометальных пегматитов. В итоге металлогения эвгеосинклиналей и разделяющих их геосинклиналей оказалась максимально контрастной по сравнению с аналогичными по возрасту и структурной позиции складчатыми поясами других регионов, например Тасманийским в Восточной Австралии (рудный пояс Лахлан), где посторогенные дифференцированные тектонические движения не проявились столь отчетливо. Таким образом, наблюдаемая в настоящее время поперечная зональность Урала, обусловленная чередованием продольных зон от Предуральского передового прогиба до эвгеосинклиналей Зауралья, представляет собой результат сложной как собственно геосинклинальной, так и орогенной и в некоторой мере посторогенной истории развития.

ОСОБЕННОСТИ ВНУТРЕННЕГО СТРОЕНИЯ ЭВГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ЗОН И ИХ МЕТАЛЛОГЕНИИ

Изучение ритмичности для целей металлогенического анализа

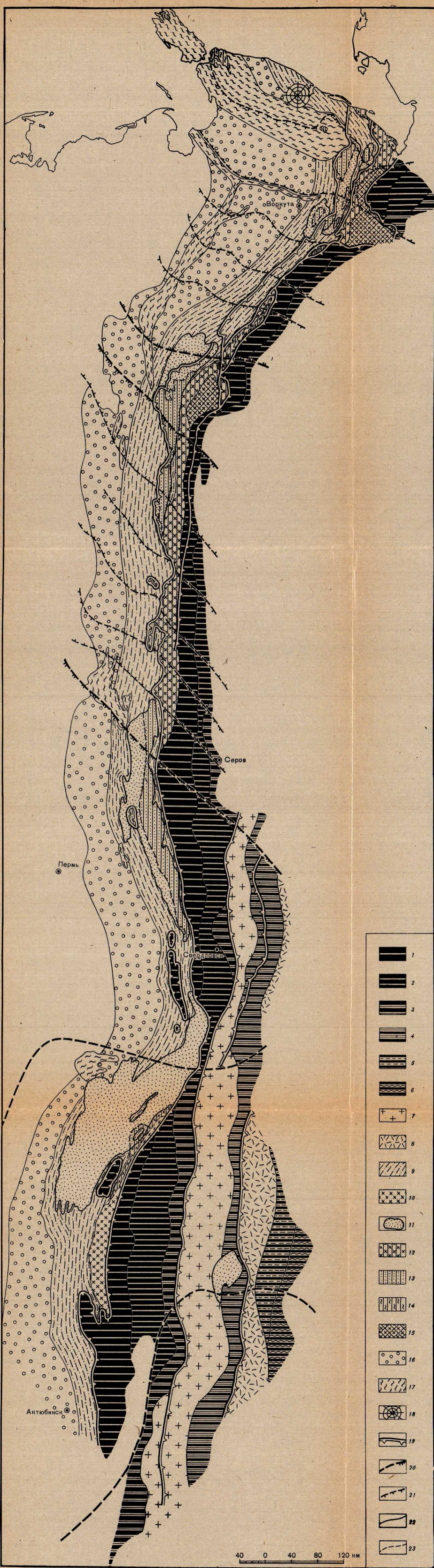
Геологическую историю Уральской геосинклинальной системы можно рассматривать как сочетание элементов ритмичного и направленного развития. Выделяются ритмы различного масштаба и порядка. Общая направленность развития проявляется при этом как итог закономерного изменения пород, формаций в составе последовательно чередующихся ритмов, причем в поздних ритмах при повторяемости общей направленности полное развитие получают все более поздние члены ритмов и, напротив, редуцированно проявляются ранние. Эта особенность, являющаяся отражением общего геогенетического закона развития [19], в последние годы применительно к Уралу была подчеркнута Н. П. Юшкиным, М. В. Фишманом, Б. А. Голдиным и Е. П. Калининым [25].

Наиболее значительные ритмы соответствуют двум крупнейшим эпохам в истории геологического развития: позднерифейско-раннекембрийской (ранние уралиты) и палеозойской — каледоно-гарцинской. Ряды формаций, характерные для каждой из этих эпох, суммированы на фиг. 2. Из анализа данных (фиг. 2) следует, что общая последовательность развития рядов формаций имеет направленный характер, соответствующий в целом схеме этапного развития геосинклинали по Ю. А. Билибину.

Ритмы второго порядка проявляются во внутреннем строении отдельных прогибов. Границами их служат поверхности размыва, угловых несогласий, резкой смены формации по составу, начало новой гаммы закономерного их чередования и т. д.

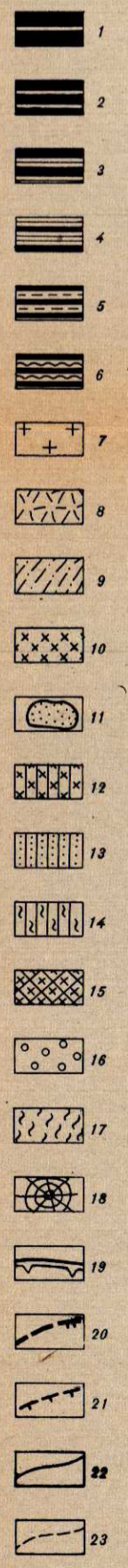
Такие ритмы, выражающиеся в закономерных рядах формаций, не синхронны в пределах Урала. Намечается «омоложение» нижней возрастной границы ритмов с запада на восток: $V_2—O_1$, $O_2—D_1$, $S—D_2$, $D_2—D_3^1$, $D_3^2—C_3$ (см. фиг. 2).

Направленность ритмов проявлена в закономерной смене недифференцированных базальтовых формаций контрастными базальт-липаритовыми, а затем последовательно дифференцированными с широким распространением андезитов (трахиандезитов), липаритов (трахилипаритов) и трахитов. Эволюция структуры формации сводится не только к ее усложнению за счет увеличения набора пород, но и к возрастанию доли вулканических тел центрального типа (против трещинных), вулка-

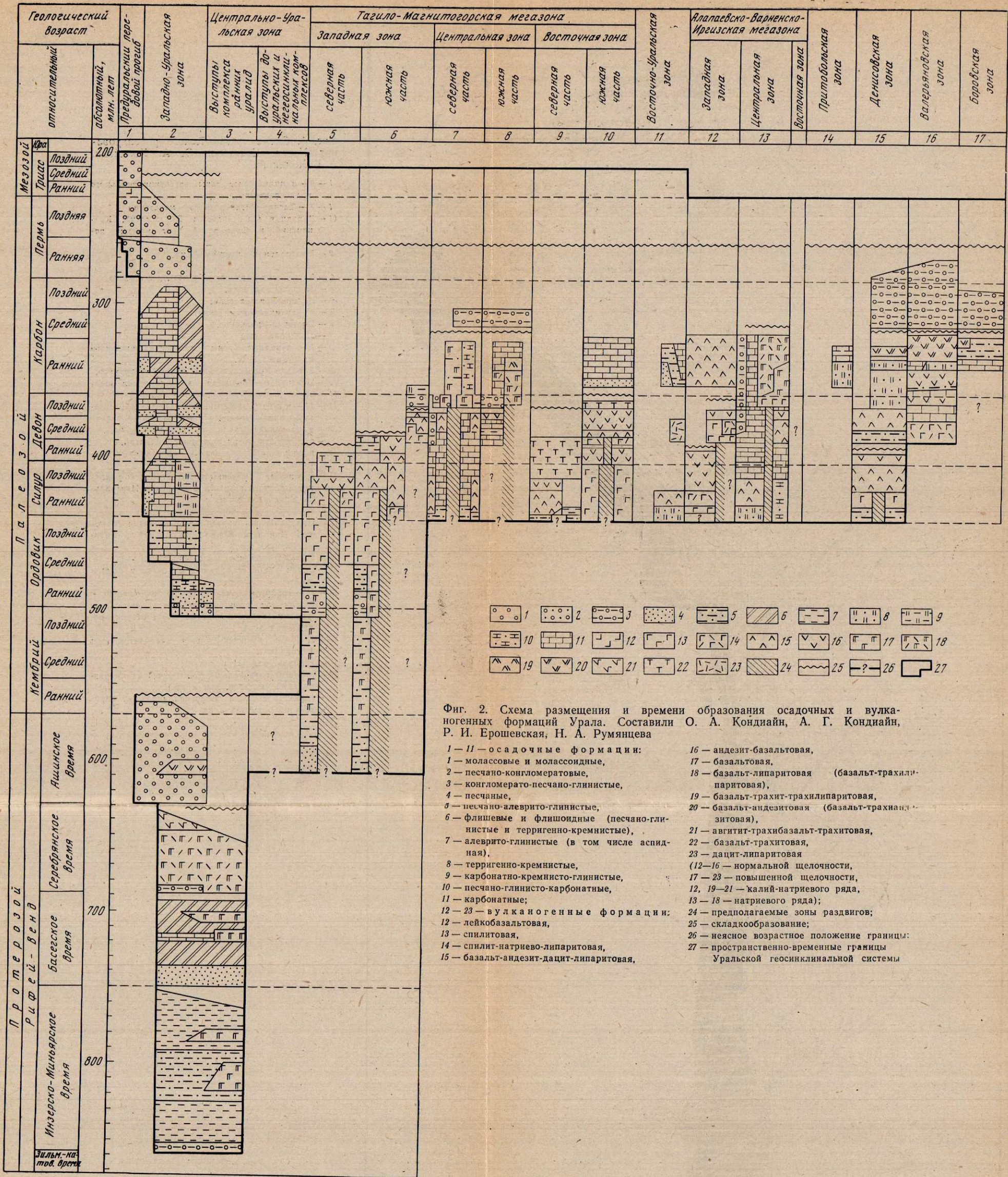


Фиг. 1. Схема тектонического районирования Урала. Составили О. А. Кондаин, А. Г. Кондаин

- 1-6 — синклиновые зоны эвгеосинклинального происхождения:
 1-3 — Тагильско-Магнитогорская мегазона
 (1 — Западная зона, включая Бардымский, Крайний и Сакмарский тектонические покровы,
 2 — Центральная (средняя) зона,
 3 — Восточная зона,
 4 — Алапаевско-Варненско-Иргизская мегазона,
 5 — Денисовская зона,
 6 — Валерьяновская зона;
 7-8 — антиклиновые зоны:
 7 — Восточно-Уральская,
 8 — Притобольская;
 9-10 — западные зоны многоэпизодического происхождения:
 9 — Западно-Уральская зона краевых структур,
 10 — Центрально-Уральская антиклиновая зона;
 11 — крупнейшие позднеорогенные поднятия;
 12-14 — выходы эвгеосинклинальных образований ранних уралитов:
 12 — в пределах Центрально-Уральской зоны,
 13 — в пределах позднеорогенных поднятий,
 14 — в пределах Приуральских приразломных поднятий;
 15 — срединные массивы позднедевонско-раннекембрийского возраста в пределах Центрально-Уральской зоны;
 16 — Предуральский передовой прогиб;
 17 — Приуральские приразломные поднятия (включая Пайхойско-Южно-Новоземельскую антиклиновую зону);
 18 — Усть-Карская кольцевая структура;
 19 — линии наиболее крупных надвигов и шарьяжей;
 20-21 — границы поперечных по отношению к Уралу зон, совпадающие с глубокими разломами (зубцы ориентированы в сторону негативных зон);
 20 — границы крупных блоков — сегментов (зон I порядка),
 21 — границы зон (II порядка);
 22 — границы региональных тектонических подразделений (мегазон, зон и др.);
 23 — границы выходов эвгеосинклинальных образований ранних уралитов



40 0 40 80 120 км



ногенно-обломочных фаций (против лавовых), порфировых структур (против афировых). Петрохимическая эволюция ряда сводится к возрастанию в однотипных породах содержания глинозема, щелочей, доли калия в сумме щелочей, увеличению Fe_2O_3/FeO [18]. В осадочных членах ряда наблюдается закономерная смена терригенных пород песчано-глинистыми или терригенно-кремнистыми, затем песчаными олигомиктовыми и, наконец, флишоидными терригенно-карбонатными.

Ритмы третьего порядка представляют собой как бы «элементарные» составляющие более крупных ритмов. Длительность становления их на Урале примерно 25—30 млн. лет и, как установлено Э. И. Кутыревым [8], они проявляются, в отличие от предыдущих, синхронно, отражая общий ритм («пульс») тектонической жизни Урала. Границы отдельных ритмов этого порядка требуют еще некоторого уточнения, но в целом общая «шкала» их уже достаточно ясна: $V-E_2$, E_3-O_1 , O_{2-3} , O_3-S_{1w} , $S_{2ld}-D_{2e1}$, $D_{2e2}-D_{3f1}$, $D_{3f2}-C_{1t1}$, $C_{1t2}-п$. Каждый элементарный ритм характеризуется однонаправленной сменой пород хемогенных, вулканогенных, кластогенных.

В одних случаях такой ритм может соответствовать смене пород внутри одной формации (например, O_{2-3} ; см. фиг. 2, кол. 2, 5), в других — смене двух формаций (O_3-S_{1w} , кол. 6), трех (D_3-C_1 , кол. 13) или более.

С рассмотренными особенностями внутреннего строения эвгеосинклинальных прогибов, их ритмичностью могут быть увязаны многие характерные черты их металлогении [9, 20], в первую очередь закономерности размещения стратиформных месторождений железа, меди, цинка и свинца.

Наиболее четко установленной закономерностью является связь колчеданных месторождений с контрастной (базальт-липаритовой) и последовательно дифференцированной формациями, сформулированная в работах М. Б. Бородаевской и др. [2], В. А. Прокина [16]), В. В. Сагло [21] и др. На основании анализа ритмичности и рядов формаций ранее разработанные критерии дополнены новыми положениями, основанными на учете петрохимической направленности изменения пород в ритмах, а также места данного рудоносного ритма в общем формационном ряду. Эти положения могут быть суммированы следующим образом.

1. По преобладанию в разрезе вулканогенных или осадочных пород намечается четыре основных типа «элементарных» ритмов: гомодромный, антидромный, регрессивный и трансгрессивный. Гомодромные ритмы характерны для интервала O_3-S_1 Тагило-Магнитогорского прогиба (см. фиг. 2, кол. 5), S_2-D_2 южной части восточной зоны (кол. 10), D_3-C_1 центральной зоны Алапаевско-Варненско-Иргизского прогиба (кол. 13) и проявляются в данном случае в смене спилитовой формации спилит-натриево-липаритовой (кол. 5), базальт-липаритовой (кол. 13), андезит-базальтовой, а затем спилит-натриево-липаритовой (кол. 10). При наличии осадочных пород в гомодромном ритме они обычно образуют регрессивный ряд: от кремнистых, глинистых до флишоидных и терригенно-вулканогенных молассоидных.

Ритмы антидромной направленности нередко начинаются базальт-андезит-дацит-липаритовой формацией, которая сменяется андезит-базальтовой; в других случаях антидромные ритмы начинаются андезит-базальтовой, сменяющейся базальт-трахитовой формацией или осадочными формациями. Антидромной последовательности вулканогенных пород в ритмах этого типа обычно соответствует трансгрессивная последовательность осадочных пород от конгломератов и песчаников к глинистым и известковым породам. Подобные ритмы отмечаются в интервалах S_2-D_2 в западной зоне (см. фиг. 2, кол. 6), D_{2-3} в восточной зоне Тагило-Магнитогорского прогиба и т. д. (см. фиг. 2, кол. 10).

В крайнем выражении, при редуцированном развитии вулканогенных пород, в соответствии с последовательностью осадочных формаций намечаются самостоятельные трансгрессивные ритмы (снизу — от грубообломочных отложений к терригенным флишевым и карбонатным) или регрессивные (при обратном порядке). Ритмы этих типов обычно присущи миогеосинклинальным прогибам (в частности, на Урале в Талото-Пайпудыньском синклинории в интервале от E_3 до O_3). В эвгеосинклиналях они особенно характерны для основания и верхних частей разреза (Бардымский район, E_3 — O_3 ; Дегтярско-Полевской, Кировоградский районы Тагильского синклинория, S_2 — D_2 ; осевая зона Магнитогорского синклинория, D_3 — C_1).

Выясняется, что с гомодромными ритмами связаны многие медноколчеданные месторождения (Левихинское, Карпушихинское, Кабанское, Бурибаевское в раннесилурийских образованиях); с регрессивными (при широком развитии карбонатных формаций) — полиметаллические стратиформные (Ивдельский район, O_3 — S_1), бокситы субровского типа (S_2 ?— D_2). К антидромным ритмам обычно приурочены полиметаллически-колчеданные месторождения (например, на Рудном Алтае), на Урале — медноколчеданные со значительным количеством цинка. К трансгрессивным ритмам относятся стратиформные полиметаллические месторождения — Саурейское, Гладнинское (O_{2-3}), Амурское (D_3 ?), железорудные — Тагило-Кушвинского района (S_2 — D_2), а также пока еще не обнаруженные на Урале, комплексные (Fe, Mn, Ba, Pb, Zn) месторождения так называемого атасуйского типа.

При анализе закономерностей размещения месторождений с учетом ритмичного строения выясняется также, что наиболее значительные стратиформные месторождения меди, свинца, цинка приурочены к переходным зонам, где фиксируется смена типов ритмов по простиранию, т. е. переход от трансгрессивных к регрессивным или от гомодромных к антидромным. Эта же закономерность проявляется и в вертикальной (временной) последовательности чередования ритмов. Именно в такой структурной позиции находятся многие медноколчеданные месторождения — Дегтярское, Подольское, Узельгинское, Учалинское, Им. XIX партсъезда и др. В определенной мере эта же закономерность распространяется на месторождение бокситов Среднеуральского бокситового района.

Таким образом, ритмичность этого порядка может быть использована как важный критерий не только потенциальной рудоносности формаций, но и оценки возможных масштабов оруденения.

2. При анализе ритмичности с учетом мощностей отдельных ритмов и расположения однотипных формаций в различных ритмах (первом, втором, третьем и т. д.) выясняется, что мощность ритма, занимающего самое нижнее положение в разрезе, обычно превышает 3,5 км, мощность второго ритма составляет не более 2,5 км, третьего — 1—1,5 км, последующие ритмы, как правило, имеют мощность менее 1 км. Большинство месторождений бокситов, железа, меди преимущественно тяготеют к ритмам мощностью 2,5—1 км, к зонам резкого градиента мощностей и фациальных изменений.

Важно подчеркнуть, что одни и те же формации, например вулканогенные контрастные, «черносланцевые», карбонатные и др., занимая различное положение в вертикальных рядах формаций, обладают различной степенью рудоносности. Установленная преимущественная локализация крупных стратиформных месторождений во втором или третьем ритмах объясняется тем, что именно в периоды образования этих ритмов фиксируется, с одной стороны, максимальная контрастность режимов в сопредельных тектонических структурах, а с другой — устойчивость существования палеогеоморфологических, фациальных, палеоклиматических зон в рудоносных структурах.

Все изложенное позволяет по-новому подойти к обоснованию перспективной оценки эвгеосинклиналей Урала на комплекс месторождений полезных ископаемых, в первую очередь на медноколчеданные и полиметаллические стратиформные месторождения. Значительный интерес для поисков могут представлять не только собственно вулканогенные, но и осадочные формации, которые до сих пор остаются на Урале слабо исследованными. Особого внимания заслуживают флишевые, карбонатные и терригенно-кремнисто-карбонатные формации раннего и среднего палеозоя Западной зоны Тагило-Магнитогорского прогиба, среднего палеозоя Восточной зоны этого прогиба, а также Алапаевско-Варненско-Иргизский прогиб в целом на обнаружение атакситского и филизчайского типов полиметаллического оруденения.

Влияние «поперечных» структур на металлогеническую зональность

В результате детальных исследований и палеорекоkonструкций [5, 6, 11, 12] в составе фундамента Уральской складчатой системы выделены шесть крупных «сегментов», представляющих собой блоки разного тектонического происхождения (см. фиг. 1). Одни из них принадлежали в своей основе к древним платформам, другие — к протерозойским (доуральским) геосинклинальным системам. В пределах каждого из таких «сегментов» намечены более мелкие «поперечные» зоны, закономерно расположенные под углом около 60° к общеуральским структурам на севере Урала и дугообразно изгибающиеся (см. фиг. 1) в южной его части.

Помимо поперечных структур Урала, обусловленных неоднородностью его фундамента, намечаются и поперечные структуры иной природы, представляющие собой системы разрывов и сдвигов типа трансформных. Важное и самостоятельное значение этих тектонических структур подтверждается анализом данных по территории Южного Урала. Здесь, несмотря на дугообразное расположение системы зон фундамента Урала, выявляется правильная, с определенным «шагом» система поперечных разломов глубинного заложения, отчетливо устанавливаемая по повышенным содержаниям гелия в подземных водах [1] и фиксируемая на космических фотоснимках, дешифрированных С. И. Стрельниковым.

Металлогеническое значение «поперечных» структур Урала, как наследующих первичную доуральскую неоднородность фундамента, так и формирующихся в ходе становления Уральской геосинклинальной системы на стадии возникновения раздвигов и рифтовых форм, очень велико.

Наиболее благоприятны для локализации оруденения места пересечения продольных и поперечных структур. Именно здесь фиксируются наиболее существенные фациальные изменения пород, смена ритмов различной структуры, резкие градиенты мощностей отложений. В связи с относительной устойчивостью поперечных структур, проявляющейся на фоне миграции «продольных» геосинклинальных прогибов, поперечные структуры фиксируются в ряде случаев «цепочечным» расположением рудных узлов «поперек» уральского простирания, например, Левихинско-Карпушихинской, Ежовской, Калатинской групп медноколчеданных месторождений.

Вследствие этой особенности наиболее перспективные рудоносные площади расположены в пределах эвгеосинклинальных прогибов с определенной периодичностью. Намечаются «шаги» различного порядка: крупные (55—60, 40—45, 30, 15 км) и более мелкие (6—7 км) [9, 23].

Генеральная металлогеническая зональность Урала в виде системы продольных зон с различной рудной специализацией в итоге оказывается осложненной элементами зональности второго порядка, которая проявляется в смене геологических формаций и типов оруденения по простиранию зон. Соответственно на пересечении продольных и поперечных структур выделяются в пределах Урала блоки как с односторонней тенденцией воздымания или прогибания, так и с различным направлением перемещений. Например, именно места локальных поперечных воздыманий на фоне продольного прогибания эвгеосинклиналей представляют собой участки наиболее интенсивного развития кислого вулканизма и формирования вдоль границ таких поднятий колчеданных месторождений, а в пределах приподнятых частей — медно-порфировых и медно-скарновых месторождений [13].

О значении расшифровки складчатых структур для поисков стратиформных месторождений

Исследования последних лет подтвердили представления А. Н. Заварицкого [3], В. П. Логинова [10], В. И. Смирнова [22] о формировании подавляющей части медноколчеданных месторождений, в том числе и на Среднем Урале, до главной складчатости. Первоначально месторождения представляли собой субгоризонтальные стратиформные залежи гидротермально-метасоматического и эксгальционно-осадочного генезиса, как эпигенетические, так и сингенетические по отношению к вмещающим их толщам S и D, совместно с которыми они претерпели складчатые, разрывные нарушения и метаморфизм. С позиций доскладчатого возраста оруденения резко возросло значение изучения стратиграфии и расшифровки пликативных структур.

При анализе с этих позиций эвгеосинклиналей Урала, в частности Тагило-Магнитогорской, привлекает внимание резкое отличие более простых пликативных форм Южного и Северного Урала от значительно более сложных — Среднего Урала. Эти особенности нередко не учитываются при выявлении закономерностей размещения и формирования медноколчеданных месторождений. В то же время некоторые морфологические различия, например субгоризонтальное или пологое залегание рудных тел на Южном Урале и вертикальное, до опрокинутого — на Среднем, принимаются за первичные генетические различия [17, 24].

Представления о доскладчатом возрасте колчеданного оруденения эвгеосинклиналей, обоснованные новыми фактическими данными, расширяют перспективы Урала и выдвигают в качестве первоочередных задач проведение комплекса детальных работ по уточнению стратиграфии эвгеосинклинальных прогибов, ритмичности толщ, блоковой и пликативной тектоники.

ВЫВОДЫ

1. Рассмотрение особенностей структурной позиции и внутреннего строения эвгеосинклинальных прогибов Урала показало, что их современный структурный план является следствием не только собственно геосинклинальной, но и в значительной мере орогенной и посторогенной истории развития: проявления систем шарьяжей и надвигов, молодых сводово-блоковых поднятий, а также неотектонических движений.

2. Существенное значение для анализа рудоносности имеет изучение внутренней структуры эвгеосинклиналей, в частности анализ ритмичности и формационных рядов с выделением основных типов ритмов по направленности в смене формаций, а также слагающих их пород. Важнейшее значение для познания закономерностей размещения месторождений имеют «поперечные» по отношению к Уралу структуры, одни из которых наследуют структурный план доуральского фундамен-

та, а другие могут быть параллелизованы с трансформными разломами, возникающими в современных рифтовых зонах.

3. Намечены новые для Урала перспективные типы оруденения в пределах малоизученных толщ преимущественно терригенно-карбонатного состава — месторождения атасуйского, филизчайского и других типов. Вместе с тем отмечена возможность использования при прогнозно-металлогенических исследованиях ряда новых критериев, основанных на анализе ритмичности, поперечных структур и др. В целом, несмотря на длительную историю изучения, Урал по сравнению с другими регионами СССР остается вследствие слабой обнаженности и сложности геологического строения еще недостаточно изученным. В связи с этим проведение поисковых работ с учетом рассмотренных в настоящей статье представлений и вытекающих из них металлогенических следствий будет содействовать дальнейшему расширению минерально-сырьевой базы Урала.

Литература

1. *Баклаев Я. П.* Закономерности размещения скарново-магнетитовых месторождений на Урале. Свердловск, 1976.
2. *Бородаевская М. Б., Кривцов А. И., Курбанов Н. К. и др.* Формационный анализ вулканогенных толщ геосинклинальных систем, как основа прогнозирования колчеданных месторождений.— В кн.: Магматизм, метаморфизм и рудообразование в геологической истории Урала. Свердловск, 1974.
3. *Заварицкий А. Н.* Метаморфизм и метасоматизм в уральских колчеданных месторождениях.— В кн.: Колчеданные месторождения Урала. Изд-во АН СССР, 1950.
4. *Камалетдинов А. М.* Покровные структуры Урала. «Наука», 1974.
5. *Кондиайн А. Г., Кондиайн О. А.* О поперечных структурных элементах на Урале, их происхождении и роли в размещении полезных ископаемых.— В кн.: Геология и полезные ископаемые северо-востока Европейской части СССР и севера Урала. Т. 1. Сыктывкар, 1971.
6. *Кондиайн О. А.* Уральская складчатая система.— В кн.: Тектоническая карта Русской платформы и сопредельных регионов в м-бе 1:1 500 000 (объяснит. записка). Л., 1975.
7. *Кондиайн О. А., Кондиайн А. Г.* О тангенциальных перемещениях на Урале, их разновидностях, возрасте и амплитудах.— В кн.: Тектоника и магматизм Южного Урала. «Наука», 1974.
8. *Кутырев Э. И.* Планетарная металлогения в свете палеорекопструкций.— В кн.: Металлогения и новая глобальная тектоника. Л., 1973.
9. *Кутырев Э. И., Марков К. А., Кормилицын В. С., Иогансон А. К.* Месторождения свинца и цинка.— В кн.: Прогнозирование месторождений полезных ископаемых при региональных геологических исследованиях. Л., 1973.
10. *Логинов В. П.* Закономерности локализации колчеданных месторождений на Среднем Урале и некоторые вопросы их генезиса.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 1. Изд-во АН СССР, 1958.
11. *Мельников А. С., Ерошевская Р. И.* О влиянии субширотных структур Северного и Приполярного Урала на среднепалеозойский вулканизм и осадконакопление.— В кн.: Геология и полезные ископаемые северо-востока Европейской части СССР и севера Урала. Т. 1. Сыктывкар, 1971.
12. *Мельников А. С., Ерошевская Р. И.* Среднепалеозойский вулканизм и тектогенез Тагильской зоны погружения на Урале.— В кн.: Вопросы тектоники Урала. Свердловск, 1971.
13. *Павлова И. Г., Кутырев Э. И., Ляхницкая И. В., Туганова Е. В.* Месторождения меди.— В кн.: Прогнозирование месторождений полезных ископаемых при региональных геологических исследованиях. Л., 1973.
14. *Плюснин К. П.* Шарьяжи западного склона Северного и Среднего Урала, их возраст и структурное положение.— Изв. АН СССР, серия геол., 1969, № 4.
15. *Лейве А. В.* Тектоника и развитие Урала и Аппалачей — сравнение.— Геотектоника, 1973, № 3.
16. *Прокин В. А.* О силуро-девонских геологических структурах Южного Урала. Свердловск, 1974.
17. *Пэк А. В.* Структура и некоторые вопросы генезиса Левихинских колчеданных месторождений.— В кн.: Колчеданные месторождения Урала. Изд-во АН СССР, 1950.
18. *Румянцева Н. А.* Ритмичность и направленность в развитии вулканизма на Урале.— В кн.: Геодинамика вулканизма и гидротермального процесса. Петропавловск-Камчатский, 1974.
19. *Рундквист Д. В.* Об одной общей закономерности геологического развития.— В кн.: Общие закономерности геологических явлений. Вып. 1. Л., 1965.

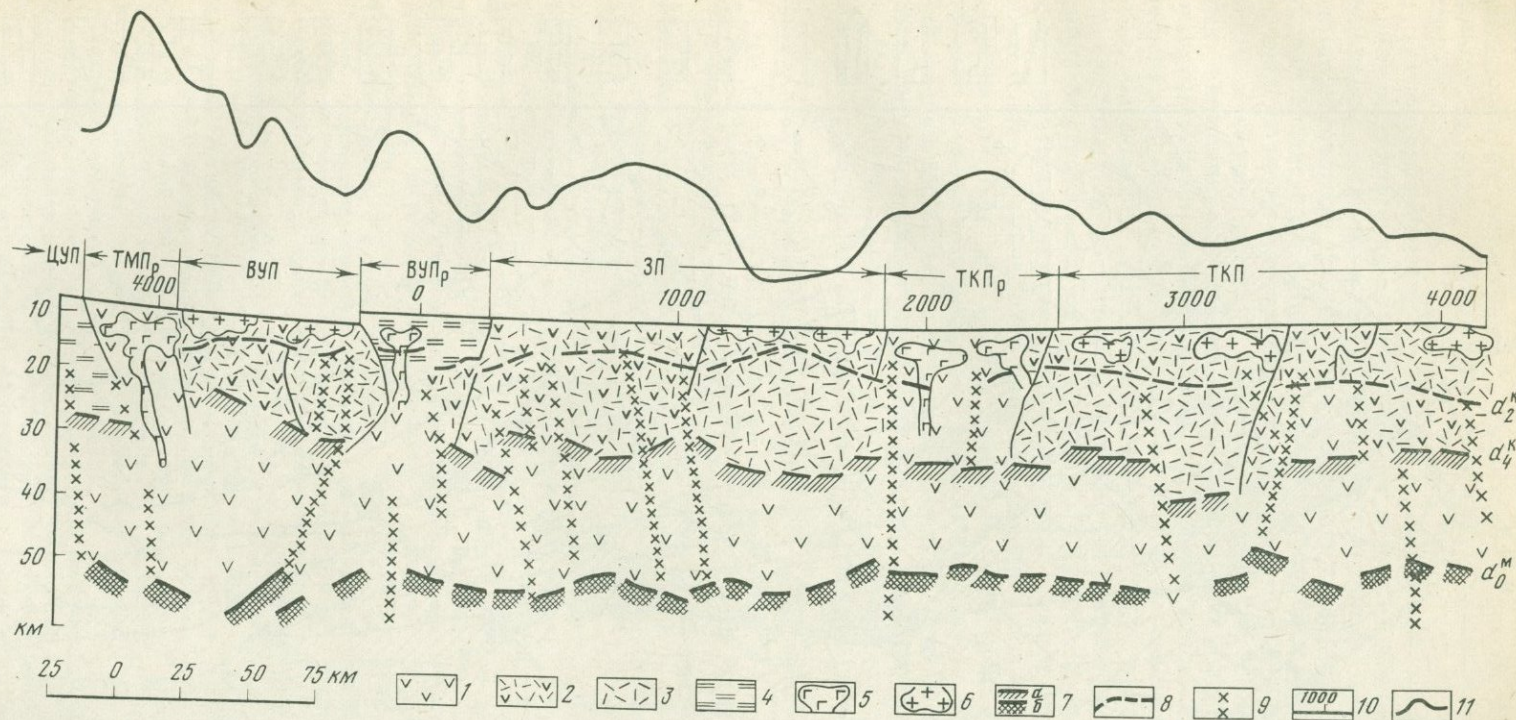
20. Рундквист Д. В. Изучение ритмичности и цикличности геологических процессов при металлогеническом анализе.— В кн.: Проблемы региональной металлогении. Л., 1973.
21. Сагло В. В. Основные типы вулканических зон южной части Уральской складчатой области. Тезисы докл. III Уральского петрограф. совещ., т. III. Свердловск, 1974.
22. Смирнов В. И. Колчеданные месторождения.— В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. «Недра», 1968.
23. Тетерев Г. М. Магматизм и металлогения Валерьяновской структурно-фациальной зоны.— В кн.: Магматизм, метаморфизм и оруденение в геологической истории Урала. Свердловск, 1974.
24. Шехтман П. А., Наседкин А. П. О генетических и структурных типах колчеданных месторождений Урала. Свердловск, 1976.
25. Юшкин Н. П., Фишман М. В., Голдин Б. А., Калинин Е. П. Закономерности развития процессов редкометального рудогенеза в центральной зоне Приполярного и Полярного Урала.— В кн.: Современное состояние учения о месторождениях полезных ископаемых. Ташкент, 1975.

Е. М. Ананьева, В. А. Бугайло, Б. В. Дорофеев,
Н. П. Ермаков, М. С. Рапопорт, В. М. Рыбалка

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ УРАЛА ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ В СВЯЗИ С ОСОБЕННОСТЯМИ ЕГО ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ

Уральский подвижный пояс характеризуется складчато-блоковым строением, четко выраженной продольной и менее проявленной, хотя имеющей важное значение для металлогении, поперечной зональностью. Структурно-формационные зоны Урала, выделяемые по геолого-геофизическим данным, различаются и по особенностям металлогении. С запада на восток здесь закономерно чередуются прогибы, выполненные мощными толщами базальтоидных пород с приуроченными к ним ультрабазитами, и поднятия с широко развитыми в их пределах орогенными гранитоидами. Прогибам присуща доорогенная, а поднятиям преимущественно орогенная металлогения. Соответственно в гравитационном поле наблюдается также закономерное чередование областей повышенных и пониженных значений силы тяжести. В магнитном поле указанная закономерность проявлена менее четко из-за сильного влияния наложенных метасоматических изменений, которыми в основном и обусловлен рисунок этого поля.

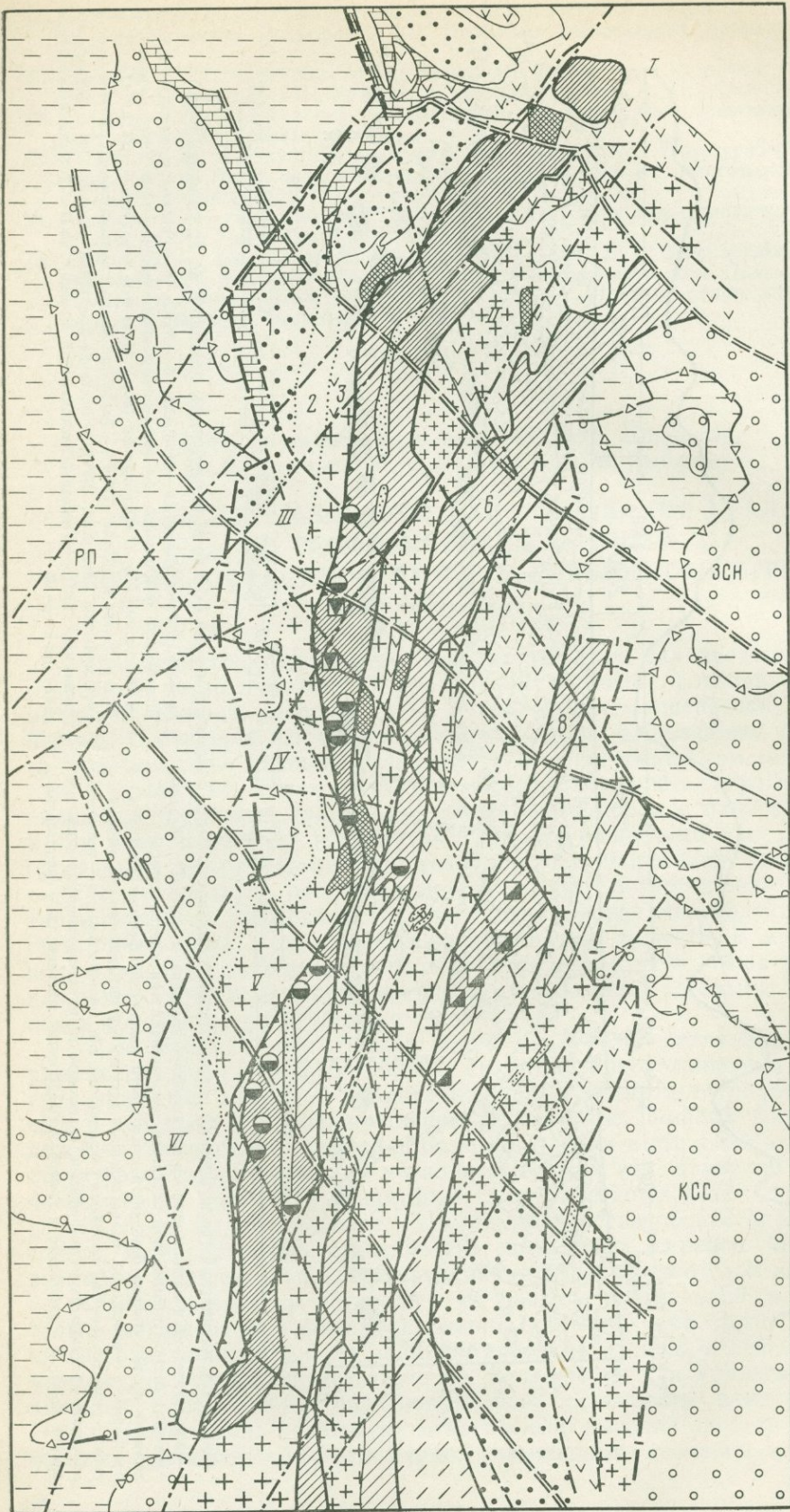
По особенностям физических полей Урал резко отличается от обрамляющих территорий, и границы его четко прослеживаются по контуру линейных аномалий гравитационного и магнитного полей, имеющих в основном субмеридиональное простираие. Анализ физических полей показывает, что наиболее резкие различия в строении отдельных структурно-формационных и металлогенических зон присущи верхней части земной коры, или гранитно-метаморфическому слою (до глубин 12—15, реже 20 км). Базальтовому слою свойствен более однородный состав, хотя внутреннее строение его достаточно сложное. Вероятно, возможна относительная дифференциация базальтового слоя не только по вертикали, но и по латерали — на блоки с повышенной и относительно пониженной основностью земной коры. Однако такое разделение в гравитационном поле провести довольно сложно, а сейсмических данных для этих целей недостаточно. В целом же для Уральского подвижного пояса характерна повышенная основность земной коры. В пользу этого свидетельствуют относительно высокий уровень положительных гравитационных аномалий, повышенные значения скоростей






















Фиг. 1. Схематический геологический разрез земной коры вдоль Свердловского профиля ГСЗ (с использованием данных В. С. Дружинина и др.)

1 — магматические и подчиненные им метаморфические породы основного (базальтоидного) состава повышенной плотности (базальтовый тип земной коры); 2 — отложения промежуточной основности и плотности (сиалическо-фемический тип земной коры); 3 — отложения, представленные легкими магматическими, метаморфическими, реже осадочными породами (сиалический тип земной коры); 4 — осадочные породы и продукты их метаморфизма, слагающие гранитно-метаморфический слой земной коры; 5 — габбровые и гипербазит-габбровые массивы; 6 — гранитондные

массивы; 7 — границы: *a* — Коирада, *b* — Мохо; 8 — предполагаемая граница палеозойского фундамента; 9 — зоны повышенной проницаемости; 10 — профиль ГСЗ и номера пикетов; 11 — кривая Δg (лок.). Принятые сокращения: ЦУП — Центрально-Уральское поднятие, ТМПр — Тагильско-Магнитогорский прогиб, ВУП — Восточно-Уральское поднятие, ВУПр — Восточно-Уральский прогиб; ЗП — Зауральское поднятие, ТКПр — Тюменско-Кустанайский прогиб, ТКП — Тобольско-Кушмурунское поднятие



- 1  1
- 2  2
- 3  3
- 4  4
- 5  5
- 6  6
- 7  7
- 8  8
- 9  9
- 10  10
- 11  11
- 12  12
- 13  13
- 14  14
- 15  15
- 16  16
-  α
-  β
-  β

продольных волн для всех слоев земной коры, установленные при исследованиях методом ГСЗ, увеличенная (до 33 км) мощность базальтового слоя, повышенная основность гранитно-метаморфического слоя [7].

Господствующая для Уральской палеозойской геосинклинали доорогенная металлогения характеризуется широким проявлением медноколчеданного, скарново-магнетитового, хромитового, платинового, хризотил-асбестового и других типов оруденения фемического профиля, что вполне согласуется с особенностями глубинного строения геосинклинальной области. Блокам земной коры, к которым приурочено оруденение фемического профиля, свойственны высокие значения гравитационных аномалий, обусловленные значительным развитием в разрезе гранитно-метаморфического слоя магматитов основного состава. Увеличенная мощность земной коры (48—52 км) и особенно ее базальтового слоя, наибольшее приближение последнего к дневной поверхности (до глубины 12—15 км) обуславливают в разрезе своеобразную, наподобие биклинали, структуру базальтового слоя. Таким образом, в пределах внутригеосинклинальных прогибов с господствующим в них оруденением фемического профиля породы повышенной основности развиты почти на всю мощность земной коры (фиг. 1). При этом оруденение фемического профиля приурочено только к блокам с увеличенной мощностью базальтоидных образований, что, по-видимому, вообще характерно для доорогенной металлогении геосинклиналей.

Намечается отчетливо выраженная зависимость между интенсивностью оруденения и величиной положительных гравитационных

Фиг. 2. Схема тектонического и металлогенического районирования Урала

- | | | |
|---|--|---|
| <p>1 — границы Уральского подвижного пояса (УПП) по геолого-геофизическим данным;</p> <p>2 — границы блоков с различной основностью земной коры в фундаменте смежных с Уралом регионов;</p> <p>3 — границы структурных зон в миогеосинклинальной части УПП;</p> <p>4 — границы:
а — эвгеосинклинали,
б — структурно-формационных зон первого порядка и соответствующих им металлогенических зон;</p> <p>5 — границы блоков с различной основностью земной коры в пределах внутригеосинклинальных поднятий;</p> <p>6 — гнейсово-мигматитовые комплексы;</p> <p>7 — крупные впадины в Предуральском краевом прогибе и на востоке УПП;</p> <p>8 — мезозойские депрессии;</p> <p>9 — горст-антиклинали, сложенные карбонатными породами;</p> <p>10 — блоки повышенной основности гранитно-метаморфического слоя в фундаменте смежных с Уралом регионов (блоки повышенного поля силы тяжести);</p> | <p>11 — блоки с существенно силикатным составом фундамента смежных с УПП платформ (блоки пониженного поля силы тяжести);</p> <p>12 — участки в пределах поднятий, сложенные породами повышенной плотности (металлогенические зоны силикатно-фемического профиля);</p> <p>13 — внутригеосинклинальные прогибы, сложенные базальтоидными породами (металлогенические зоны фемического профиля), густота штриховки соответствует степени насыщенности разреза магматитами основного состава;</p> <p>14 — внутригеосинклинальные поднятия с силикатным разрезом гранитно-метаморфического слоя (металлогенические зоны силикатного профиля), густота знаков отражает степень насыщенности гранитно-метаморфического слоя гранитоидами;</p> <p>15 — границы крупных поперечных блоков, общих для УПП и фундамента смежных регионов;</p> <p>16 — зоны разломов, ограничивающих крупные диагональные блоки;</p> | <p>17 — рудные узлы:
а — медноколчеданных,
б — скарново-магнетитовых,
в — титаномагнетитовых месторождений.</p> <p>Цифрами на схеме обозначены:
1 — Предуральский краевой прогиб,
2 — Западно-Уральская зона складчатости,
3 — Центрально-Уральское поднятие,
4 — Тагильско-Магнитогорский прогиб,
5 — Восточно-Уральское поднятие,
6 — Восточно-Уральский прогиб,
7 — Зауральское поднятие,
8 — Тюменско-Кустанайский прогиб,
9 — Тобольско-Кушмурунское поднятие; блоки:
I — Пайхойский,
II — Северо-Уральский,
III — Тиманский,
IV — Средне-Уральский,
V — Магнитогорский,
VI — Южно-Уральский; приняты сокращения:
РП — Русская платформа,
ЗСН — Западно-Сибирская низменность,
КСС — Казахстанская складчатая страна</p> |
|---|--|---|

аномалий, обусловленных в свою очередь повышенной основностью земной коры. Так, Тагильско-Магнитогорский прогиб, над которым отмечаются наиболее интенсивные аномалии силы тяжести, вмещает основную массу месторождений меди и железа на Урале. Близкую характеристику в гравитационном поле имеет и Тюменско-Кустанайский прогиб в центральной и северной частях, вмещающих крупнейшие месторождения скарново-магнетитовых руд. Для южной части того же прогиба, сложенной преимущественно терригенно-осадочными породами с редкими и маломощными проявлениями базальтоидного магматизма, характерно резкое уменьшение интенсивности железорудной минерализации. Здесь известны мелкие месторождения скарново-магнетитовых руд, что связывается с преимущественно пониженным гравитационным полем без сколько-нибудь заметных положительных аномалий (фиг. 2).

Внутригеосинклинальным поднятиям с редкометалльным оруденением орогенного этапа свойственны зоны пониженных значений гравитационных аномалий с интенсивными минимумами силы тяжести, обусловленными развитием гранитоидов и плутонометаморфитов сиалического профиля в разрезе гранитно-метаморфического слоя земной коры. В пределах этих поднятий намечается уменьшение мощности земной коры до 42—46 км и базальтового слоя до 21—26 км. Продукты гранитного плутонизма (гнейсы, кристаллические сланцы, мигматиты, гранитогнейсы, анатектические гранитоиды), судя по результатам количественных расчетов, развиты только в пределах гранитно-метаморфического слоя. Мощность этих образований 12—15, редко до 20 км. Ниже они подстилаются плотными породами.

Внутригеосинклинальные поднятия на Урале характеризуются достаточно сложным строением. Внутри них развиты блоки, вмещающие допалеозойские гнейсово-мигматитовые комплексы с многоактной, но неравномерно проявленной гранитизацией и мигматизацией. Преобладают амфиболовые и другие гнейсы и кристаллические сланцы повышенной основности, пара- и ортоамфиболиты. Гнейсово-мигматитовые комплексы окаймляются отрицательными структурами, выполненными вулканогенными и интрузивными образованиями базальтоидного состава. Мощность их (5—6 км) значительно меньше, чем в зонах общепалеозойских прогибов. Для подобных синклинорных зон внутри поднятий наиболее вероятен смешанный сиалическо-фемический тип земной коры. На Урале в пределах внутригеосинклинальных поднятий можно выделить три типа металлогенических зон, различающихся как доорогенной, так и орогенной металлогенией: 1) зоны с сиалическо-фемическим типом земной коры с медно-кобальтовым, полиметаллическим, сульфидно-кварцевым оруденением; 2) зоны с медноколчеданным, скарново-магнетитовым и другими типами оруденения фемического профиля в пределах поднятий развиты ограниченно и, как правило, представлены мелкими месторождениями (Арамильско-Сухтелинская и другие зоны); 3) зоны, представленные гнейсово-магматитовыми комплексами с сиалическим типом оруденения, характеризуются мусковитовой, антофиллит-асбестовой, кианитовой и гидротермально-метасоматической железорудной минерализацией; менее развиты железистые кварциты. Примечательно, что зоны с сиалическим типом земной коры и развитым гранитным плутонизмом в пределах Уральской палеозойской геосинклинали по характеру орогенной металлогении и значительно меньшим масштабам оруденения существенно отличаются от аналогичных зон в пределах других регионов (Тянь-Шань, Алтай, Кавказ и др.).

Физические поля, свойственные в целом Уральской палеозойской геосинклинали, отличаются преобладанием областей с высокими значениями положительных гравитационных аномалий, что объясняется преимущественным развитием зон с фемическим типом земной коры. Это

в свою очередь подтверждает вывод (см. статью Б. А. Попова, К. К. Золоева и М. С. Рапопорта в настоящей книге) о поднятии большого количества тяжелых масс базит-гипербазитового вещества в условиях интенсивного горизонтального растяжения на ранних стадиях развития палеозойской эвгеосинклинали.

Общеизвестная асимметричность геологического строения, магматизма и металлогении Уральского подвижного пояса находит четкое отражение в региональном гравитационном поле. Так, наиболее высокие аномалии силы тяжести фиксируются над Тагильско-Магнитогорским прогибом — крайней западной структурой Уральского палеозойской эвгеосинклинали. Они обусловлены большими объемами базальтоидных образований, особенно в верхних частях разреза земной коры, т. е. в пределах гранитно-метаморфического слоя. Вдоль всего западного крыла прогиба прослеживается полоса весьма интенсивных максимумов силы тяжести.

На поверхности с этими максимумами связаны все гипербазит-габбровые массивы Тагильской части прогиба и Кемпирсайско-Хабарнинского пояса (Магнитогорская часть прогиба). Примечательно, что в пределах южной части Магнитогорской структуры интенсивность максимумов силы тяжести не меньше, чем в пределах Тагильской части прогиба. По-видимому, и объем внедрившегося тяжелого гипербазит-базитового вещества здесь не меньше, чем в Тагильской части, но скопления его приурочены к большим глубинам, ниже современного уровня денудационного среза. К востоку от Тагильско-Магнитогорского прогиба, судя по величине аномалий силы тяжести, масштабы и интенсивность проявления базальтоидного, в первую очередь интрузивного, магматизма значительно меньше.

В более восточных металлогенических зонах фемического профиля наиболее сильно базальтоидный магматизм проявился в северных частях Восточно-Уральского и Тюменско-Кустанайского прогибов.

Тюменско-Кустанайский прогиб в отличие от Тагильско-Магнитогорского обладает меньшей мощностью земной коры и меньшим подъемом базальтового слоя. Из сопоставления физических полей над этими прогибами можно предположить, что Тюменско-Кустанайский прогиб формировался на более жестком и менее нарушенном фундаменте доуралид. Возможно, в какой-то мере этим объясняется широкое развитие пород повышенной щелочности и щелочных метасоматитов, обусловившее железорудную минерализацию промышленных масштабов. В центральной и северной частях Тюменско-Кустанайского прогиба, характеризующихся существенно базальтоидным разрезом земной коры, сформировались крупные месторождения скарново-магнетитовых руд.

Уральский подвижный пояс отличается высокой тектонической нарушенностью, о чем, помимо прямых геологических данных, свидетельствует чрезвычайно сложный характер магнитного и гравитационного полей. Повышенная раздробленность земной коры Урала проявляется, в частности, в наличии большого количества разломов глубокого заложения. Степень нарушенности возрастает в центральной части эвгеосинклинали, но особенно велика в ее западном борту, где количество разломов по сравнению с соседними площадями увеличивается в 3 раза.

Результаты ГСЗ свидетельствуют о разной глубине заложения разломов. По данным сейсмических исследований, выделяются границы тектонических блоков с крутыми и сравнительно пологими углами падения. Природа тех и других пока не установлена. Разломы с крутыми углами падения более уверенно прослеживаются в магнитном поле. Очевидно, они контролируют термофлюидные потоки наибольшей проницаемости и сопровождаются максимальной метасоматической проработкой горных пород.

Наиболее резко проявлены в физических полях крупнейшие субмеридиональные разломы, определяющие современный структурный план Уральского подвижного пояса. Они прослеживаются по интенсивным гравитационным ступеням, полосовым аномалиям магнитного и гравитационного полей и разграничивают структурно-формационные (металлогенические) зоны. В то же время общее геологическое строение Урала, включая тектонику, магматизм и рудоносность, определяется сочетанием разновозрастных и разноплановых структур, в первую очередь ограниченных разломами различных направлений — диагональными и субширотными. Последние определяют блоковое строение Уральского подвижного пояса, значительную неоднородность металлогенических зон по их простиранию и вкрест простирания, а также неравномерно-кустовое распределение рудных узлов [6].

Наиболее крупные шовные структуры северо-западного и частично субширотного простирания прослеживаются с Русской платформы в пределах Урала и далее в Западно-Сибирскую эпигерцинскую платформу и в Казахстанскую складчатую страну. Шовные зоны северо-западного направления делят Урал на семь крупных блоков [1—3, 5], которые различаются основностью пород фундамента, типом разреза земной коры, объемами базальтоидных или, наоборот, гранитоидных интрузивных образований в гранитно-метаморфическом слое и т. д. В этом отношении показателен наиболее изученный Средне-Уральский блок (см. фиг. 2). В этом блоке, точно так же, как в Пайхойском, Северо-Уральском и Южно-Уральском, отличающихся повышенной основностью разреза земной коры в пределах Русской платформы, возрастает объем базальтоидных образований во внутригеосинклинальных прогибах, усложняется разрез земной коры внутригеосинклинальных поднятий, который по составу становится сиалическо-фемическим. Эти блоки вмещают комплексы глубоко метаморфизованных плотных пород (харбейский, салдинский, сысертский, уфалейский, тараташский).

В противоположность им в Тиманском и Магнитогорском блоках, имеющих преимущественно сиалический разрез земной коры за пределами геосинклинальной области, внутри палеозойской эвгеосинклинали понижается основность гранитно-метаморфического слоя в прогибах, уменьшается объем магматитов основного состава при одновременном возрастании роли кислых пород. В массивах Тагильской части прогиба возрастает роль базальтоидных гранитоидов (массивы Северо-Чистопский, Помурский, Денежин Камень, Кумбинский, Княспинский). В поднятиях увеличивается сиаличность гранитно-метаморфического слоя и возрастает роль гранитного плутонизма. В пределах этих блоков находится большая часть наиболее крупных гранитоидных массивов Урала.

Этими особенностями глубинного строения объясняются приуроченность месторождений хромитовых руд (Войкарский, Сарановский, Кемпирсайский¹), титаномагнетитовых руд (Северо-Уральский, Ауэрбаховский, Тагило-Кушвинский, Магнитогорский, Глубоченско-Сарбайский), медноколчеданных руд (Кабанско-Красноуральский, Кировградский, Дегтярский, Бурибайско-Гайский) к блокам первого типа и преимущественный контроль орогенной металлогении блоками второго типа.

На основе геофизических данных можно более подробно расчленить крупные блоки. Так, в Средне-Уральском блоке субширотными зонами нарушений разграничиваются Тагильский блок с очень высокой основностью разреза земной коры, Асбестовский с относительно более низкой основностью разреза и широким развитием гранитоидов, а также Сысертский блок с промежуточным характером разреза земной коры. При этом большая часть месторождений меди и железа расположена в пределах Тагильского блока. Названные блоки отличаются и по мощности

¹ Здесь и далее перечислены важнейшие рудные районы.

земной коры: в Тагильском блоке — 50—52 км, в Сысертском — около 47 км, в Асбестовском — не более 45 км [8].

Недоучет блоковости разных порядков в строении земной коры Урала может привести к серьезным ошибкам при региональном металлогеническом анализе. Именно особенностями блокового строения определяется в значительной степени доорогенная металлогения Уральской палеозойской геосинклинали, в частности распределение рудных узлов в субмеридиональных протяженных металлогенических зонах. Наиболее благоприятны для концентрации оруденения краевые части блоков как первого, так и более мелких порядков и зоны сочленения блоков, контрастных по типу земной коры и особенностям глубинного строения.

Так, все крупные медноколчеданные месторождения расположены в блоках с повышенной основностью разреза земной коры, в том числе и гранитно-метаморфического слоя. В то же время рудные узлы в этих блоках находятся вблизи границ локальных блоков, характеризующихся увеличенным объемом кислых магматитов. Нередко вблизи рудных узлов медноколчеданных месторождений развиты массивы плагиогранитов в обрамлении пород основного состава (Чистопский, Кабанский и др.). Вертикальная мощность массивов достигает 4—6 км.

Намечаются приуроченность разнотипных эндогенных месторождений к центрам магматической, включая и вулканизм, деятельности, выделяемым по интенсивным максимумам силы тяжести, а также закономерная связь месторождений с определенными магматическими комплексами. В частности, установлена закономерная приуроченность месторождений титаномагнетитов и медных руд волковского типа в гипербазит-габбровых массивах к центральным частям максимумов силы тяжести, а месторождений хромитов — к их периферии. В Войкарском и Кемпирсайском рудных районах хромитовое оруденение концентрируется в маломощных (судя по геофизическим данным) телах ультраосновных пород, развитых по периферии крупных, мощных гипербазит-габбровых массивов. Часто внутри таких массивов наблюдаются интенсивные линейные магнитные аномалии, отвечающие зонам высокотемпературного метасоматоза гипербазитов под влиянием габбро, который сопровождается трансформацией рудных компонентов и концентрацией рудного вещества — хромитов, титаномагнетитов и др.

Формирование медных руд волковского типа, обогащенных титаном и ванадием, обусловлено метасоматическим воздействием на габбро постмагматических растворов, связанных с более кислыми базальтоидными дифференциатами — кварцевыми диоритами и плагиогранитами. Происходящее при этом перераспределение магнетита хорошо фиксируется по конфигурации и интенсивности магнитных аномалий в районе Волковского месторождения.

По периферии максимумов силы тяжести, обычно вблизи контактов с базальтоидными гранитоидами или на некотором удалении от них, находятся скарново-магнетитовые месторождения. Гранитоиды отличаются повышенной щелочностью, как правило, интенсивно магнитны. Их массивы имеют небольшие (2—3 км) вертикальные размеры и, по-видимому, подстилаются плотными габбро. Магнитные аномалии обычно не ограничиваются контурами массивов и совпадают с площадями развития магнетитовой минерализации в их обрамлении, среди вулканогенно-осадочных пород силура. Скарново-магнетитовое оруденение приурочено, как правило, к блокам с повышенной основностью гранитно-метаморфического слоя, разделенным безрудными блоками с меньшими объемами пород базальтоидного состава.

Медноколчеданные месторождения эвгеосинклинали прогибов расположены в областях пониженного магнитного поля среди зеленокаменных пород контрастной базальт-липаритовой и непрерывной базальт-андезит-дацит-липаритовой формации. Массивы малоглубинных

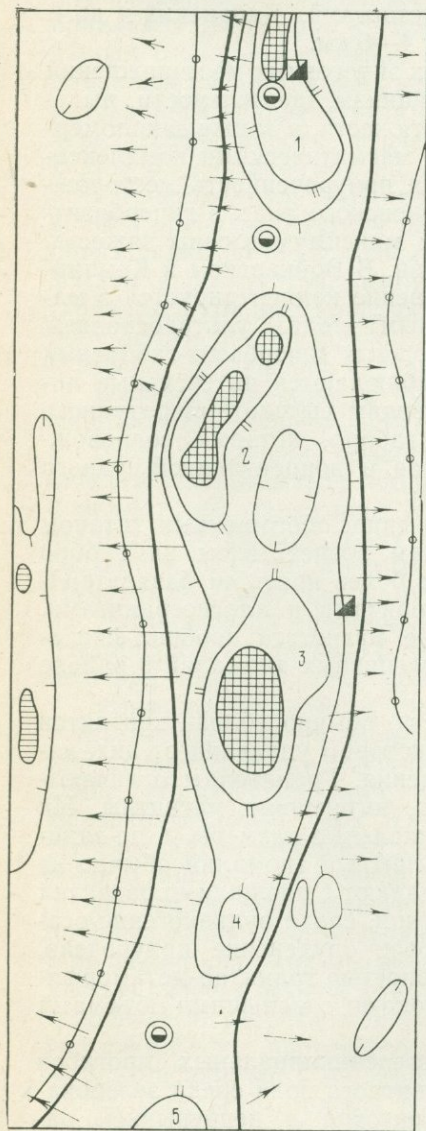
базальтоидных плагиигранитов, к которым тяготеют медноколчеданные месторождения, как правило, немагнитны и сопровождаются слабо выраженными контактными ореолами, обогащенными магнетитом (фиг. 3). Таким образом, рудоносные формации, с которыми связано медноколчеданное и скарново-магнетитовое оруденение, различаются по физическим характеристикам. Поэтому области распространения этих формаций могут быть оконтурены с использованием геофизических данных.

В Тагильском прогибе медноколчеданные месторождения либо залегают в вулканических депрессиях, расположенных между гипербазит-габбровыми массивами и выполненными вулканитами контрастной формации (Шемурская, Валенторская, Кабанская депрессии), либо приурочены к линейным зонам по контакту гипербазит-габбровых массивов (Кировградское, Дегтярское месторождения). Во всех случаях медноколчеданное оруденение локализуется вблизи участков с резким изменением мощности вулканогенных образований.

Внутри крупных максимумов силы тяжести скарново-магнетитовые и медноколчеданные месторождения проявлены в тех участках, где, по геофизическим данным, картируются не выходящие на дневную поверхность интрузивы базальтоидов,

например в Гайско-Бурибайском меднорудном районе или в Тагило-Кушвинском железорудном районе, приуроченном к надинтрузивной зоне Тагило-Баранчинского массива. Характерно, что внутри крупных максимумов силы тяжести медноколчеданные месторождения: расположены обычно в участках их наибольшего осложнения и нарушенности.

Фиг. 3. Схема районирования физических полей



- 1 — контуры региональных аномалий;
- 2 — зоны резкой смены среднего уровня поля;
- 3 — контуры локальных аномалий первого порядка;
- 4 — контуры локальных аномалий второго порядка;
- а — менее интенсивных,
- б — более интенсивных;
- 5 — обособленные экстремальные участки в пределах локальных аномалий:
- а — относительные максимумы,
- б — относительные минимумы;
- 6 — зоны горизонтальных градиентов (размеры стрелок указывают на увеличение интенсивности градиента);
- 7 — рудные узлы медноколчеданных месторождений;
- 8 — рудные узлы скарново-магнетитовых месторождений.

Цифрами на схеме обозначены аномалии, отвечающие габбровым и ультрабазитовым массивам:

- 1 — Помурский,
- 2 — Денежкин Камень,
- 3 — Кумба,
- 4 — Княспинский,
- 5 — Кытлымский.

Геологическое обоснование этой фигуры дано в статье Б. А. Попова и др. в настоящей книге

При более детальном анализе физических полей в областях развития рудоносных вулканогенных формаций наблюдается связь месторождений меди и железа с зонами локальных максимумов силы тяжести. Это обусловлено, очевидно, приуроченностью месторождений железа и меди к вулcano-купольным структурам, центры которых сложены основными породами повышенной плотности, а по периферии развиты кислые вулканогенные образования и субвулканиты, сопровождаемые интенсивными гидротермально-метасоматическими изменениями. Соответственно здесь фиксируются локальные понижения поля силы тяжести. Участкам развития интенсивных метасоматических изменений вулканитов отвечают наиболее низкие значения пониженных граничных скоростей и аномалии электропроводимости. Зонам развития кварц-серицитовых сланцев по кислым эффузивам соответствуют локальные отрицательные аномалии магнитного поля.

ВЫВОДЫ

1. Геофизические исследования в тесной связи с геологическими данными позволяют в пределах Уральского подвижного пояса проследить по характеру физических полей границы структурно-формационных и металлогенических зон, выделить внутри них рудоносные зоны и рудные узлы эндогенных месторождений.

2. При металлогеническом районировании и изучении эндогенной металлогении Урала большое значение имеет установление комплексом геофизических методов мощности и состава земной коры, в первую очередь ее гранитно-метаморфического и базальтового слоев. С учетом особенностей строения и состава последнего выделены фемический, сиалический и промежуточный сиалическо-фемический типы земной коры, различающиеся по металлогении.

3. Уральский подвижной пояс со свойственной ему продольной зональностью характеризуется также поперечной блоковостью, в значительной мере влияющей на региональную металлогению и кустовое распределение рудных узлов эндогенных месторождений. На основе геофизических исследований выделяются общие для Урала и фундамента смежных платформ трансуральские структуры и в их пределах — более мелкие блоки.

4. Разноплановая, в первую очередь общая для Уральского подвижного пояса и прилегающих платформ поперечная блоковость, наряду с другими рассмотренными в статье геолого-геофизическими данными, не дает оснований для предположения о значительных (в сотни километров) амплитудах горизонтальных движений для всего Урала в целом. Горизонтальные движения отдельных блоков действительно играли большую роль в тектонической истории региона, но их максимальная амплитуда, судя по геофизическим данным, вряд ли превышала первые десятки километров.

5. Четкое проявление в физических полях площадей развития метасоматически измененных пород, играющих важную роль в локализации промышленного оруденения, позволяет картировать с помощью геофизических методов в комплексе с петрофизическими исследованиями зоны регионального метасоматоза и локальные метасоматические ореолы в рудных полях эндогенных месторождений.

Авторы не считают решенными все поставленные ими проблемы. В то же время можно полагать, что многие выявленные закономерности имеют более общий характер.

Литература

1. *Ананьева Е. М., Дорофеев Б. В., Ермаков Н. П., Дудкина З. П.* Геофизические исследования геологического строения Урала.— В кн.: Методика, техника и результаты геофизической разведки. «Недра», 1967.
2. *Ананьева Е. М., Дорофеев Б. В., Ермаков Н. П., Рыбалка В. М.* Новые данные о тектонике, магматизме и металлогении Урала, полученные на основании анализа гравитационных и магнитных полей.— В кн.: Применение гравиметровых и магнитных съемок при геологическом картировании, поисках и разведке рудных месторождений. М., 1971.
3. *Дорофеев Б. В.* Развитие сопряженных активизированных зон на Урале.— В кн.: Глубинное строение Урала. «Наука», 1968.
4. *Дорофеев Б. В., Ананьева Е. М., Бачич А. П. и др.* Структурно-тектонические зоны Урала и их отображение в физических полях.— В кн.: Состояние и задачи разведочной геофизики. «Недра», 1970.
5. *Дорофеев Б. В., Ананьева Е. М., Ермаков Н. П., Рыбалка В. М.* Строение Урала и его связь с сопредельными областями по геофизическим данным.— В кн.: Разведочная геофизика СССР на рубеже 70-х годов. «Недра», 1974.
6. *Дорофеев Б. В., Ананьева Е. М., Прямоносов П. С.* К вопросу о влиянии поперечных структур на размещение эндогенного оруденения Урала.— Труды Сверд. горн. ин-та, 1975, вып. 107.
7. *Дружинин В. С., Рыбалка В. М., Халевин Н. И.* Результаты глубинных сейсмических зондирований на Свердловском пересечении и перспективы дальнейших исследований Урала.— В кн.: Глубинное строение Урала. «Наука», 1968.
8. *Рыбалка В. М.* Использование данных о глубинном строении земной коры для мелкомасштабного прогнозирования.— Разв. и охрана недр, 1976, № 8.

**В. И. Робонен, С. И. Рыбаков, В. Я. Горьковец,
В. М. Чернов, В. И. Коросов**

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ СПЕЦИФИКА РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ БАЛТИЙСКОГО ШИТА

Характерной особенностью структуры Балтийского щита, так же как и других докембрийских щитов, является наличие древнейших блоков (кратонов), которые окаймляются более молодыми средне- и верхнепротерозойскими подвижными поясами. В его пределах выделяются Кольско-Норвежский, Карельский, Южно-Финляндский, Центрально-Шведский и Северо-Шведский кратоны (см. фигуру). Они сложены преимущественно гнейсо-гранитами и гнейсовыми комплексами, среди которых устанавливаются «реликты» древнейших осадочно-вулканогенных формаций. На всем щите эти осадочно-вулканогенные формации, независимо от установленного для них абсолютного возраста, занимают одинаковую геологическую позицию: слагают наиболее низкие части стратиграфических разрезов раннепротерозойских образований и часто залегают непосредственно на гранито-гнейсовом фундаменте. Низы разрезов, как правило, гранитизированы и достоверно не устанавливаются. Осадочно-вулканогенные формации на современном эрозионном срезе часто приурочены к относительно узким и протяженным шовного типа структурам, образующим ветвящиеся палеовулканические зоны между более мелкими блоками реоморфизованного фундамента, выступающими в виде гранитоидных куполов. Образование подобных структур связано, по-видимому, с дроблением гранитной коры глубинными разломами, которые и контролируют развитие раннепро-

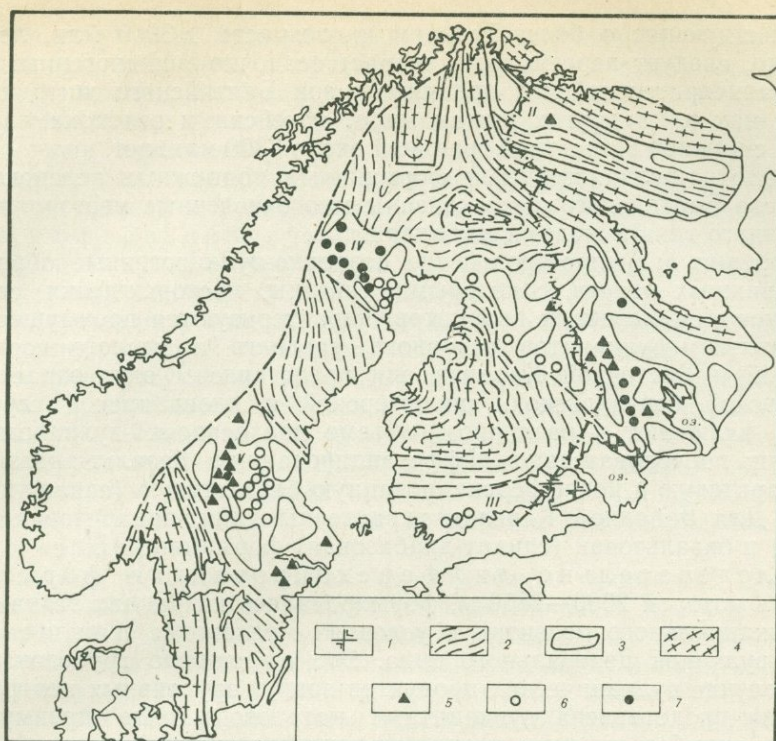


Схема размещения раннепротерозойских блоков (кратонов) на Балтийском щите

- | | | |
|--|--|--------------------------|
| 1 — граниты рапакиви (Pt ₂); | 4 — блоки (кратоны) архейской (нижнепротерозойской?) стабилизации; | 7 — серноколчеданные. |
| 2 — постраннепротерозойские подвижные зоны; | 5 — 7 — месторождения: | Блоки (кратоны): |
| 3 — раннепротерозойские блоки (кратоны) с овалами гранитоидных куполов реоморфизованного фундамента; | 5 — железорудные, | I — Карельский, |
| | 6 — медноколчеданные и колчеданно-полиметаллические, | II — Кольско-Норвежский, |
| | | III — Южно-Финляндский, |
| | | IV — Северо-Шведский, |
| | | V — Центрально-Шведский |

терозойского вулканизма в пределах всего щита [3, 8]. Обобщение большого геофизического материала по восточной части Балтийского щита, проведенное М. Я. Цирульниковой, Г. Н. Сухолетовой [10], Н. Н. Болгурцевым и И. М. Кузьминым, подтверждает блоковое строение щита. Палеовулканические зоны, которые могут рассматриваться как раннепротерозойские подвижные пояса, в современном виде по существу представлены своими корневыми частями. Их ширина зависит от глубины эрозионного среза и колеблется от первых километров до нескольких десятков километров. Наиболее узкие зоны наблюдаются в пределах Кольско-Норвежского и Карельского блоков, а в Центрально-Шведском и Северо-Шведском блоках вулканические комплексы нередко слагают широкие поля, особенно в местах пересечения нескольких шовных структур. Подвижные пояса Балтийского щита по своей морфологии и формационному составу слагающих их пород сходны с так называемыми архейскими зеленокаменными поясами многих щитов мира, и по-видимому, характеризуют протогeosинклинальные условия их образования.

В настоящее время за нижнюю границу рассматриваемых образований принят возраст 2700 ± 100 млн. лет (нижний протерозой). Однако в последнее время для Карело-Кольского региона появляются данные,

свидетельствующие о более древнем их возрасте >3000 млн. лет [5]. Возможно, следует пересмотреть возраст осадочно-вулканогенных формаций раннепротерозойских подвижных зон Балтийского щита и считать их, как и на других щитах мира, архейскими зеленокаменными поясами с нижней возрастной границей около 3300 млн. лет.

С осадочно-вулканогенными формациями подвижных зеленокаменных поясов Балтийского щита связаны многочисленные месторождения колчеданного типа и железистых кварцитов.

В Карелии раннепротерозойские осадочно-вулканогенные образования подвижных поясов, с которыми связаны месторождения серных колчеданов и железистых кварцитов, характеризуются преимущественным развитием вулканитов основного, среднего и кислого составов. В Южной и Восточной Карелии они представлены разновозрастными парандовской, бергаульской, тикшозерской и ялонваарской сериями, которые включают в различном объеме две осадочно-вулканогенные формации: последовательно дифференцированную базальт-андезит-дацит-липаритовую и недифференцированную базальтовую (спилит-диабазовую). Для Западной Карелии характерны дацит-липаритовая (лептитовая) и базальтовая (спилит-диабазовая) формации [11].

Последовательно дифференцированная формация, мощность которой 2500—2800 м, формировалась на ранних этапах протогeosинклинального развития в условиях мелководья и наличия островных вулканов центрального типа. Это обусловило грубозональное распределение вулканических продуктов вокруг эруптивных центров [7]. Формация представлена вулканитами натриевого ряда преимущественно андезит-базальтового и андезит-дацитового состава.

Фациальный состав последовательно дифференцированной формации различный: в одних районах (Игнойла, Ялонваара) преобладает пирокластическая фация ($KЭ=60-70\%$), в других же (Чалка) значительную роль играют лавы андезитового состава ($KЭ=40-50\%$). Широко развиты вулканогенно-осадочные фации, вмещающие серноколчеданные месторождения. Серноколчеданные залежи пирротин-пиритового состава образуют согласные пластообразные тела и постоянно ассоциируют с туффитами андезит-дацитового состава, кремнистыми туффитами, хемогенными кварцитами, графитистыми сланцами, прослоями карбонатных пород. Эти месторождения полигенетичны, они формировались в два этапа: 1) вулканогенно-осадочный — сингенетичное отложение пиритовых руд; 2) метаморфогенный — регенерация колчеданных руд и образование пирротиновой минерализации [6]. Метаморфогенный этап сопровождается формированием рудопроявлений медно-никелевых и полиметаллических руд за счет выноса серы из колчеданных руд и мобилизации некоторых рудогенных элементов из вмещающих пород. Кроме серноколчеданного оруденения, в Карелии известно несколько медных и медно-никелевых рудопроявлений — Ялонваарское рудное поле, Хаутаваары, Каменные озера (Восточная Карелия).

С наиболее кислой верхней частью разреза последовательно дифференцированной формации по фациальному и химическому составу сходна выделяемая в Западной Карелии дацит-липаритовая (лептитовая) формация, представленная гимольской серией нижнего протерозоя — аналогом парандовской, ялонваарской и бергаульской серий. Дациит-липаритовая формация связана с инверсионной стадией протогeosинклинального этапа развития территории и залегает в верхах разреза гимольской серии. Формация сложена пирокластическими фациями липарит-дацитового и липаритового состава натриевого и калий-натриевого ряда. Отсутствуют вулканиты андезитового состава. Верхние части разрезов этой формации составляют первично-осадочные породы, ритмично-слоистые флишеподобные песчано-глинистые осадки, превра-

щенные в результате метаморфизма в гнейсы и сланцы, гравелиты и конгломераты, кварциты, графитистые сланцы. С дацит-липаритовой формацией связаны наиболее крупные железорудные месторождения Карелии. Железные руды представлены гронеритовыми, биотитовыми и рибекитовыми разностями с 20—45% железа. Железорудные толщи включают мощные протяженные тела, ассоциирующие преимущественно с терригенными и вулканогенно-осадочными образованиями.

Недифференцированная базальтовая (спилит-диабазовая) формация распространена в западной, южной и восточной частях Карелии, где мощность ее образований 2000—3000 м.

В составе этой формации преобладают толеито-базальтовые лавы. Образование формации происходило в подводных условиях, о чем свидетельствуют присутствие осадочных и вулканогенно-осадочных горизонтов между лавовыми потоками и значительное распространение подушечных лав. Горизонты вулканогенно-осадочных пород состоят из амфиболовых и графитистых сланцев, хемогенных кварцитов, кварц-магнетит-амфиболовых сланцев со значительной сульфидной и магнетитовой минерализацией; известны небольшие рудопроявления железистых кварцитов.

Возрастные взаимоотношения перечисленных формаций довольно сложны. Во всех районах наблюдается переслаивание диабазов недифференцированной формации с туфами и вулканогенно-осадочными породами последовательно дифференцированной и дацит-липаритовой (лептитовой) формацией. По-видимому, они связаны с разноглубинными источниками соответствующих магм, действовавших близко-одновременно. В верхних частях разрезов нижнепротерозойских подвижных поясов увеличивается доля продуктов кислого вулканизма и терригенно-осадочных образований.

Сходные взаимоотношения наблюдаются и в других регионах Балтийского щита. На Кольском п-ове в составе кольской серии выделена лептитовая формация [4], которая по своему составу сходна с дацит-липаритовой (лептитовой) формацией Карелии. С нею также связаны железорудные месторождения. Лептитовая формация Кольского п-ова состоит из вулканитов среднего и кислого состава, метаморфизованных в условиях амфиболитовой и частично гранулитовой фаций регионального метаморфизма. Как и в Карелии, лептитовая формация предположительно залегает на гранито-гнейсовом фундаменте, возраст которого превышает 2900—2700 млн. лет.

В Финляндии в пределах Карельского блока финские геологи описывают осадочно-вулканогенные образования в составе гранито-гнейсового фундамента карелид (в понимании геологов Финляндии), возраст которого более 2900—2700 млн. лет [1].

Наблюдения, сделанные в районах колчеданных месторождений Финляндии — Оутокумпу, Полвиярви, Пюхасалми, Виханти, показывают, что здесь развиты преимущественно в различной степени метаморфизованные вулканиты среднего и кислого состава и ассоциирующие с ними вулканогенно-осадочные породы, вмещающие колчеданные руды. Этот комплекс пород сходен с последовательно дифференцированной формацией Карелии. Наиболее крупными колчеданными месторождениями здесь являются Оутокумпу, Вуонос, Пюхасалми, Виханти, главными полезными компонентами которых являются медь и цинк.

Рудные тела образуют согласные пласто- или линзоподобные залежи среди кварцитов, серицит-кварцевых графитистых и других сланцев, скарнированных карбонатных пород, прорванных телами гипербазитов. В настоящее время генезис этих месторождений большинством геологов признается первично вулканогенно-осадочным. Региональный метаморфизм привел к значительному преобразованию руд, перекристаллизации и обогащению полезными компонентами определенных частей

рудных тел [14]. С лептитовой формацией Карелии, по-видимому, можно сопоставлять свиту иломанси, с которой связаны небольшие железорудные месторождения, аналогичные карельским. Кроме лептитов, здесь присутствуют также вулканиты основного состава.

В пределах Южно-Финляндского блока, в зоне Ориярви, развиты лептиты — метаморфизованные вулканиты андезитового, дацитового и липаритового состава натриевого или кали-натриевого ряда, среди которых присутствуют горизонты базальтов. С ними ассоциируют вулканогенно-осадочные кремнистые породы, горизонты скарнированных известняков, вмещающие колчеданно-полиметаллические месторождения Ориярви, Мятсямонту, Айяла. Рудные тела этих месторождений имеют форму согласных крутопадающих линз и состоят из пирита, пирротина, сфалерита, галенита, халькопирита, арсенопирита. Главными ценными металлами являются цинк, свинец, медь. В рудах содержится примесь серебра и золота. Месторождения подверглись региональному метаморфизму в условиях амфиболитовой фации и железо-магнезиальному метасоматозу [12].

Возраст сингенетичных руд Оутокумпу, определенный свинцовым методом, равен 2300 млн. лет [9]. Возраст вулканитов, с которыми ассоциируют руды, по-видимому, не менее 2300 млн. лет.

На территории Швеции протогеосинклинальный этап развития представлен так называемой лептитовой формацией в Центральной Швеции, выделенной как Центрально-Шведский блок (кратон). Возраст ее определяется как раннесвекофенский и ранее относился Н. Магнуссоном к архею. Г. И. Коарк [16] рассматривает ее как нижнюю часть протерозоя, с абсолютным возрастом не менее 2300 лет. В составе этой формации преобладают лавы и туфы дацитового состава; широко развита вулканогенно-осадочная фация с прослоями карбонатных пород. Подчиненное значение имеют вулканиты базальтового состава. Для лептитов характерно относительно высокое содержание щелочей калиевого и натриевого состава.

С лептитовой формацией Центральной Швеции связаны многочисленные колчеданно-полиметаллические и железорудные месторождения. Известно более 20 колчеданно-полиметаллических месторождений так называемого фалунского типа: Фалун, Гарпенберг, Риллсхиттан, Кальвбекен, Сала и др. Вмещающими породами для них служат рассланцованные лептиты, кварциты, прослойки скарнированных известняков. Рудные тела имеют форму линз, штоков, столбов [15] и вместе с вмещающими породами смяты в складки. Широко проявлен железо-магнезиальный метасоматоз, который захватил и колчеданные руды. Этот процесс выразился в образовании антофиллита, кордиерита, хлорита, флогопита, граната, ставролита, силлиманита, андалузита, диоксида и других железо-магнезиальных минералов. Наиболее распространенные рудные минералы — пирит, пирротин, сфалерит, галенит, халькопирит, а главные полезные компоненты — свинец и цинк. Из руд извлекаются также медь, серебро, золото, сера.

В настоящее время среди различных гипотез относительно генезиса рассматриваемых месторождений преобладает точка зрения Г. И. Коарка [15] об эксгаляционно-осадочном происхождении руд и последующем их метаморфизме. Железо-магнезиальный метасоматоз является наложенным процессом и связан, по-видимому, с региональным метаморфизмом в термодинамических условиях амфиболитовой фации.

Кроме колчеданных, в Центральной Швеции известны железорудные месторождения, связанные также с лептитовой формацией. Наиболее типичные из них — Стрип, Стриберг, Норберг. Рудные залежи состоят из типичных полосчатых железистых кварцитов, залегающих среди вулканогенно-осадочных пород лептитовой формации с горизонтами известняков и доломитов. Главный рудный минерал — магнетит, реже

встречаются гематит и в некоторых месторождениях (Гренгесберг) апатит, сидерит и марганцовистые минералы. Часть железорудных залежей представлена скарнами с магнетитом. Между полосчатыми железистыми кварцитами и скарновыми рудами наблюдаются постепенные переходы. На основании этого шведские геологи пришли к выводу, что первоначально все руды обладали полосчатой текстурой, имели осадочный (вулканогенно-осадочный) генезис и позже подверглись региональному метаморфизму, железо-магнезиальному метасоматизму и были преобразованы в скарны [2]. Последний процесс они связывали с раннесвекофенскими гранитами.

В пределах Северо-Шведского блока (область Шелефтео) широко развиты вулканы серии Маурлиден раннесвекофенского возраста, с которой связаны многочисленные колчеданные месторождения. Эта серия залегает предположительно на гранито-гнейсовом фундаменте и перекрыта осадочной филлитовой серией Эльваберг, состоящей из графитистых филлитов, песчаников, граувакк, известняков и конгломератов.

В районе Шелефтео значительно проявлены как вулканы натриевого ряда среднего — кислого состава, сопоставимые с последовательно дифференцированной формацией, так и вулканы базальтовой состава, соответствующие недифференцированной формации Карелии.

Химический состав изменяется от андезитов (реже андезито-базальтов) до липаритов в верхних частях разреза. В фациальном составе серии преобладают пирокласты: глыбовые, агломератовые и другие туфы, туффиты, меньше лав и субвулканических образований [13].

С осадочно-вулканогенными формациями области Шелефтео связаны многочисленные, но небольшие по размерам колчеданно-полиметаллические существенно медно-цинковые месторождения. Большинство месторождений приурочено к контакту вулканической серии Маурлиден и филлитовой серии Эльваберг. Рудные тела имеют форму согласных пластов или линз и вместе с вмещающими породами смяты и метаморфизованы. Д. Т. Рихард и Г. Цвайфель [17] рассматривают эти месторождения как стратиформные (вулканогенно-осадочные) и метаморфизованные.

Таким образом, сравнивая вулканизм раннепротерозойских подвижных поясов в пределах всего Балтийского щита, даже при недостатке данных можно видеть формационное сходство развитых в них вулканогенных комплексов и тенденцию временной и пространственной эволюции древнейшего вулканизма. В результате активного раннепротерозойского корового и мантийного вулканизма на щите сформировался ряд осадочно-вулканогенных формаций: 1) последовательно дифференцированная базальт-андезит-дацит-липаритовая, 2) дацит-липаритовая (лептитовая), 3) недифференцированная базальтовая (спилит-диабазовая).

Время заложения подвижных зеленокаменных поясов на древнейшем гранито-гнейсовом фундаменте и завершения развития этих структур на различных блоках Балтийского щита было различным. Наиболее раннее завершение развития протогеосинклинального цикла (2600 ± 100 млн. лет) отмечается в пределах Карело-Кольского региона, а в Финско-Шведском отмечается позднее (не ранее $2300 \pm n$ млн. лет) [18]. Характерно совмещение во времени и пространстве последовательно дифференцированной базальт-андезит-дацит-липаритовой, дацит-липаритовой (лептитовой) и недифференцированной базальтовой (спилит-диабазовой) формаций. В структурах более позднего завершения протогеосинклинального этапа наблюдается увеличение в объеме продуктов кислого (дацит-липаритового) вулканизма, а также повышение щелочности пород формаций. С осадочно-вулканогенными формациями раннего протерозоя на Балтийском щите генетически связаны многочисленные месторождения колчеданных и железных руд вулканогенно-осадочного генезиса. Наблюдается закономерная смена типов оруденения

от регионов с наиболее ранним завершением вулканоконтролирующих структур к более поздним, что обусловлено эволюцией вулканизма во времени. Для наиболее ранних этапов вулканизма характерно преобладающее развитие первично вулканогенно-осадочного серноколчеданного оруденения и железистых кварцитов. Со структурами, которые завершили развитие в более позднее время наряду с железорудным и серноколчеданным оруденением, связано медноколчеданное, колчеданно-полиметаллическое, имеются признаки марганцевого, сурьмяного и кобальтового оруденения.

Металлогенический облик раннепротерозойских подвижных зон определялся в первую очередь вулканогенно-осадочными процессами. При региональном метаморфизме в термодинамических условиях, изменяющихся от зеленосланцевой до амфиболитовой фации, происходит регенерация железорудных и колчеданных месторождений. Вынос серы из колчеданных залежей при этом процессе и мобилизация ряда рудогенных элементов из вмещающих пород привели к образованию руд гидротермально-метаморфогенного генезиса, в частности медно-никелевых и полиметаллических.

Литература

1. *Вяйрюнен Х.* Кристаллический фундамент Финляндии. ИЛ, 1959.
2. *Гейер П., Магнуссон Н.* Железные руды Швеции.— В кн.: Железорудные месторождения мира. Т. 2. ИЛ, 1955.
3. *Горлов Н. В.* Гранито-гнейсовые купола раннего докембрия.— Изв. АН СССР, серия геол., 1975, № 12.
4. *Горяинов П. М.* К геологии, стратиграфии и генезису лептитов Балтийского щита.— В кн.: Стратиграфическое расчленение и корреляция докембрия северо-восточной части Балтийского щита. Л., «Наука», 1971.
5. *Лобач-Жученко С. В., Чекулаев В. Л., Байкова В. С.* Эпохи и типы гранитообразования в докембрии Балтийского щита. Л., «Наука», 1974.
6. *Робонен В. И., Рыбаков С. И.* Особенности колчеданного рудообразования в нижнем протерозое Карелии.— Геол. рудн. месторожд., 1975, № 1.
7. *Робонен В. И., Рыбаков С. И., Светова А. И.* Вулканогенные формации нижнего протерозоя Хаутозаарской зоны (Южная Карелия).— В кн.: Проблемы геологии нижнего протерозоя. Петрозаводск, «Карелия», 1974.
8. *Ручкин Г. В., Конкин В. Д., Сергеева Н. Е.* Колчеданное рудообразование в нижнепротерозойских толщах Карелии.— Геол. рудн. месторожд., 1972, № 5.
9. *Уомплер Дж., Калп Дж.* Изучение изотопов свинца осадочных пиритов.— В кн.: Изотопы свинца в рудных месторождениях. Атомиздат, 1969.
10. *Цирульникова М. Я., Сухолетова Г. Н.* Тектоническое строение восточных и юго-восточных склонов Балтийского щита по геофизическим данным.— В кн.: Восточная часть Балтийского щита. Геология и глубинное строение. Л., «Наука», 1975.
11. *Чернов В. М., Инина К. А., Горьковец В. Я., Раевская М. В.* Вулканогенные железисто-кремнистые формации Карелии. Петрозаводск, «Карелия», 1970.
12. *Eskola P.* On the petrology of the Orijarvi region, in Southwestern Finland.— *Fennia*, 1914, 37.
13. *Helfrich H. K.* Stratigraphie, Tektonik, Petrochemie und montangeologische Zuege am Nordrand der zentralen «Norrländgeosynklinale». Stockholm, 1971.
14. *Kahma A.* The main metallogenic features of Finland. Otaniemi, 1973.
15. *Koark H. J.* Zur Altersstellung und Eutstehung der Sulfiderze vom Typus Falun.— *Geol. Rundschau*, 1963, 52, Hf. 2.
16. *Koark H. J.* Geologie von Schweden.— *Geol. Rundschau*, 1970, 59, Hf. 2.
17. *Richard D. T., Zweifel H.* Genesis of Precambrian sulfide ores, Skellefte District, Sweden.— *Econ. Geol.*, 1975, 70, № 2.
18. *Welin E.* Den Svekofenniska orogena Zonen i norra Sverige — en preliminar diskussion.— *Geol. förenin. forhandl.*, 1970, 92, pt. 4, № 543.

А. А. Абдулин, М. А. Касымов, В. Н. Матвиенко,
Э. А. Байдильдин, А. Т. Тельгузиев

**ТИПЫ ЭНДОГЕННОГО ОРУДЕНЕНИЯ
В ДООРОГЕННОЙ ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ
ЭВГЕОСИНКЛИНАЛЕЙ**
(на примере Мугоджар, Западный Казахстан)

Доорогенная металлогения эвгеосинклиналей характеризуется поразительным постоянством набора рудных месторождений и определяется фемическим типом магматизма.

Проблема взаимосвязи между магматическими и рудными формациями, а также глубинным мантийным субстратом, с одной стороны, и особенностями тектонического развития земной коры — с другой, всегда привлекала внимание геологов. Исследования в этом направлении привели к общепризнанному представлению о мантийном происхождении базальтовых магм, а андезитовых магм как их производных. За исходное вещество мантии большинство исследователей принимают близкие к лерцолитам породы, а продуктами их магматической дифференциации считаются дуниты и гарцбургиты. Как показали работы А. П. Виноградова и др. [3—5, 15], Л. В. Дмитриева [9, 10], Д. Х. Грина [7, 8] и др., генетическая и пространственно-временная взаимосвязь между продуктами офиолитовой и андезитовой серий и их источниками может быть оценена в срединно-океанических и островодужных структурах океанов. Значительно осложняется решение этой проблемы для складчатых областей континентов, так как офиолитовые комплексы в них в результате неоднократной деформации либо разобщены, либо интенсивно метаморфизованы. Метаморфизм орогенных поясов усложняет картину геохимической эволюции офиолитовых комплексов и различных геологических формаций эвгеосинклиналей. Тем не менее в зарубежной и отечественной литературе приводятся данные, позволяющие высказать представление о формировании эвгеосинклиналей на габбро-гипербазитовом фундаменте. Этот меланократовый фундамент сравнивается с ложем океанов и рассматривается как продукт верхней мантии палеоокеанической структуры. Таким образом, появляется возможность использовать данные по взаимосвязи офиолитов с андезитовыми формациями современных океанических структур при реставрации палеотектонического развития эвгеосинклинальных структур складчатых областей. В свете изложенного, как нам представляется, офиолиты и перекрывающие их эвгеосинклинальные толщи среднего палеозоя Мугоджар заслуживают детального изучения.

В пределах Мугоджар с запада на восток выделяются следующие структурно-формационные зоны: Зилаирская с внутренней частью Предуральского краевого прогиба, Сакмарская, Орь-Илекская, Западно-Мугоджарская, Иргизская, Зауральская и Кустанайская. Как в отдельной структурной зоне, так и на всей площади региона удается проследить последовательную смену различных комплексов пород, отвечающих отдельным стадиям развития геосинклинали. Наиболее полные разрезы офиолитов и перекрывающих их эвгеосинклинальных толщ отмечаются в Сакмарской зоне.

Существующие представления о генезисе и структурном положении пород офиолитовой серии Сакмарской зоны довольно противоречивы. По мнению ряда исследователей [12—14, 16, 17, 21], породы этой серии слагают останец крупного офиолитового аллохтона, залегающий на миогеосинклинальных отложениях (D_3-C_1). Ими установлено, что разрез Сакмарского офиолитового покрова начинается с серпентинизиро-

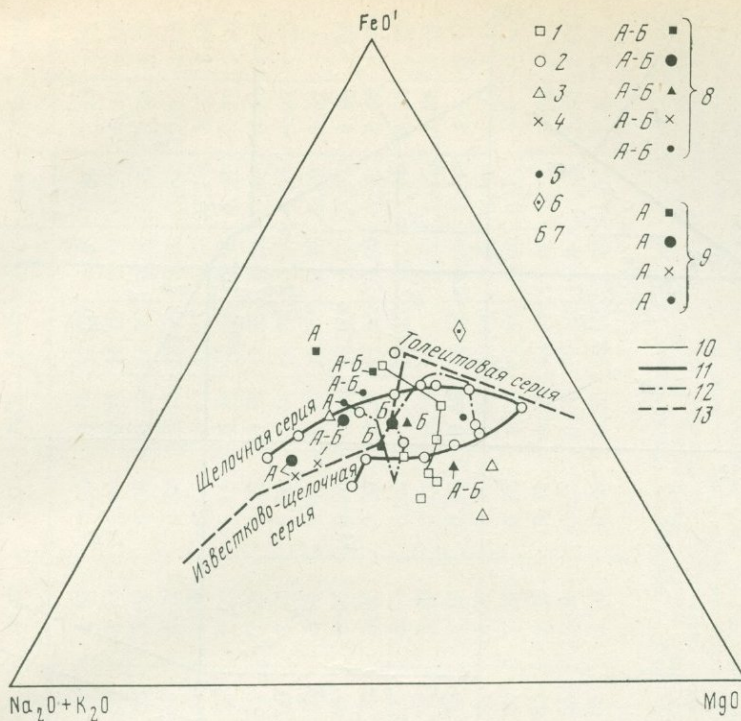
ванных гарцбургитов и дунитов, которые выше сменяются метасоматическими габброидами, полосчатыми амфиболитами и венчаются актинолитовыми сланцами и зеленокаменно-измененными диабазами. Геологические данные последних лет убеждают в том, что сакмарские офиолиты являются автохтонными образованиями, выведенными на поверхность за счет сужения геосинклинального бассейна [1]. В Западно-Мугоджарской и Иргизской зонах Мугоджар отмечаются небольшие разобщенные тела серпентизированных, развальцованных и рассланцованных гипербазитов. Выведенные на поверхность по крупным разломам, они, вероятно, на глубину распространены более широко и слагают основание диабаз-спилит-яшмовой формации ордовика — силура. Такое представление находит подтверждение в структурно-стратиграфических соотношениях пород офиолитовой формации на северном продолжении Западно-Мугоджарской структуры в пределах Урала (особенно на Полярном Урале) [18, 19].

Установлено, что меланократовый фундамент эвгеосинклинальных толщ палеозоя Мугоджар содержит метаморфизованные базальтоиды и ультрамафиты, сформированные в разные тектонические циклы, включая и позднекембрийский. На наличие древних гипербазитов и базальтоидов указывают продукты размыва офиолитов, включая кластогенные хромшпинелиды в отложениях нижнего ордовика, а также данные радиометрического определения возраста (570—510 млн. лет) габбро-амфиболитов Кемпирсайского массива [6].

Анализ минерального состава и структурно-текстурных особенностей различных типов ультрамафитов Сакмарской зоны свидетельствует о том, что дуниты и гарцбургиты образовались путем гравитационной дифференциации в очагах плавления мантийного субстрата хромшпинелевой фации глубинности. По-видимому, этот процесс способствует сегрегационному осаждению хромшпинелидов в ультрабазитах (по правилу Розенбуша), давая начало формированию донных залежей хромитов. Непрерывное конвективное перемешивание расплава и перенос тепла снизу вверх в очагах плавления сопровождаются кристаллизацией внизу и плавлением вверху. К отделившейся легкоплавкой фракции из очагов плавления мантийного субстрата, расположенного ниже зоны, богатой тугоплавкими остаточными альпинотипными гипербазитами¹, относятся те базальтоиды, которые в современном денудационном срезе региона представлены сложно дислоцированными телами габброидов, габбро-амфиболитов и амфиболитов, залегающих между гипербазитовым комплексом и ордовикско-силурийскими вулканитами. Их последующая деформация и перекристаллизация обусловлены доордовикскими тектоническими процессами. Следует отметить, что выявление характера соотношения рассматриваемого габбро-амфиболитового комплекса с другими членами офиолитовой ассоциации является задачей дальнейшего углубленного изучения.

Фации кембро-ордовикских отложений миогэосинклинали на западе Мугоджар и Урала фиксируют процессы погружения, видимо, связанные с растяжением земной коры после проявления байкальской орогении. Аналоги этих отложений в восточных районах в пределах современных эвгеосинклинальных структур региона изучены слабо. Отметим лишь, что в начале палеозоя регион представлял собой морской бассейн типа окраинно-океанического с гетерогенным основанием, состоящим из блоков древней континентальной коры (микроконтиненты) и океанической коры, как древней, так и новообразованной [1, 20]. В прогибах с меланократовым фундаментом формируются рифтогенные структуры растяжения, в которых происходит излияние эффузивных и ста-

¹ Такого рода тугоплавкий материал, принадлежащий к альпинотипным гипербазитам, характерен для верхней мантии дна Атлантического океана [2].



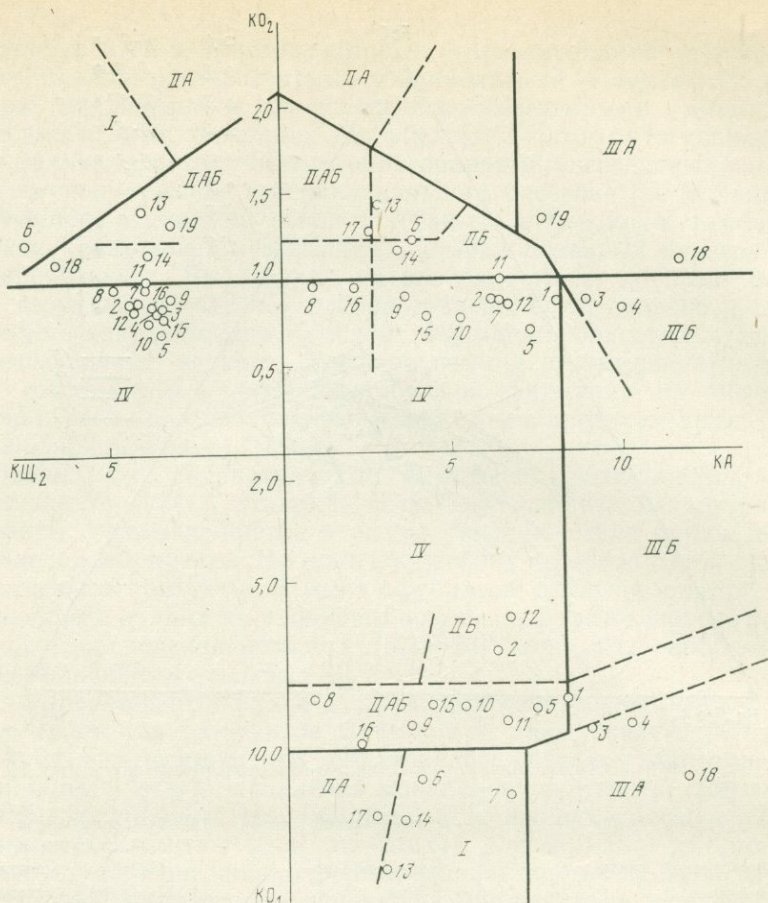
Фиг. 1. Диаграмма составов базальтов Западно-Мугоджарской зоны, по Н. С. Ярославцевой [22]

- 1-6 — фигуративные точки пород:
- 1 — актогайской свиты (S ak),
 - 2 — мугоджарской свиты (S mg),
 - 3 — куркудукской свиты (S kr),

- 4 — мильяшинской свиты (D₁ml),
- 5 — даек диабазов,
- 6 — габбро;
- 7-9 — средние составы базальтоидов (Б), андезит-базальтов (А-Б) и андезитов (А) соответствующих свит;

- 10-13 — серии пород:
- 10 — актогайская свита;
- 11 — мугоджарская свита;
- 12 — куркудукская свита;
- 13 — дайки диабазов

новление интрузивных фаций базальтоидов ордовика — силура. На треугольной диаграмме окислов магния — суммарного железа — щелочей (фиг. 1), построенной Н. С. Ярославцевой, фигуративные точки пород ордовика — силура Западно-Мугоджарской зоны распределяются в поле толеитовых лав, характерных для океанических рифтовых структур. В общих чертах можно отметить, что для этих толеитовых базальтов характерно повышенное содержание щелочей (натрий преобладает над калием), меди, цинка, никеля (до 0,05%), хрома (до 0,05%), серебра, ртути и других элементов. На диаграмме петрохимических типов базальтоидов Мугоджар (фиг. 2, табл. 1), построенной по методу Н. Л. Добрецова [11], достаточно убедительно показано, что основная часть пород попадает в поля континентальных толеитов на диаграммах CO_2 — KA и CO_2 — $KЩ_2$ и промежуточных базальтов рифтовых зон на диаграммах KA — CO_1 (№ 1—5, 7—16) и CO_2 — $KЩ_2$ (№ 13, 14, 18, 19). Характерно, что к указанным разновидностям пород относятся базальтоиды, отмеченные во всех синклиорных зонах Мугоджар. Некоторые из указанных пород на частных диаграммах попадают в поля развития оливиновых щелочных базальтов (№ 2, 12 на диаграмме KA — CO_1), плагиобазальтов срединно-океанических хребтов (№ 3, 4 на диаграмме KA — CO_1) или высокоглиноземистых базальтов андезит-базальтовых серий островных дуг (№ 3, 4 на диаграмме CO_2 — KA).



Фиг. 2. Петрохимические типы базальтоидов Мугоджар по средним величинам коэффициентов CO_1 , CO_2 , $КА$ и $КЩ_2$

Средние составы: океанические базальты (I — оливиновые толеиты гавайского типа, IIА — оливиновые щелочные базальты, IIIА — плагиобазальты срединно-океанических хребтов, IIIБ — промежуточные базальты андезито-базальтовых серий островных дуг); континентальные толеиты (IV — плагиобазальты, IIБ — оливиновые щелочные базальты). Номера точек соответствуют номерам выборок в табл. 1

Кроме отмеченных петрохимических типов базальтоидов, в Мугоджарах устанавливаются фрагменты щелочных океанических оливиновых базальтов (№ 17 на диаграмме $КА—CO_1$), океанических оливиновых толеитов гавайского типа (№ 6, 7, 13, 14 на диаграмме $КА—CO_1$). Интерес представляет изменение петрохимических типов базальтоидов мугоджарской свиты в пределах Западно-Мугоджарской зоны, базальтоиды южной части которой относятся к океаническим оливиновым толеитам гавайского типа (№ 6, 7), а на севере — к континентальным толеитам (№ 8, 9). Такое различие, видимо, связано с тем, что базальтоиды севера Западно-Мугоджарской зоны относятся к различным стратиграфическим уровням, образования которых претерпели сложную петро- и геохимическую эволюцию.

Геохимическое изучение офиолитовых формаций рифтовых структур современных океанов убеждает нас в том, что источником всех названных элементов, а также воды и кремнекислоты служат сами мантийные породы. При подъеме легкоплавких базальтовых расплавов из зон плавления мантийного субстрата происходит не только миграция рудогенных элементов, но и их перераспределение и некоторая концентрация под действием сопровождающих их явлений дегазации легкоплавких и

Таблица 1
Средние результаты химических анализов базальтоидов Мугуджар (в вес. %)

№ выборки (число проб)	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ΣFeO	KO ₁	KO ₂	KA	KЩ ₂
1 (5)	50,24	1,48	16,96	5,30	6,68	0,23	6,64	7,77	4,17	0,39	0,14	11,45	8,43	0,86	8,28	3,72
2 (6)	48,20	1,83	16,94	6,31	8,60	0,22	6,72	7,03	2,73	1,08	0,24	14,18	7,14	0,87	6,21	4,45
3 (4)	47,87	1,64	18,23	4,25	8,16	0,18	6,19	8,03	5,20	0,06	0,19	11,99	9,29	0,85	8,95	3,46
4 (5)	49,00	1,61	18,06	5,78	7,56	0,22	6,97	5,43	4,79	0,33	0,25	13,76	9,20	0,82	10,07	3,53
5 (11)	49,14	1,33	16,27	5,22	7,88	0,15	6,60	8,52	4,50	0,16	0,23	12,57	8,78	0,70	7,33	3,49
6 (14)	45,58	2,10	14,24	4,01	9,63	0,23	7,08	14,70	2,03	0,16	0,24	12,24	10,80	1,21	3,92	7,50
7 (8)	49,68	1,30	14,78	4,8	7,03	0,22	7,06	10,79	3,12	0,52	0,16	11,35	8,64	0,87	6,51	4,06
8 (4)	47,84	2,29	13,04	4,69	10,76	0,21	6,29	12,05	2,49	0,20	0,14	14,98	10,27	0,96	0,97	4,85
9 (3)	50,64	1,76	13,91	4,90	9,16	0,12	6,90	8,10	3,91	0,43	0,17	13,57	9,13	0,89	3,61	3,2
10 (36)	49,82	1,63	15,15	4,37	9,25	0,16	6,25	9,25	3,66	0,26	0,20	13,18	8,73	0,77	5,30	3,86
11 (25)	50,02	2,12	16,48	6,66	5,52	0,16	5,42	9,28	3,95	0,20	0,20	11,51	9,06	0,99	6,49	3,97
12 (143)	50,21	1,50	15,6	4,87	7,67	0,14	6,77	9,18	3,67	0,20	0,19	12,05	9,17	0,84	6,58	4,25
13 (3)	48,88	2,19	14,44	4,73	10,15	0,23	9,37	6,35	3,40	0,11	0,15	14,4	13,42	1,42	2,86	4,11
14 (1)	47,85	2,40	15,94	6,95	9,23	0,21	7,48	5,15	4,13	0,10	0,56	15,48	11,98	1,16	3,4	3,77
15 (2)	51,74	2,11	14,94	4,85	8,45	0,18	4,87	7,92	4,27	0,15	0,50	12,81	8,64	0,80	4,27	3,38
16 (4)	49,96	2,15	13,17	5,96	7,98	0,09	5,97	11,10	3,20	0,16	0,26	13,34	9,79	0,96	2,2	3,92
17 (1)	48,15	2,27	14,05	4,07	10,05	0,19	7,74	10,82	2,29	0,11	0,26	13,71	11,95	1,28	2,66	5,85
18 (5)	44,88	1,16	19,09	2,67	7,76	0,19	9,63	11,55	2,56	0,35	0,16	10,16	10,9	1,10	11,69	6,56
19 (7)	51,09	1,70	15,95	2,46	7,94	0,20	6,90	9,05	3,70	0,89	0,20	10,10	7,75	1,35	7,55	3,2

Примечание. Результаты анализов пересчитаны на 100% сухого остатка. $KO_1 = MgO + 2TiO_2 - 3K_2O$ — «коэффициент океаничности»; $KO_2 = MgO \cdot TiO_2 / \Sigma FeO$ — «коэффициент океаничности»; $KA = Al_2O_3 - \frac{1}{2} \Sigma FeO - 2TiO_2$ — «коэффициент глиноземистости»; $KЩ_2 = Al_2O_3 / (Na_2O + K_2O)$ — «коэффициент щелочности». 1 — базальты сугралинской свиты, Сакмарская зона; 2 — базальты кураганской свиты (O₁ K₁), Сакмарская зона; 3 — диабазы чаушской свиты (E₂₋₃), Орь-Илекская зона; 4 — диабазы лушниковской свиты, Сакмарская зона; 5 — базальты актогайской свиты (Sak), Западно-Мугуджарская зона; 6 — 9 — базальты мугуджарской свиты (Smg): 6 — район пос. Жиланды, Западно-Мугуджарская зона; 7 — район гор Балабахтыбай, Западно-Мугуджарская зона; 8 — район горы Катинадыр, Западно-Мугуджарская зона; 9 — район р. Орь, Западно-Мугуджарская зона; 10 — диабазы мугуджарской свиты (Smg), Западно-Мугуджарская зона; 11 — покровы диабазов куркудукской свиты (Smg), Западно-Мугуджарская зона; 12 — базальты (S), Западно-Мугуджарская зона; 13 — альбитовые амфиболиты по базальтоидам мугуджарской свиты (Smg), район р. Каинды, Западно-Мугуджарская зона; 14 — альбитовые вариолиты мугуджарской свиты (Smg), район р. Каинды, Западно-Мугуджарская зона; 15 — метадиабазы мугуджарской свиты (Smg), Западно-Мугуджарская зона; 16 — амфиболиты по диабазам мугуджарской свиты (Smg), район пос. Борло, Западно-Мугуджарская зона; 17 — аподиабазовый амфиболит мугуджарской свиты (Smg), Западно-Мугуджарская зона; 18 — амфиболиты полосчатого комплекса офиолитовой ассоциации, Орь-Илекская зона; 19 — базальтоиды мамбеткульской свиты (по Н. Л. Добрецову). Использованы результаты анализов авторов, а также А. В. Авдева, В. Г. Кориневского, Н. Сеитова, Н. С. Ярославцевой и др.

летучих компонентов. Об этом процессе, по мнению А. П. Виноградова [см. 15], свидетельствует поведение халькофильных элементов-примесей из преобразованных в зеленокаменные породы базальтоидов рифтовых зон Индийского и Атлантического океанов. В этих породах, пронизанных кварцевыми прожилками с вкрапленностью сульфидов, установлены повышенные концентрации халькофильных элементов-примесей.

Некоторые геохимические особенности различных типов базальтоидов Мугоджар приведены в табл. 2 (более подробно о них см.: А. А. Абдулин и др. [1]). Аналоги океанических оливиновых толеитов гавайского типа отличаются от других типов базальтоидов отсутствием элементов-примесей редкометальной группы и повышенными концентрациями халькофильных и большинства сидерофильных элементов. По мере перехода от океанических базальтоидов к континентальным не только изменяется набор элементов-примесей, среди которых преобладает группа редкометальных и редкоземельных, но и увеличивается концентрация последних. Такая геохимическая специфика изученных типов базальтоидов, несомненно, сыграла существенную роль в характере пространственного размещения и проявления различных видов полезных ископаемых в последующие эпохи.

Вблизи блоков докембрийской континентальной коры (Орь-Илекского и Восточно-Мугоджарского), в краевых частях эвгеосинклинальных прогибов, ордовикско-силурийские базальтоиды в конце силура подверглись динамотермальному метаморфизму под действием механизма поддвигания офиолитовых масс, как древних, так и новообразованных. В ходе этого процесса офиолитовые массы погружались в зону температурной неустойчивости их минеральных ассоциаций. В результате произошла десерпентинизация серпентинизированных ультрамафитов и метаморфическая дифференциация базальтоидов. Эти преобразования сопровождалась выделением и удалением из зон реакций кремнекислоты, щелочей, газов и ювенильной воды. В итоге в подкорковых зонах выплавлялись преимущественно андезитовые, а также андезит-дацитовые, липаритовые и трахиандезитовые магмы и происходило последующее перераспределение рудогенных элементов. Излияние этих расплавов и становление их интрузивных комагматов, проявившихся в раннем — среднем девоне, сопровождалось формированием в регионе рудных полей и месторождений. Обычно пространственное размещение рудных залежей различных масштабов контролируется вулканическими и вулканоплутоническими структурами.

В рассматриваемый палеотектонический интервал сформировалась основная масса месторождений титаномагнетитовой, ильменит-магнетитовой, медно-пиротиновой, пиролюзит-псиломелан-кремнистой, медно-колчеданной и других формаций (табл. 3).

Позднедевонско-турнейское время в Мугоджарах знаменуется поднятиями земной коры. Вулканические острова с древнесиалической корой, пространственно сближаясь, образуют единую сушу. В верхах разреза флишoidных толщ позднего девона — раннего турне фиксируются угленосные прослои, что указывает на установление в Мугоджарах в раннем карбоне уже континентального режима. Магмоподводящие разломы в это время, как показывают исследования К. П. Плюсина [20], носили в основном сдвиговый характер. На отдельных участках крупных сдвиговых разломов, где в это время развивались частные структуры растяжения (Иргизская зона), отмечались вспышки вулканической деятельности шовного типа в раннем турне и визе — намюре. Излившиеся лавы относятся к базальт-андезит-липаритовой серии. Интрузивные комагматы визе-намюрского вулканизма представлены породами габбро-гранитовой формации. К этому времени относится формирование месторождений скарново-магнетитовой, медно-молибденовой и серноколчеданной формаций (см. табл. 3).

Таблица 2

Фоновые содержания элементов-примесей в различных типах базальтоидов Мугоджар (в вес.%)

№ пп	Порода (число анализов)	Cu	Zn	Pb	Mo	Mn	Ti	V	Cr	Co	Ni	Ga	Zr	Sr	Sc	Y	Yb	Nb
Океанические оливиновые толеиты гавайского типа																		
1	Базальтовые лавы подушечного сложения (84)	0,02	0,005	0,0007	—	0,005	0,4	0,02	0,01	0,006	0,05	0,001	0,0005	—	—	—	—	—
2	Покровы диабазов (39)	0,004	0,004	—	—	0,005	0,1	0,009	0,009	0,006	0,05	0,002	—	—	—	—	—	—
3	Дайки и силлы диабазов (161)	0,009	0,01	0,002	—	0,004	0,4	0,002	0,004	0,004	0,05	0,002	—	—	—	—	—	—
Промежуточные базальты рифтовых зон																		
4	Базальтоиды (69)	0,007	0,001	0,0003	—	0,006	0,6	0,003	0,01	0,005	0,01	0,002	0,001	—	—	—	—	—
5	Покровы диабазов (78)	0,003	0,005	—	—	0,008	0,1	0,01	0,01	0,003	0,002	0,002	—	—	—	—	—	—
Оливиновые щелочные базальты																		
6	Базальтоиды (53)	0,003	0,006	—	0,00005	0,1	0,6	0,02	0,004	0,004	0,005	—	0,006	0,0005	—	0,004	—	—
7	Туфы основного состава (47)	0,004	0,01	—	0,00005	0,09	0,5	0,02	0,004	0,004	0,003	—	0,007	0,0005	—	0,003	—	—
8	Базальтовые порфириты (125)	0,007	0,01	—	0,00005	0,1	0,6	0,01	0,01	0,005	0,005	—	0,005	0,005	0,003	0,003	0,002	—
Плагриобазальты срединно-океанических хребтов																		
9	Амфиболиты полосчатого комплекса офиолитовой ассоциации (28)	0,007	0,008	—	0,0001	0,2	0,7	0,01	0,02	0,009	0,01	—	0,003	0,007	0,002	0,003	0,0001	—
Высокоглиноземистые базальты андезит-базальтовых серий островных дуг																		
10	Базальтоиды (65)	0,006	0,004	—	0,00004	0,1	0,6	0,02	0,005	0,005	0,005	—	0,01	0,01	0,006	0,003	0,0002	—
Континентальные толеиты																		
11	» (36)	0,004	0,006	—	0,00008	0,05	0,4	0,01	0,01	0,003	0,004	—	0,003	0,01	0,002	0,002	0,0006	0,0009

1—3 — мугоджарская свита (Smg), Западно-Мугоджарская зона; 4 — актогайская свита (Sak), Западно-Мугоджарская зона; 5 — куркудукская свита (Skr), Западно-Мугоджарская зона; 6—7 — лушниковская свита (Elš), Орь-Илекская зона; 8 — кураганская свита (O₁kr), Орь-Илекская зона; 9 — амфиболиты полосчатого комплекса, Орь-Илекская зона (по А. В. Авдееву и Н. Сеитову); 10 — чауская свита (Etš), Сакмарская зона (по А. В. Авдееву и Н. Сеитову); 11 — сугралинская свита (Ssr), Сакмарская зона (по А. В. Авдееву и Н. Сеитову).

Таблица 3

Генетические типы и рудные формации эндогенного оруденения доорогенного этапа развития каледоно-герцинской металлогенической эпохи Мугоджар

Генетический тип	Рудная формация	Интрузивная формация	Вмещающие породы	Геологические формации, вмещающие оруденение в структурно-формационных зонах					Формы рудных тел	Околорудные изменения	Элементы-примеси
				Сакмарской	Орь-Илекской	Западно-Мугоджарской	Восточно-Мугоджарской	Иргизской			
Гидротермальный	Кварц-халькопиритовая	Габбро-плагиогранитовая, D ₁₋₂ ; габбровая, D ₁	Кварцевые жилы среди различных пород, интродуцированных габброидами и плагиогранитоидами	Туфогенно-андезитовая, D ₁ ; кремнисто-базальтовая, S		Базальт-андезитовая, D ₁ ; яшмо-базальтовая, S	Липарит-базальт-кремнисто-песчаниковая, C ₃₋₀		Жилы	Окварцевание	Zn, As
	Золото-сульфидно-кварцевая	Формация самостоятельных малых интрузивов, D ₂	Штоки мелких интрузивов плагиогранит-порфиров и лейкокатовых и кварцевых диоритов			То же			Штокверковые зоны	Хлоритизация, окварцевание, серицитизация	Cu, Mo, Sb, As, Zn, Hg
	Медно-молибденовая (медно-порфировая)	Габбро-плагиогранитовая, D ₁₋₂	Габбро-диориты, плагиограниты			»			То же	Калишпатизация, хлоритизация, окварцевание, серицитизация	Bi, As, Pb, Hg
Контактово-метасоматический (скарновый)	Магнетитовая	Габбро-гранитовая, C ₁₋₂ ; габбро-плагиогранитовая, D ₁₋₂ и габбро-пироксенитовый щелочной комплекс, D ₂	Контактовые зоны интрузивов габброидов и гранитоидов с вулканогенно-осадочными породами		Туфогенно-андезитовая, D ₁ ; кремнисто-базальтовая, S	»		Карбонатно-липарит-андезит-базальтовая, C ₁	Линзо- и пластообразные залежи	Скарнирование, скаполитизация	Cu, Zn, As, Ti, V
Вулканогенно-осадочный	Пирролизит-псиломелан-кремнистая		Контакты вулканитов с кремнисто-туфогенными породами и яшмами	Туфогенно-андезитовая, D ₁ ; кремнисто-базальтовая, S		Кремнисто-липарит-андезит-базальтовая, D ₂			Пластовые залежи	Окремнение, гематитизация	Cu, Pb, Zn, Co, P ₂ O ₅
Колчеданный (вулканогенно-субвулканический)	Серноколчеданная	Габбро-гранитовая, C ₁₋₂	Диабазы, андезитовые порфириты, туфы, субвулканические альбитофиры					Карбонатно-липарит-андезит-базальтовая, C ₁ v—п	Жилообразные линзы	Хлоритизация, окварцевание, карбонатизация, серицитизация	As, Pb, Ni, Co

Магматический	Медно-колчеданная	Габбро-плагио-гранитовая, D ₁₋₂ ; габбро-вая, D ₁	Диабазы, спилиты, андезиты, туфы, субвулканические порфиры	Туфогенно-андезитовая, D ₁ ; кремнисто-базальтовая, S	Базальт-андезитовая, D ₁ ; яшмо-базальтовая, S		Линзы, штоки, пластообразные тела	Окварцевание, хлоритизация, серицитизация	Bi, Cd, Sb, Mo, Sc, Te, Co, Ni, As
	Медно-пирротиновая	Габбро-плагио-гранитовая, D ₁₋₂ ; габбро-вая, D ₁	Габброиды и их контакты с основными эффузивами, S	То же	То же		Штоко- и линзообразные тела, гнезда	Хлоритизация, окварцевание, карбонатизация, оталькование	As, Ni, Co, V
	Ильменит-магнетитовая	Габбро-плагио-гранитовая, D ₁₋₂	Слабо метаморфизованные габброиды и габбро-амфиболиты		»	Базальт-дацит-сланцево-граувакковая, € ₂₋₃ ; кристаллических сланцев и гнейсов, Rf ₂₋₃	Линзообразные тела	Амфиболитизация, скаполитизация, хлоритизация	V, Cu
	Титано-магнетитовая	Гипербазитовая, Rf ₃ -PZ ₁	Диалагитовые пироксениты, габброиды	Кремнисто-альбитофир-базальт-конгломерат-песчанниковая, € ₃ -O	Базальт-андезитовая, яшмо-базальтовая, S-D ₁	Липарит-базальт-кремнисто-песчанниковая, € ₃ -O	Линзо- и штокообразные крутопадающие тела и шпирсы	Хлоритизация, серпентинизация	V, Cu
	Пирротин-пентландит-милеритовая	Гипербазитовая, Rf ₃ -PZ ₁ ; габбро-плагио-гранитовая, D ₁₋₂	Габброиды, серпентиниты, дуниты	То же	Базальт-андезитовая, D ₁ ; яшмо-базальтовая, S	Кристаллических сланцев и гнейсов, Rf ₂₋₃	Липарит-андезит-углисто-кремнисто-граувакковая, D ₃ -C _{1t}	Мелкие гнездообразные тела неправильной формы	Оталькование, хлоритизация
Хромитовая	Гипербазитовая, Rf ₃ -PZ ₁	Пироксеновые дуниты, гарцбургиты, лерцолиты	Кремнисто-альбитофир-базальт-конгломерат-песчанниковая, € ₃ -O; зеленых и кристаллических сланцев, Rf ₂₋₃		Липарит-базальт-кремнисто-песчанниковая, € ₃ -O	Сближенные линзовидные и шпирообразные тела	Серпентинизация, карбонатизация	Ni, Co, V, Cu, Se	

В заключение следует отметить, что намечаемые причинно-следственные и пространственно-временные взаимосвязи между магматическими и рудными формациями и тектоническими процессами в земной коре и верхней мантии могут способствовать, по мнению авторов, развитию теоретических основ металлогенического анализа в регионах, аналогичных Мугоджарам.

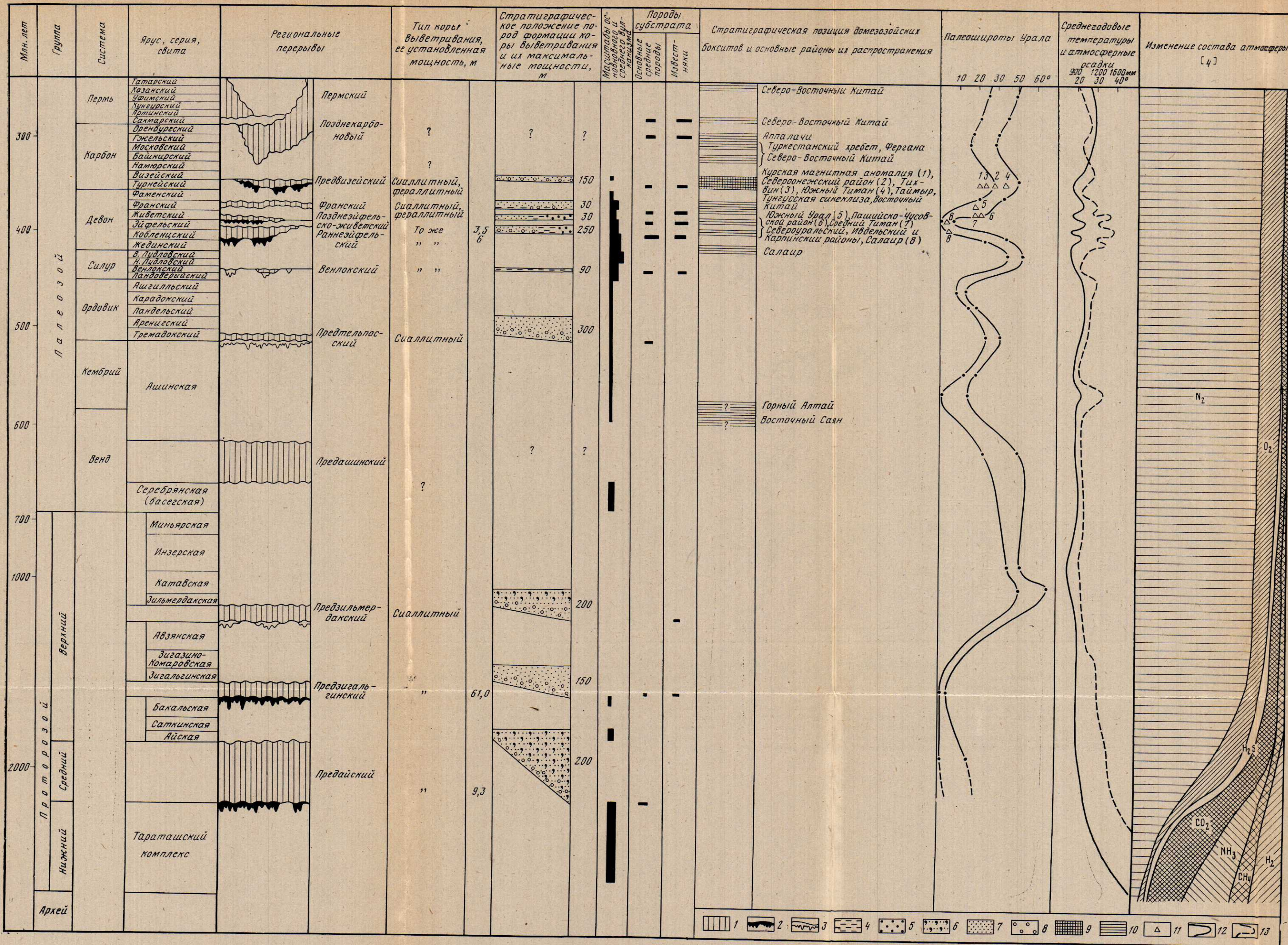
Л и т е р а т у р а

1. Абдулин А. А., Байдильдин Э. А., Касымов М. А. и др. Металлогения Мугоджар. Алма-Ата, «Наука», 1976.
2. Бонатти Э., Гоннорец Х., Феррера Г. Перидотит-габбро-базальтовый комплекс экваториальной части Срединно-Атлантического хребта.— В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. «Мир», 1973.
3. Виноградов А. П. Химическая эволюция Земли. Первое научное чтение им. В. И. Вернадского. Изд-во АН СССР, 1959.
4. Виноградов А. П., Ярошевский А. А. О физических условиях зонного плавления в оболочках земли.— Геохимия, 1965, № 7.
5. Виноградов А. П., Удинцев Г. Б., Дмитриев Л. А. и др. Строение рифтовой зоны Индийского океана и ее место в мировой системе рифтов.— Изв. АН СССР, серия геол., 1969, № 10.
6. Гаррис М. А. Поздний докембрий Урала, Тимана и Мугоджар.— В кн.: Геохронология СССР. Т. 1. Докембрий. Л., «Недра», 1973.
7. Грин Д. Х. Магматическая активность как основной процесс химической эволюции земной коры и мантии.— В кн.: Верхняя мантия. «Мир», 1975.
8. Грин Д. Х., Рингвуд А. Э. и др. Происхождение базальтовых магм.— В кн.: Петрология верхней мантии. «Мир», 1968.
9. Дмитриев Л. В. К вопросу о происхождении ультраосновных пород рифтовых зон Индостанского хребта.— Геохимия, 1969, № 10.
10. Дмитриев Л. В. и др. Рифтовые зоны океана и формирование коры океанического типа.— В кн.: Очерки современной геохимии и аналитической химии. «Наука», 1972.
11. Добрецов Н. Л. Петрохимические особенности океанических и раннегеосинклинальных базальтов.— Геол. и геофиз., 1975, № 2.
12. Камалетдинов М. А., Казанцева Т. Т. Особенности строения надвигов и шарьяжей Южного Урала.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1970, 45, № 4.
13. Кропачев С. М. Тектоническое строение Сакмарской зоны Южного Урала.— Вестник МГУ, 1970, № 1.
14. Ильинская М. Н. и др. Геологическое строение центральной части Сакмарской зоны Урала.— Сов. геология, 1972, № 7.
15. Исследования по проблеме рифтовых зон Мирового океана. Т. 3. «Наука», 1974.
16. Руженцов С. В. Геология южной части Сакмарской зоны Урала.— В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. «Наука», 1971.
17. Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого.— Геотектоника, 1969, № 4.
18. Пейве А. В. Тектоника и развитие Урала и Аппалачей — сравнение.— Геотектоника, 1973, № 3.
19. Пейве А. В., Штрейс Н. А., Моссаковский А. А. и др. Палеозонды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса.— Сов. геология, 1972, № 12.
20. Плюснин К. П. Тектоническая эволюция и особенности формирования структуры палеозойд Урала. Свердловск, 1975.
21. Проблемы теоретической и региональной тектоники. «Наука», 1971.
22. Ярославцева Н. С. Петрохимические особенности базальтов зеленокаменной зоны Мугоджар.— В кн.: Магматические и метаморфические комплексы Казахстана. Балхаш, 1974.

В. С. Шуб

ДЕВОНСКИЕ КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ПЕРЕРЫВЫ И ИХ РОЛЬ В ФОРМИРОВАНИИ БОКСИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УРАЛА

Геологическая приуроченность бокситовых месторождений Урала к эпохам континентальных перерывов подтверждается особенностями взаимоотношения бокситовых тел с вмещающими породами, трансгрессивным налеганием кровли бокситовых горизонтов на породы разного состава и возраста, распространением на тех же уровнях, что и бокситовые толщи, древних кор выветривания и продуктов их переотложения,



Фиг. 1. Региональные перерывы докембрийской истории Урала

1 — региональные перерывы;
 2 — установленные;
 3 — предполагаемые;
 4 — глинистые сланцы и аргиллиты;
 5 — бокситы и аллиты;
 6 — аркозовые песчаники;
 7 — кварцевые песчаники;
 8 — кварцевые конгломераты;
 9 — латериты (остаточные);
 10 — бокситы (осадочные);
 11 — палеошироты бокситовых месторождений и их номера;
 12 — кривая изменения среднегодовых температур;
 13 — кривая изменения среднегодового количества атмосферных осадков

В пределах верхнего протерозоя свиты айская, саткинская, бакальская объединяются в бурзянскую серию; свиты зигальгинская, зигазно-комаровская, авзянская — в юрматинскую серию, свиты зильмердакская, катавская, инзерская, миньярская — в каратаускую серию

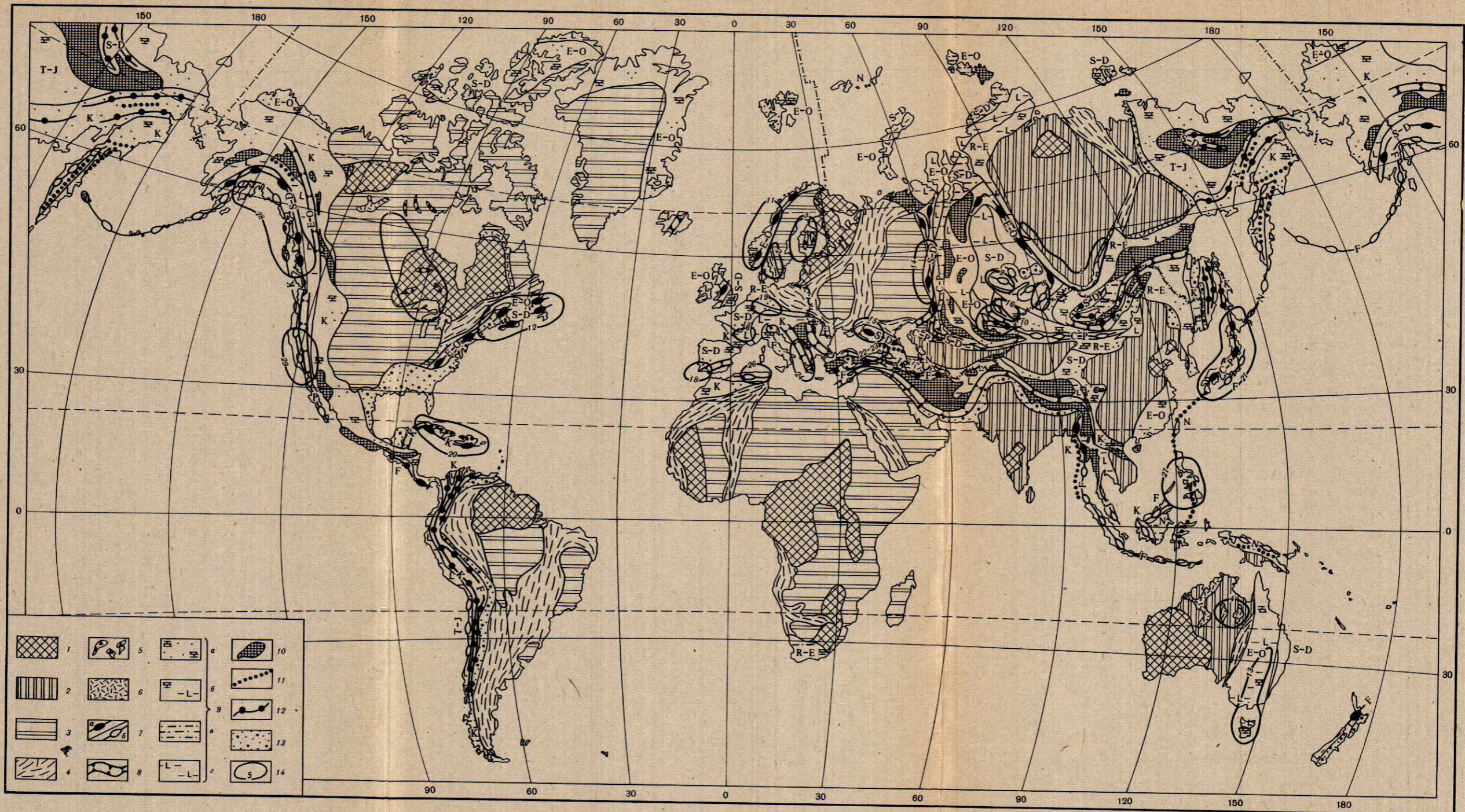


Схема размещения колчеданосных провинций в палеоструктурах Земли. Составил Е. П. Ширай под редакцией М. Б. Бородаевской

Элементы структур древних щитов и платформ. 1 — архейские кристаллические щиты; 2 — области развития протерозойских нерасчлененных метаморфических образований; 3 — области развития ниже-среднепротерозойских метаморфических образований; 4 — средне- и верхнепротерозойские эпигеосинклинальные пояса; 5 — вулканогенные трогги, сложенные вулканитами преимущественно основного состава субмаринных и отчасти островных фаций; 6 — зоны обрамления ниже-среднепротерозойских платформ, сложенные осадочными и вулканогенными породами со значительным участием кислых вулканитов. **Элементы палеоструктур геосинклинальных систем различного возраста.**

7 — системы вулканических островных дуг с вулканитами основного (а), среднего и кислого (б) состава; 8 — окраинно-континентальные рифтовые зоны; 9 — окраинные моря (фации: а — карбонатно-терригенные, б — карбонатно-терригенно-вулканогенные, в — терригенные, г — терригенно-вулканогенные); 10 — срединные массивы и выходы более древних пород в геосинклинальных поясах разного возраста; 11 — офиолитовые пояса. **Элементы структур обрамления геосинклинальных систем.** 12 — краевые вулканические пояса; 13 — фации краевых и межгорных прогибов (нерасчлененные); 14 — колчеданосные провинции: 1 — Канадского щита, 2 — Центрально-Скандинав-

ская, 3 — Фено-Карельская, 4 — Северо-Австралийская, 5 — Байкало-Енисейская, 6 — Центрально-Европейская, 7 — Восточно-Забайкальская, 8 — Тувино-Саянская, 9 — Салаирская, 10 — Чингизская, 11 — Северо-Скандинавская, 12 — Аппалачская, 13 — Восточной Австралии и Тасмании, 14 — Уральская, 15 — Северо-Кавказская, 16 — Рудноалтайская, 17 — Южно-Тяньшанская, 18 — Иберийская, 19 — Рено-Герцинская, 20 — Карибская, 21 — Курило-Японская, 22 — южного склона Большого Кавказа, 23 — Понтийско-Малокавказская, 24 — Динарская, 25 — Южноальпийская, 26 — Кабильская, 27 — Малайзийская, 28—29 — Берегового хребта Северных и Южных Кордильер, 30 — Берегового хребта Анд, 31 — Среднегорская

широким развитием в почве бокситовых горизонтов проявлений древнего карста и др.

Интенсивность процессов бокситообразования находится в прямой зависимости от характера этих перерывов: их продолжительности, особенностей климатической, палеогеоморфологической и палеотектонической обстановки, характера распространения различных по составу пород фундамента на уровне эрозионного среза, отвечающего времени перерыва. Изучение всех этих факторов позволяет не только установить основные закономерности формирования бокситовых тел, но и наметить объективные критерии прогнозной оценки бокситоносности в пространстве и во времени.

Анализ палеомагнитных данных показывает, что в девоне территория современного Урала располагалась между 5 и 35° широты, т. е. в условиях переменного-влажного жаркого климата. Среднегодовые температуры колебались от 16 до 23°, а среднегодовое количество осадков — от 1200 до 1600 мм/год (фиг. 1).

Такие климатические условия способствовали интенсивному протеканию процессов выветривания. Коры выветривания девонского возраста в настоящее время известны в ряде пунктов восточного склона Урала (в западном крыле Петропавловской и Тотинской моноклиналией, в восточном крыле Масловской синклинали, в западном крыле Локсийской синклинали и др.). Эти коры выветривания в одних случаях отвечают возрасту нижнеэйфельского субровского бокситового горизонта (Петропавловская моноклинали и Локсийская синклинали), в других — верхнеэйфельского богословского (Масловская синклинали, Тотинская моноклинали). По характеру строения и состава профили кор выветривания указанных двух возрастов довольно близки. В качестве примера ниже приводится (фиг. 2) профиль раннеэйфельской коры выветривания, вскрытый скважинами на глубине около 500 м в западном крыле Петропавловской моноклинали, в районе Кальинской сопки. Здесь коры выветривания развиты по вулканогенным и вулканогенно-осадочным породам преимущественно основного и среднего состава сосвинской свиты верхнего силура. Перекрываются они темно-серыми амфиболовыми известняками и глинисто-карбонатными сланцами нижнего эйфеля. Представлены коры выветривания литифицированными аргиллитовидными породами с объемным весом 2,38—2,49 т/м³ (см. фиг. 2).

Как видно на фиг. 2, вверх по разрезу профиля коры выветривания происходит изменение состава слагающих кору пород, которое связано с выносом определенного количества ряда порообразующих окислов, что приводило к уменьшению первоначального объемного веса пород и к появлению новых минералогических ассоциаций.

Первоначальный объемный вес исчислялся по содержанию в породах TiO₂, подвижность которого, как показывают многочисленные исследования, в зоне гипергенеза практически равна нулю. Исчисленные значения исходных объемных весов колеблются в пределах 1,55—1,57 т/м³ [7] и полностью совпадают с объемными весами нелитифицированных или слабо литифицированных продуктов современных и мезозойско-кайнозойских кор выветривания основных эффузивов и их туфов. При формировании девонских кор выветривания интенсивно выносятся кремнекислота, количество которой уменьшается на 600—650 кг/м³ исходной породы, что составляет около 50% ее содержания в исходных породах. Балансовое количество глинозема при этом практически не меняется и остается на уровне 410—450 кг/м³. Лишь на ранних стадиях выветривания происходит его небольшой вынос, не превышающий 9% его количества в исходной породе.

На разных стадиях выветривания осуществляется интенсивный вынос щелочных и щелочноземельных элементов. Величина этого выноса составляет 80—95% их содержания в исходных породах.

Закономерно меняется и минеральный состав девонских кор выветривания. На ранних стадиях происходит разложение основных породообразующих минералов исходных пород: плагиоклаза и пироксена. За счет первого образуются гидрослюда, при разложении вторых возникают хлориты и гидрохлориты. Существование этих минералов непродолжительное. Уже в верхней части зоны промежуточных продуктов, а тем более в зоне глинистых продуктов они практически исчезают и замещаются монтмориллонитом, метагаллуазитом и каолинитом. Вверх по разрезу количество монтмориллонита уменьшается и начинают существенно преобладать минералы группы каолинита, в том числе метагаллуазит. В самых верхних зонах появляются минералы свободного глинозема (диаспор). В верхней части разреза коры выветривания увеличивается содержание гематита и магнетита и уменьшается — кальцита и кварца.

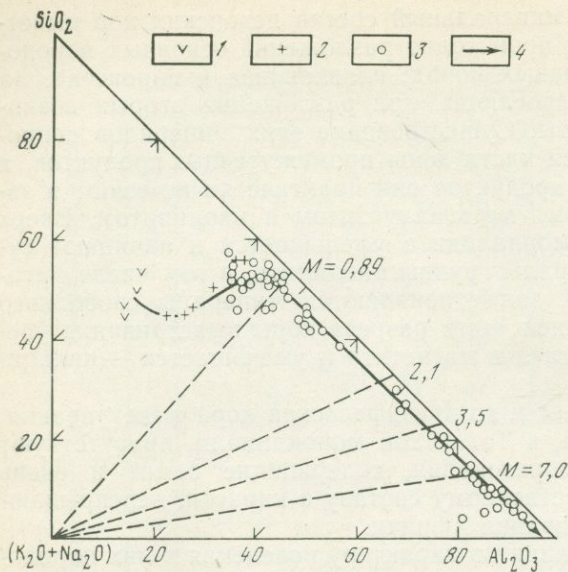
Аналогичное строение имеет и позднеэйфельская кора выветривания. В верхних частях ее разреза, в Тотинской моноклинали, присутствуют кирасовидные обломочные образования, содержащие бемит и очень сходные по структуре и вещественному составу с кирасой, перекрывающей латеритные коры выветривания Африки.

Девонские коры выветривания по характеру поведения в них породообразующих окислов и минералов хорошо сопоставимы с быстро развивающимися тихоокеанским и гвинейским типами современного выветривания [3] и имеют явно выраженную латеритную направленность.

В периоды континентальных перерывов при размыве, переносе и отложении на карбонатный субстрат продуктов разных зон коры выветривания шла синхронная с процессом корообразования [6] дальнейшая гипергенная переработка материала. На фиг. 3 отражено количественное соотношение между основными породообразующими окислами (SiO_2 , Al_2O_3 и окислами щелочных элементов) в исходных породах, корях выветривания и продуктах их переотложения (сиаллитах, аллитах и бокситах), залегающих на одном стратиграфическом уровне, соответствующем времени раннеэйфельского континентального перерыва в морском осадконакоплении. Между этими разновидностями пород трудно провести четкие границы, и отчетливо фиксируется единый ряд, в котором происходит постепенное изменение в соотношении между указанными окислами.

По мере удаления от источников сноса идет процесс, который приводит к закономерному обогащению пород глиноземом за счет выноса кремнекислоты. Интенсивность процесса десилификации в этом случае выше, чем при формировании собственно элювиальных образований. Происходит изменение минерального состава пород при их гипергенной доработке по мере удаления от источников сноса материала. Глинистые минералы, в первую очередь группы каолинита, разлагаются, постепенно замещаясь минералами, содержащими свободный глинозем (диаспор, бемит). В этом же направлении постепенно исчезает кварц (фиг. 4).

Переход от коренных пород к элювиальным образованиям, от них к перемещенным продуктам коры выветривания сиаллитного состава, а затем к высокоглиноземистым породам аллитного и бокситового рядов демонстрирует все стадии гипергенной переработки материала, характерные для латеритного профиля выветривания. В развитии этого процесса определяющим фактором был климат. Однако немаловажную роль играл при этом карбонатный карстующийся субстрат, с одной стороны, создавший благоприятную геохимическую среду (высокое значение pH) для выноса кремнекислоты, а с другой — являющийся своеобразным «ситом», которое повышало интенсивность промывания залегающих на нем продуктов выветривания [5].

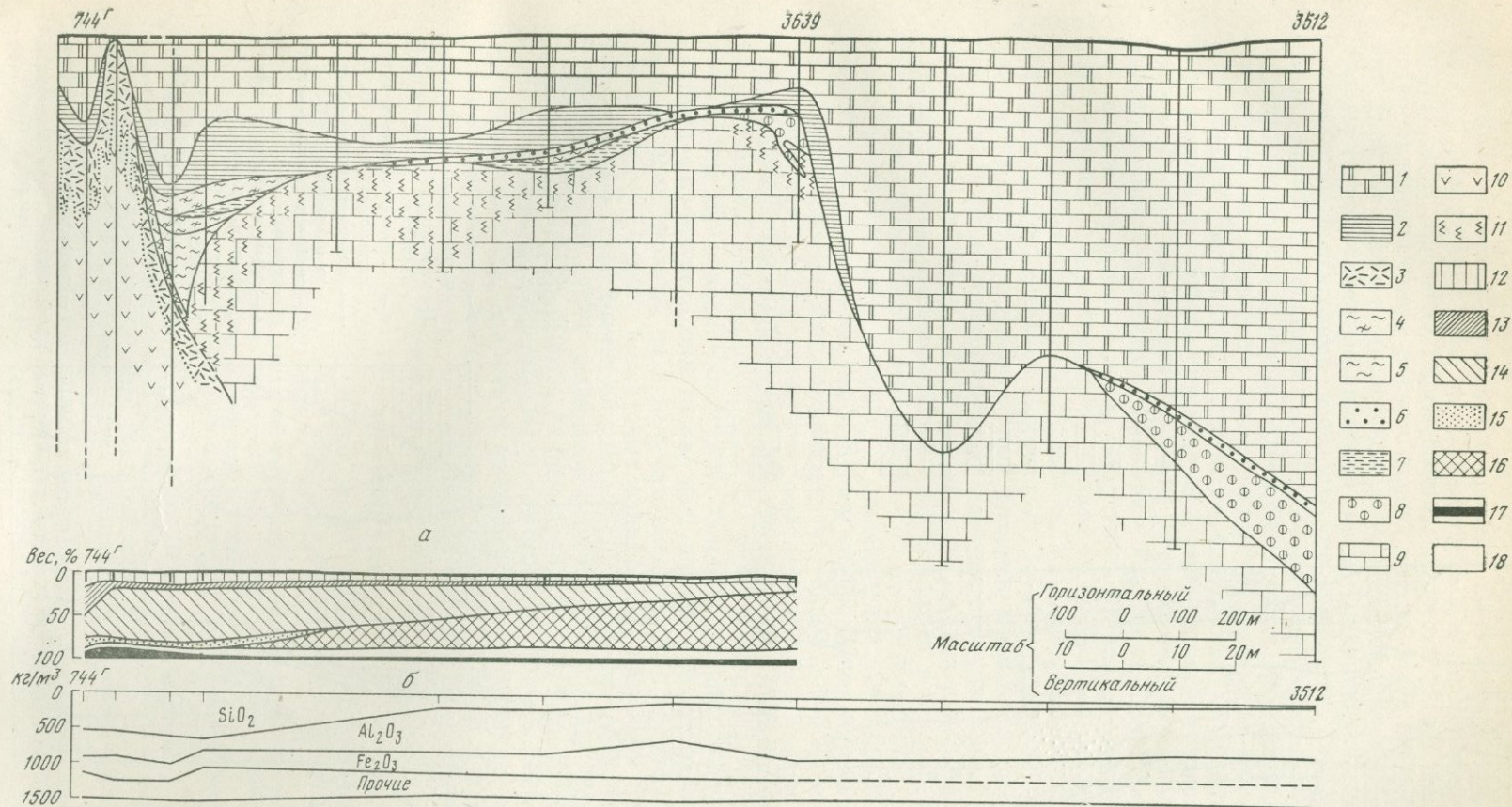


Фиг. 3. Диаграмма сопоставления содержания некоторых породообразующих окислов в исходных породах, корках выветривания и продуктах их переотложения

- 1 — неизменные породы;
- 2 — коры выветривания;
- 3 — перемещенные продукты коры выветривания;
- 4 — направленность гипергенного процесса

Как показано в работе В. И. Бгатов, Н. А. Лизалека и др. [1], благоприятность исходных пород с точки зрения формирования за их счет при гипергенезе высокоглиноземистых образований определяется двумя коэффициентами: кремниевым коэффициентом ($K = \text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$) и модулем щелочного резерва [$M = \text{SiO}_2 : 1,8 (4\text{K}_2\text{O} + 4\text{Na}_2\text{O} + 2\text{CaO} + \text{MgO})$]. Анализ химического состава пород, выходящих на уровень эрозионного среза в эпохи девонских перерывов, показывает, что наибольший интерес как поставщики вещества для бокситообразования представляют вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы основного и среднего состава ордовика, силура и нижнего девона. Для них кремниевый модуль колеблется в пределах от 2,9 до 4,1, а модуль щелочного резерва — от 0,65 до 1,15. По классификации упомянутых авторов, эти породы попадают в группы «очень благоприятных» и «благоприятных» для бокситообразования пород. Распространение таких пород на уровне раннеэйфельского (субровского) эрозионного среза демонстрирует прилагаемая схема (фиг. 5). Эти породы широко распространены на восточном склоне Урала и практически отсутствуют на западном. Наличие в период раннеэйфельского перерыва морфологически выраженного Центрально-Уральского поднятия, определявшего основные направления сноса материала в совокупности с отмеченным выше характером распределения благоприятных для бокситообразования материнских пород определили генеральный план распространения на Урале бокситов субровского горизонта: их наличие на восточном и отсутствие на западном склоне Урала. Другим локальным фактором, определяющим распределение бокситовых залежей, является сопряженность с полями развития благоприятных для бокситообразования материнских пород площадей распространения легко карстующихся (в первую очередь рифогенных) известняков, на поверхности которых, как было показано выше, интенсивно идет процесс гипергенной доработки продуктов размыва древних кор выветривания. Восточный склон Северного Урала и в этом отношении более интересен по сравнению с другими районами.

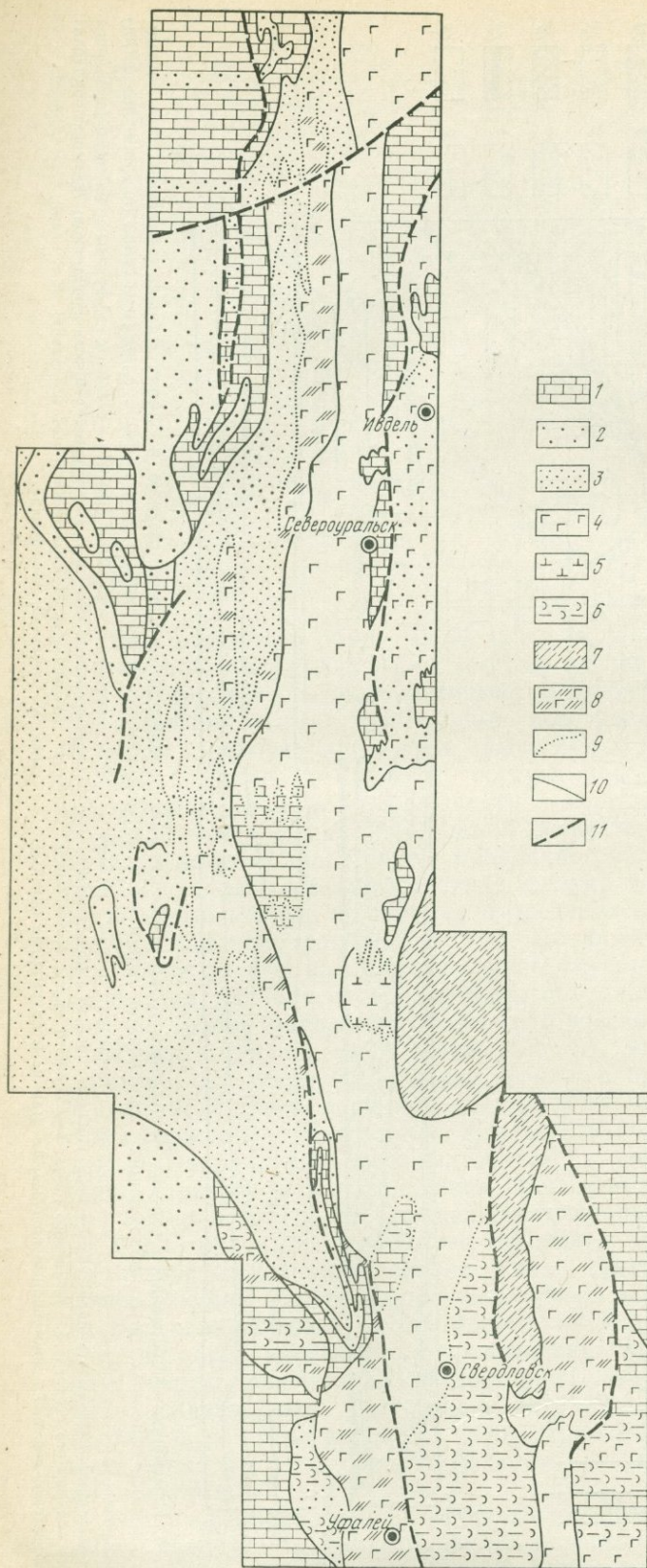
Весьма важным фактором, определяющим масштабы бокситообразования, является продолжительность перерыва [2]. Имеющийся материал показывает, что продолжительность одних и тех же перерывов в отдельных районах Урала различна. Так, раннеэйфельский перерыв, отвечающий времени формирования субровского бокситового горизонта,



Фиг. 4. Изменение вещественного состава пород бокситового горизонта по палеогеологическому профилю в районе Кальинской сопки (а — изменение баланса основных породообразующих окислов по линии профиля; б — изменение средневзвешенного минерального состава по линии профиля)

1 — амфиоровые известняки (D₂'b); 2 — глинисто-карбонатные сланцы (D₂'b); 3 — площадные коры выветривания; 4—5 — перемещенные продукты коры выветривания сиаллитного состава: 4 — вишневого цвета, 5 — зеленого цвета; 6—8 — бокситы: 6 — темно-серые, 7 — яшмовидные красные, 8 — маркье и полумаркье красные;

9 — рифогенные известняки (D₁); 10 — основные эффузивы и их вулканогенно-осадочные аналоги (S₂ — D₁); 11 — закарстованность известняков; 12 — монтмориллонит; 13 — гидрослюда; 14 — каолинит и метагаллуазит; 15 — кварц; 16 — диаспор и бемит; 17 — гематит; 18 — прочие



Фиг. 5. Схема литологического строения субстрата в эпоху ранней эйфельской перерыва на Северном и Среднем Урале

- 1 — известняки;
- 2 — песчаники кварцевые и аркозовые;
- 3 — песчаники и сланцы полимиктовые;
- 4 — 5 — вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы:
- 4 — преимущественно основного и среднего состава,
- 5 — преимущественно кислого состава;
- 6 — туфы, туффиты, туфопесчаники, кремнистые сланцы;
- 7 — гнейсы;
- 8 — апорфириты, зеленые сланцы, порфиритоиды;
- 9 — контакты между разновозрастными литологическими разновидностями;
- 10 — стратиграфические контакты;
- 11 — тектонические контакты

в пределах Петропавловской структурно-фациальной зоны охватывал достаточно большой промежуток времени. Во всяком случае известняки кровли бокситового пласта, содержащие раннеэфельский комплекс фауны зоны *Favosites regularissimus*, налагают здесь на известняки петропавловской свиты нижнего девона или на более древние образования. В то же время в Масловской синклинали структуре сиаллиты и аллиты (переотложенные продукты коры выветривания), отвечающие субровскому бокситовому горизонту, подстилаются и перекрываются известняками, содержащими фауну зоны *Favosites regularissimus*, т. е. продолжительность перерыва здесь была столь незначительна, что за это время не произошли качественные изменения в фаунистических комплексах. Длительность перерыва определила масштабы бокситообразования и качество бокситов. В Петропавловской зоне сформировались хорошо выдержанные залежи высококачественных бокситов, а в условиях кратковременного перерыва в Масловской синклинали процессы гипергенеза привели лишь к образованию плохо выдержанного по простиранию пласта сиаллитов, аллитов и низкокачественных бокситов.

Аналогичная картина наблюдается и на уровне позднеэфельского (богословского) перерыва. В пределах Тотинской синклинали перерыв охватывал довольно значительный интервал времени, о чем свидетельствует наличие нижеэфельского комплекса фауны зоны *Favosites regularissimus* в почве бокситоносных отложений и верхнеэфельского комплекса зоны *Conchidiella pseudobaschkirica* в кровле. В пределах Масловской синклинали перерыв был более кратковремен: и в почве, и в кровле пласта здесь встречен комплекс зоны *Conchidiella*. Качество, и масштабы бокситоносности в первом случае выше, чем во втором.

Приведенные данные показывают, что анализ особенностей перерывов в морском осадконакоплении позволяет подойти к оценке потенциальной бокситоносности различных стратиграфических уровней, а также дать общий прогноз распределения участков с благоприятной обстановкой для образования бокситовых залежей в плане. С его помощью в настоящее время не только можно дать оценку Урала на девонские бокситы разных уровней, но и наметить новые эпохи, интересные с точки зрения формирования бокситовых залежей. Приведенная фиг. 1 показывает, что с точки зрения описанных критериев большой интерес представляет на Урале ряд перерывов — в первую очередь венлокский и предтеल्पоский перерывы в раннем ордовике, в меньшей мере — вендский предашинский перерыв. Изучение особенностей этих перерывов (их продолжительности, наличия и состава кор выветривания, распространения на уровне соответствующих эрозионных срезов полей развития основных вулканогенных и карбонатных пород и др.) является одной из важнейших задач оценки бокситоносности Урала.

Литература

1. Бгатов В. И., Лизалек Н. А., Мадарас А. И., Смирнова Л. Г. Изучение пород субстрата как источника глинозема в корях выветривания (Методическое руководство). Новосибирск, СНИИГГИМС, 1973.
2. Гуткин Е. С. Главнейшие критерии оценки перспектив бокситоносности (на примере геосинклинали бокситов Урала). — В кн.: Геология и геохимия бокситов, латеритов и генетически связанных с ними пород. Свердловск, 1976.
3. Лисицына Н. А. Вынос химических элементов при выветривании основных пород. «Наука», 1973.
4. Пешков М. А. Первые шаги жизни на Земле. — Природа, 1970, № 10.
5. Плотников И. И., Миловидов Е. Д. О генезисе Североуральских бокситовых месторождений. — Изв. АН СССР, серия геол., 1962, № 5.
6. Шуб В. С. Коры выветривания Урала и коррелятные им осадки. — В кн.: Коры выветривания Урала. Саратов, 1969.
7. Шуб В. С. Направленность процессов выветривания и гипергенной переработки материала в девонских корях выветривания Урала и продуктах их переотложения. — В кн.: Геология и геохимия бокситов, латеритов и генетически связанных с ними пород. Свердловск, 1976.

М. Б. Бородаевская, А. И. Кривцов, Е. П. Ширай

СООТНОШЕНИЯ РУДОФОРМИРУЮЩИХ ПРОЦЕССОВ В КОЛЧЕДАНОНОСНЫХ ПРОВИНЦИЯХ РАЗЛИЧНЫХ ТИПОВ

Работами В. И. Смирнова [15—18] показано, что при рассмотрении генезиса колчеданных месторождений необходим учет ряда различных по своей природе геологических процессов, проявляющихся как в периоды отложения рудного вещества, так и на последующих стадиях геологического развития и в целом определяющих условия формирования колчеданных залежей. К числу таких процессов могут быть отнесены следующие: гидротермально-осадочное рудоотложение; гидротермально-метасоматическое рудоотложение; диагенетические преобразования рудных осадков; переотложение под воздействием флюидного фронта субвулканических интрузий, завершивших продуктивный вулканизм; фазовые превращения рудного вещества под воздействием метаморфизма нагрузки, динамометаморфизма, контактового влияния интрузий; регенерация и переотложение рудного вещества в связи с пострудными воздействиями различных по своей природе факторов.

Совмещение этих процессов, являющихся рудоформирующими, и относительная роль каждого из них в современном облике колчеданных залежей зависят от условий локализации оруденения, связанных с режимом развития колчеданосных провинций и образующих их структурно-формационных зон. Этим определяется необходимость типизации колчеданосных провинций, что важно для мелко- и среднемасштабных прогнозных исследований.

Общие особенности металлогении геосинклинальных систем, отличающихся по типам развития, рассмотрены В. И. Смирновым [15], Е. А. Радкевич [12] и рядом других исследователей. Применительно к колчеданосным геосинклинальным системам авторами настоящей статьи были выделены провинции фемического, салифемического и салического профиля, развивавшиеся соответственно на базальтовой, переходной и салической коре, и указаны специфические особенности колчеданного оруденения, характерного для каждого из них [3]. Построенная на близких к указанным принципам классификация колчеданосных провинций предложена Д. И. Горжевским [6]. Г. А. Твалчрелидзе [23] также считает необходимым различать колчеданосные провинции, развитые на коре океанического и континентального типов.

Сопоставляя эти группировки для колчеданных месторождений различных регионов Земли, мы пришли к заключению, что типизация провинций должна базироваться на анализе их палеотектонического положения в периоды, близкие к времени рудоотложения. При этом, вслед за В. И. Смирновым [18], Г. М. Власовым [5], Ч. Дрейком и др. [8], для расшифровки строения древних геосинклинальных систем представилось целесообразным рассматривать их как периокеанические геоструктуры, в пределах которых, в противоположность океаническим геоструктурам, существуют условия для возникновения дифференцированных магматических формаций и рудообразования.

С этих позиций нами предложена следующая классификация колчеданосных провинций [2].

1. Палеостровные дуги, развивавшиеся на океанической (а), переходной или континентальной (б) коре.

2. Рифтовые зоны окраинных частей континентов с вулканогенным (а) и терригенным (б) выполнением.

3. Окраинные и внутренние моря с редуцированным вулканизмом и широким развитием карбонатных (а) и терригенных (б) флишoidных отложений.

Размещение провинций указанных типов на Земном шаре показано на прилагаемой карте (см. схему на стр. 72, 73). Особенности тектономагматического развития, структурных условий локализации и металлогенической специализации руд в провинциях разного типа рассматривались нами ранее [2]. Здесь напомним лишь основные черты каждого типа.

Для продуктивных на колчеданные руды структурно-формационных зон островных дуг, развитых на океанической коре, характерен базитовый магматизм натриевой серии с широко распространенными недифференцированными толеитовыми базальтами, которые формировались в субмаринных условиях. Продуктивны на колчеданные руды контрастные липарит-базальтовые и непрерывные базальт-андезит-дацит-липаритовые формации; становление первых завершалось в предостровном режиме, а вторые существенно образовывались в условиях вулканических островов. Металлогеническая специализация таких провинций определяется серным, медным и цинково-медным составом руд.

Колчеданосные островные дуги, сформированные на коре переходного и континентального типов, характеризуются значительно более локальным развитием недифференцированных базальтов, повышенной долей кислых составляющих, переходами от натриевых к кали-натриевым сериям. Натриевые серии представлены продуктами субмаринных излияний недифференцированной базальтоидной и отчасти контрастной формаций. Становление последней начиналось с излияний базальтов в субмаринных условиях и завершалось в режиме вулканических островов, когда формировалась главная масса вулканитов кислого состава. Соотношения кислых и основных составляющих формаций колеблются в очень широких пределах, отражая, по-видимому, особенности состава коры, на которой развивалась островная дуга. Непрерывные базальт-андезит-дацит-липаритовые формации, образованные существенно в островодужных условиях, характеризуются составом, переходным от натриевого к кали-натриевому. Состав руд определяется сочетанием существенно медных, цинково-медистых и колчеданно-полиметаллических разновидностей, что находится в определенной зависимости от состава коры.

Магматизм колчеданосных рифтовых зон характеризуется преимущественно базитовым профилем при незначительном развитии кислых пород натриевой серии, развитых в виде силлов и даек субвулканической фации. Оруденение представлено главным образом серными и медно-серными рудами.

В провинциях окраинных и внутренних морей при господствующем осадконакоплении вулканизм проявлялся в редуцированной форме, в виде подводных излияний недифференцированных базальтов, которые в некоторых случаях сменялись породами контрастных либо непрерывных формаций небольших объемов. Кислые составляющие последних представлены преимущественно продуктами извержений центрального типа, силлами и дайками как натриевой, так и кали-натриевой, вплоть до калиевой, серий. Руды относятся к колчеданно-полиметаллическому типу с существенной ролью свинца, к которому иногда присоединяется медно-пирротинное оруденение.

Соотношения гидротермально-осадочного и гидротермально-метасоматического механизмов рудоотложения, так же как и особенности

последующих преобразований рудного вещества, в указанных типах провинций не одинаковы. Гидротермально-осадочное рудоотложение играет ведущую роль в провинциях, в которых накопление продуктов раннегеосинклинального вулканизма сопровождалось широко развитыми осадочными образованиями — терригенными или карбонатными флишоидными толщами. Этим условиям в первую очередь отвечают окраинные и внутренние палеоморя с преимущественно осадочным выполнением. В некоторых случаях гидротермально-осадочный механизм рудоотложения играет заметную роль и в палеорифтах. Для условий островных дуг этот процесс в целом менее значительный, проявляется локально, в палеодепрессиях и кальдерах палеовулканов, где он нередко является предвестником следующего за ним более богатого гидротермально-метасоматического оруденения.

Среди залежей, в становлении которых существенную роль играл механизм гидротермально-осадочного отложения рудного вещества, выделяются две группы: 1) существенно серноколчеданные пиритовые или пирит-пирротиновые, в которых сумма цветных металлов составляет около 1%; 2) медноколчеданные и колчеданно-полиметаллические, со значительным содержанием цветных металлов при широко варьирующих соотношениях меди, цинка и свинца.

Гидротермально-осадочный генезис залежей существенно серноколчеданного состава убедительно обоснован для ряда провинций, например для протяженных стратиформных пиритовых и пирротиновых залежей Карелии [13], ряда стратиформных пластовых сульфидных тел Абхазии [21, 22], о-ва Кипр [19] и др. Последующие их преобразования выражаются, в зависимости от истории развития района, в метаморфизме нагрузки и (или) интенсивных дислокациях, сопровождаемых перекристаллизацией рудного вещества с различной по интенсивности перегруппировкой наиболее подвижных компонентов. Последние иногда, как, например, в Абхазии, концентрируются в наиболее проницаемых зонах повышенного расланцевания вмещающих пород, образуя над рудными телами шлейфы прожилков и вкрапленности халькопирит-сфалеритового с пиритом и пирротином состава. Однако эти зоны, как и стратиформные тела, не имеют промышленного значения.

Среди стратиформных залежей медноколчеданных и колчеданно-полиметаллических руд существуют также две подгруппы, различающиеся по механизму формирования. К первой подгруппе относятся руды, главные элементы которых являются продуктами гидротермально-осадочного рудоотложения. Примером таких залежей служат тела Озерного месторождения в Западном Забайкалье, залегающие среди отложений карбонатного флиша. По данным Э. Г. Дистанова и К. Р. Ковалева [7], они характеризуются ритмичным строением, обусловленным чередованием пиритовых, сфалеритовых, галенитовых и карбонатных слоев при отсутствии разорванных во времени рудообразующих минеральных ассоциаций. Последние проявляются лишь на поздних стадиях развития месторождения и связаны с процессами локального переотложения и перекристаллизации рудного вещества под воздействием внедрявшихся послерудных даек. Другой пример подобного происхождения колчеданно-полиметаллических залежей — рудные тела Холодненского месторождения в Северном Прибайкалье. Эти залежи, детально изученные Г. В. Ручкиным и др. [14], имеющие относительно высокие содержания свинца и цинка, сформированы гидротермально-осадочным путем синхронно с накоплением вмещающих их флишоидных отложений. Они испытали интенсивный дислокационный метаморфизм, были смяты в складки и разорваны на отдельные фрагменты. Наряду с фазовыми превращениями и перекристаллизацией рудного вещества вдоль зон повышенного расланцевания происходил интенсивный вынос подвижных компо-

нентов, в связи с чем формировались зоны вкрапленности пирита, халькопирита, сфалерита и галенита, которые можно рассматривать как важный критерий для поисков крупных стратиформных залежей на более глубоких горизонтах. В современных условиях гидротермально-осадочные руды существенно цинкового состава осаждаются в одной из впадин рифта Красного моря.

Вторую подгруппу составляют залежи так называемого комбинированного типа [16]. Здесь на ранее сформированные собственно стратиформные существенно пиритовые руды гидротермально-осадочного происхождения наложена гидротермально-метасоматическая минерализация, обогащенная медью, свинцом и цинком. Ярким примером являются сульфидные залежи, развитые в восточном сегменте юрской флишоидной провинции Большого Кавказского хребта, изученные Н. К. Курбановым, В. И. Романовым и др. [11]. Здесь существенно пиритовые стратиформные залежи испытали интенсивное воздействие более позднего гидротермально-метасоматического процесса, обусловившего возникновение ряда богатых колчеданно-полиметаллических залежей. В становлении этих руд указанные исследователи выделяют три главных этапа: 1) гидротермально-осадочное отложение бедных медью, цинком и свинцом существенно пиритовых руд; 2) интенсивный их динамометаморфизм, смятие в складки и будинаж, внедрение даек непрерывной формации и отложение продуктивных минеральных ассоциаций; 3) динамометаморфизм, внедрение габброидов и отложение медно-пирротиновых руд.

Промышленная значимость месторождений комбинированного типа, наряду с интенсивностью проявления продуктивной минерализации, в значительной степени зависит от степени дислоцированности первичных пиритовых руд, играющих роль осадителя для поздних сульфидов, как это давно предполагали Е. К. Лазаренко и Д. П. Григорьев. Если первичные стратиформные залежи интенсивно будинированы со значительной пространственной разобщенностью отдельных будин, то масштабы отдельных рудных тел, даже при интенсивном гидротермальном процессе, могут быть небольшими, а эксплуатация их в совокупности окажется сложной и дорогостоящей.

Вопрос о причинности появления того или иного минерального типа стратиформных залежей мало изучен и почти не обсуждался в литературе. Имеются основания предположить, что важную роль в этом отношении играл характер вулканизма.

По набору вулканогенных формаций в рассматриваемых областях можно выделить следующие типовые примеры.

1. Вулканизм представлен подводными излияниями базальтов натриевой серии, потоки и пачки которых в различных количествах встречаются среди осадочных пород, что характерно для окраинных и внутренних морей и вулканогенных палеорифтов, в которых вулканогенно-осадочное рудоотложение играет ведущую роль. Базитовому профилю вулканизма сопутствуют существенно пиритовые руды (сульфидные залежи о-ва Кипр, Горной Абхазии, ряда районов Карелии и др.).

2. Недифференцированный базитовый вулканизм сменялся проявлением вулкаников контрастной и непрерывной формаций, причем эта смена происходила либо постепенно, либо с резким изменением условий, когда поздние формации были отделены от ранних периодом интенсивной складчатости и динамометаморфизма руд.

Примером постепенного перехода от одной формации к другой (в данном случае от недифференцированной к контрастной) могут служить Мугоджарские колчеданоносные палеорифты, где в низах разреза контрастной формации, представленной подводными излияниями базальтов, расположены залежи, в становлении которых А. Г. Злотник-Хоткевичем допускается участие гидротермально-осадочного процесса,

а в разломах — гидротермально-метасоматическое оруденение того же металлогенического профиля. Оруденение во времени тесно связано с кислыми членами формации, представленными немногочисленными субвулканическими телами. Руды не испытали интенсивного дислокационного метаморфизма, формы залежей близки к первичным, и послерудные преобразования связаны в основном с воздействием более поздних гранитоидных интрузий. Эти изменения выражены в перекристаллизации руд, частичной замене пирита на пирротин в связи с изменениями режима серы и кислорода и в переотложении части сульфидов, масштабы которого пока не вполне ясны. Существенный вынос рудного вещества за пределы рудных тел в рассматриваемой обстановке не установлен, создаются надрудные минеральные и геохимические ореолы (месторождения Им. 50 лет Октября), и происходит, вероятно, значительная перестройка первичной зональности (месторождение Приорское, Им. 50 лет Октября). При этом околорудные породы трансформированы в своеобразные метасоматиты роговиковой структуры, состоящие из кордиерита, граната, хлорита, кварца, антофиллита и ряда других минералов [4].

Резкая разобщенность во времени и условиях формирования гидротермально-осадочного и метасоматического оруденения характерна для упоминавшихся выше сульфидных залежей южного склона Большого Кавказа, где и слои недифференцированных базальтов, и синхронные с осадконакоплением руды существенно пиритового состава смяты в складки, а эпигенетические по отношению к складчатости серии даек и малых интрузивных тел непрерывной формации подвергнуты гипогенному выщелачиванию, сопровождающему колчеданно-полиметаллическое оруденение [11].

Не вполне ясны в рассматриваемом аспекте соотношения оруденения с магматизмом в пределах Карельской провинции, где состав руд существенно пиритовый и пирит-пирротинный, а проявления вулканизма контрастной (или непрерывной) формации известны в виде остатков глубоко эродированных жерловин липарит-дацитового состава. Такое соотношение можно, по-видимому, объяснить глубоким срезом вулканических структур, сложенных породами непрерывной формации, продуктивные части разреза которой эродированы.

3. Недифференцированный базальтоидный вулканизм отличался редуцированным характером, и основные проявления вулканической деятельности представлены породами непрерывной или контрастной формации. В этом случае при наличии палеобассейна с застойным водным режимом в сочетании с близостью подводящих гидротермы расколов могли существовать условия, благоприятные для гидротермально-осадочного отложения руд, богатых цветными металлами (районы месторождений Озерного, Холодненского и др.).

Позднейшие метаморфические преобразования таких областей зависят от режима развития провинций и, как и в предыдущих случаях, могут быть связаны с дислокациями, метаморфизмом нагрузки и контактовым воздействием интрузий.

Указанная зависимость металлогенической специализации колчеданных залежей и форм проявлений продуктивных минеральных комплексов от особенностей развития магматизма в различных частях колчеданоносных провинций должна быть использована в качестве ведущего критерия их оценки. При этом следует иметь в виду, что в различных блоках или подзонах одних и тех же структурно-формационных зон продуктивный вулканизм, а следовательно, и сопутствующее оруденение могут быть проявлены неодинаково. Поэтому среди областей с развитием существенно пиритовых руд могут встречаться отдельные блоки с оруденением, высокопродуктивным на цветные металлы. Реальность высказанного положения подтверждается данными по юрской флишоидной формации Большого Кавказа; такие сочетания характерны также для

Карелии, где пиритовые залежи расположены вблизи месторождения Оутокумпо, для провинции о-ва Кипр и других регионов. Поэтому к оценке областей с проявлениями недифференцированного базальтового вулканизма и существенно пиритовой минерализацией необходимо подходить осторожно, стремясь выявить на их фоне блоки, в которых существуют условия для развития дифференцированного магматизма и связанной с ним продуктивной минерализации.

Гидротермально-метасоматическое рудообразование, как указывалось, играет ведущую роль в провинциях, приуроченных к палеостровным дугам. При этом осадочное накопление рудного вещества наибольшее значение приобретает в тех частях продуктивных структурно-формационных зон, в которых вулканизм контрастных или непрерывных формаций протекал в существенно субмаринной обстановке и сопровождался накоплением прослоев осадочных и вулканомиктовых пород. В этих условиях, например в северной части Тагило-Красноуральской зоны на Среднем Урале [10, 20 и др.], для ряда залежей можно предположить преобладание процессов гидротермально-осадочного рудоотложения.

В провинциях, где рудообразование происходило в островной обстановке в связи с вулканизмом центрального типа, процессы садки рудного вещества иногда значительно развиты в условиях кальдерных структур, где рудообразование начиналось синхронно с накоплением лагунных отложений. Нередко в этих условиях рудный процесс начинался с гидротермально-осадочного отложения, в связи с которым формировались кремнисто-гематитовые, кремнистые, пиритовые, а иногда и сфалерит-халькопирит-пиритовые прослои незначительной мощности, расположенные на флангах и в прикровельных частях рудных залежей. Примером являются залежи месторождений Учалы (по данным П. И. Пирожка) и Сибай (по данным Н. А. Пирежника). Руды этих месторождений связаны в основном с гидротермально-метасоматическим процессом, протекавшим на субвулканическом уровне глубин, как это показано для многочисленных месторождений Магнитогорского мегасинклиория на Урале (Учалы, Сибай, Юбилейное, Им. XIX партсъезда, Макан и др., по данным М. Б. Бородаевской, А. И. Кривцова, П. Ф. Сопко и др.) и для многих других районов мира. Рудообразование протекало при высокой активности дискретно развивавшейся вулканической деятельности, выразившейся на завершающих этапах в появлении многократных серий субвулканических интрузий. На примере Байкальского района установлено, что число стадий внедрения этих интрузий коррелируется с периодами минералообразования, причем по мере развития процесса в составе руд увеличивается доля свинца, цинка и золота. Сходные данные имеются также для месторождений рудного поля Им. XIX партсъезда.

По вопросу о природе стадийности минерализации в месторождениях рассматриваемой группы большинство исследователей, вслед за С. С. Смирновым, предполагают, что она отражает последовательность порций поступления растворов из рудогенерирующего очага. Однако имеются данные, показывающие, что процесс этот значительно более сложный и, по-видимому, обусловлен совокупностью нескольких факторов, в числе которых можно указать следующие.

1. Неодновременность отложения руд на различных уровнях формирования рудовмещающих палеовулканических построек и палеодепрессий. Доказательства этого намечаются сейчас для ряда месторождений на основании обнаружения этажно расположенных горизонтов размыва с рудными гальками, а также наличия обломков руд в дайках и трубках взрыва, породы которых замещаются сульфидной рудой (месторождения Им. XIX партсъезда, Гайское и др.).

2. Перераспределение рудного вещества (вынос наиболее растворимых соединений и их переотложение в верхних горизонтах), обусловлен-

ное фронтом гидротерм, сопутствующих внедрению более поздних субвулканических интрузий, возможно, с возрожденными волнами кислотного выщелачивания. Эти процессы при благоприятной структурной обстановке, по-видимому, играли весьма существенную роль в образовании эндогенной зональности протяженных по вертикали залежей. Характерным примером в этом отношении служит Гайское месторождение, богатство верхних горизонтов которого медью и цинком в 4—5 раз превосходит содержание этих компонентов в нижней части рудной зоны. При этом наиболее богатые жильобразные апофизы отходят по восставанию от основных залежей, пересекая горизонты вулканитов, послерудных по отношению к главным этапам рудообразования.

3. Стадийное рудоотложение, связанное с поступлением новых порций растворов из рудогенерирующего очага, т. е. фактор, которому в настоящее время придается ведущее значение.

Соотношения указанных факторов в разных месторождениях неодинаковы, а расшифровка этих соотношений имеет важнейшее значение для понимания строения вертикальной зональности как отдельных залежей, так и рудных полей в целом.

Позднейшие преобразования руд провинций островных дуг, как и во всех предшествующих случаях, зависят от особенностей истории развития районов. В областях, слабо затронутых послерудными дислокациями, где хорошо сохранились первичные рудовмещающие вулканические структуры, формы рудных тел мало нарушены, а зональность определяется факторами, сопутствующими становлению оруденения. Слабо проявлено здесь и контактовое воздействие более поздних интрузий (за исключением локальных изменений, связанных с внедрением послерудных даек базальтоидного состава), поскольку они не имеют широкого распространения во внутренних, наиболее колчеданосных зонах островных дуг, хотя при значительном развитии вулкано-плутонических ассоциаций, как, например, на Малом Кавказе (Кедабекский район), происходила контактовая переработка рудного вещества. Однако в некоторых случаях вмещающие породы и руды провинций рассматриваемых типов метаморфизованы и в условиях амфиболитовой фации, что сопровождается соответствующими превращениями рудного вещества. В месторождениях, расположенных на границах продуктивных зон с зонами, характеризующимися общим режимом поднятия в период, следующий за колчеданообразованием, как показано Г. Ф. Яковлевым на примере Теренсайского месторождения, на медноколчеданное оруденение иногда наложена свинцово-цинковая минерализация, генетически связанная с гранитоидными интрузиями, завершающими геосинклинальный магматизм.

Наряду с этим в условиях, когда рудоносные системы островных дуг и входящие в их состав структурно-формационные зоны характеризуются незначительной шириной и сближенностью магмовыводящих и ограничивающих расколов, в ряде случаев наблюдаются чрезвычайно напряженные дислокации, сопутствующие или предшествующие внедрению крупных гранитоидных массивов. В этой обстановке, как показано А. И. Кривцовым на примере Тагильского района Среднего Урала, формы и элементы залегания рудных тел существенно нарушаются с образованием лентовидных в поперечном сечении, удлинённых по падению и коротких по простиранию линз, происходит значительная перегруппировка рудного вещества с частичным его выносом и полным переотложением отдельных рудных тел, которые должны рассматриваться как регенерированные образования. Сложность формирования подобных колчеданных месторождений вызывает необходимость расшифровки как первичных рудолокализирующих элементов, так и факторов, определяющих положение перемещенных рудных тел.

Приведенные данные, свидетельствующие о различной роли процессов гидротермально-осадочного и гидротермального рудоотложения в

колчеданных провинциях различных типов, подтверждаются также изотопным составом серы рудообразующих сульфидов. Анализ данных по этому вопросу, проведенный М. Б. Бородаевской и Н. И. Заири [1], показал следующее.

Для месторождений провинций островных руд, развитых на океанической коре¹, характерны незначительные вариации изотопного состава серы сульфидов, слагающих серноколчеданные руды раннего этапа: $\delta^{34}\text{S} = 0,0\%$. Это указывает на наличие для них единого гомогенного источника серы, имеющего подкорковую (мантийную) природу; лишь в небольшом числе случаев наблюдается разброс значений $\delta^{34}\text{S}$, указывающий на участие биогенной серы в процессе рудообразования. Последующее разделение изотопов серы, приводящее к дисперсии величин $\delta^{34}\text{S}$ (6—8‰), происходило скорее всего в результате стадийного формирования сульфидных залежей. Наибольшее разделение отмечено в сульфид-сульфатных ассоциациях, возникавших при изменении активности кислорода. При этом природа стадийности (т. е. вопрос о том, отражают ли стадии процессы отложения или переотложения руд) остается не раскрытой.

В колчеданных месторождениях островных дуг, развитых на континентальной коре, по данным для месторождений Шамлуг, Кафан, Аллаверды, пириты серноколчеданной ранней стадии рудообразования характеризуются значением $\delta^{34}\text{S} = 5\%$, а в последующих стадиях произошло «облегчение» серы сульфидов за счет накопления ^{34}S в барите и ангидрите. При этом отдельные стадии рудогенеза выделить невозможно, а в целом гистограммы, характеризующие вариации состава серы, резко отличаются от тех, которые получены для месторождений первого типа. Н. И. Заири считает, что это явление скорее всего связано с нарушением первичных процессов, приводящих к разделению изотопов в результате смещения и, вероятно, повторного усреднения в промежуточных очагах, расположенных в пределах континентальной коры.

Резко отличный состав изотопов рудообразующей серы характерен для месторождений, находящихся в геоструктурах типа окраинных или внутренних морей (месторождение Карлота и Санта-Лючия, о-в Куба; Раммельберг, Мегген, Найрне, Австралия). Для всех этих объектов устанавливается весьма существенное значение биогенной серы в процессе рудообразования, причем здесь, как и для современного рудоотложения в Красном море, выделяются два случая: 1) рудные тела, сформированные в местах непосредственного выноса газогидротерм (центральный тип), характеризующиеся зональным распределением величин $\delta^{34}\text{S}$ с накоплением гомогенной серы в придонных горизонтах залежей, а биогенной — в верхних их частях; 2) рудные тела, возникшие на некотором удалении от места выноса газогидротерм (периферический тип), в которых значение $\delta^{34}\text{S}$ закономерно варьирует в широких пределах при ведущей роли серы биогенного происхождения [1].

Приведенные материалы свидетельствуют о большой сложности условий формирования колчеданных месторождений, современный облик которых определяется совокупностью разнообразных факторов. Наряду с первичными особенностями субстрата, на котором развивались колчеданоносные формации, и режимом становления продуктивного магматизма весьма существенную роль играли процессы, сопутствовавшие оруденению, и более поздние, метаморфические преобразования. Процессы, участвующие в создании современного облика колчеданных месторождений, включают различные механизмы рудоотложения, преобразования руд из первично-отложенного рудного вещества и трансформации

¹ Использованы данные по изотопному составу серы рудообразующих сульфидов месторождений: Сибайского, Учалинского, Гайского, Левихинского (Урал), Урупского, Бескесского, Худесского (Кавказ), Хакаро (Куба).

залежей разными по своей природе процессами метаморфизма. Расшифровка отдельных звеньев этого процесса и их сочетаний, определяющих промышленную ценность месторождений в каждом конкретном случае, имеет большое значение как для общей теории генезиса колчеданного оруденения, так и для прогнозных работ различных масштабов — от региональных, направленных на оценку крупных рудоносных зон, до детальных, по рудным полям и месторождениям.

ВЫВОДЫ

1. Сопоставление данных по условиям образования колчеданных залежей различных провинций показывает, что в современном облике колчеданных руд отражены в совокупности различные по физико-химическим условиям одновременные процессы, включающие гидротермально-осадочное накопление рудного вещества, гидротермальное и гидротермально-метасоматическое его отложение и сложную цепь одновременных и различных по типам метаморфических преобразований.

2. Гидротермально-осадочное рудоотложение играет важную роль в провинциях с ведущим значением осадконакопления при редуцированном вулканизме. Базальтовому вулканизму при этом сопутствует формирование существенно серноколчеданных руд; с контрастными или непрерывными вулканогенными формациями связано, по-видимому, образование промышленных на цветные металлы залежей. Последние либо имеют гидротермально-осадочный генезис, либо образуют тела комбинированного происхождения.

3. Гидротермально-метасоматическое формирование рудных залежей наиболее типично для провинции островных дуг, где оно часто характеризуется многостадийностью, прерываясь дискретными проявлениями магматизма продуктивных формаций.

4. В формировании зональности рудных тел существенное значение принадлежит процессам перегруппировки рудного вещества под влиянием флюидного фронта интратрудных фаз магматической деятельности. Степень и характер последующих преобразований определяются конкретными условиями геологической истории развития провинции или рудного поля, фациями регионального метаморфизма, степенью насыщения более поздними интрузивными телами и др. В районах развития интенсивных дислокаций и внедрения крупных масс гранитоидов формы и состав рудных тел существенно изменяются вплоть до полной их регенерации.

Литература

1. Бородаевская М. Б., Заури Н. И. Вариации изотопного состава серы сульфидов колчеданных залежей провинций разных типов.— Труды ЦНИГРИ, 1977, вып. 126.
2. Бородаевская М. Б., Кривцов А. И., Ширай Е. П. Особенности раннегеосинклинального вулканизма и оруденения в колчеданосных провинциях различных типов.— Геол. рудн. месторожд., 1976, № 1.
3. Бородаевская М. Б., Курбанов Н. К., Ширай Е. П., Кривцов А. И. Вулканогенные формации базальтоидного ряда и связь с ними колчеданного оруденения в различных провинциях СССР.— В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. «Наука», 1974.
4. Бородаевская М. Б., Ракчеев А. Д., Вахрушев М. И. и др. О полигенном характере медноколчеданных месторождений в Северных Мугоджарах.— Докл. АН СССР, 1970, 194, № 2.
5. Власов Г. М. О талассогеосинклиналях, их месте в структурах Тихоокеанского пояса и металлогении.— Труды Ин-та геол. и геох. УНЦ АН СССР, 1975, вып. 102.
6. Горжевский Д. И. Сопоставление свинцово-цинковых и медноколчеданных рудных провинций.— Геол. рудн. месторожд., 1974, № 1.
7. Дистанов Э. Г., Ковалев К. Р. Текстуры и структуры гидротермально-осадочных колчеданно-полиметаллических руд Озерного месторождения. Новосибирск, «Наука», 1975.
8. Дрейк Ч., Юнг Дж., Стюард Г. Континентальные окраины восточной части США.— В кн.: Окраины континентов и островные дуги. «Мир», 1973.

9. *Заири Н. М., Зарянов Ю. П.* Об источниках серы колчеданных месторождений, подчиненных терригенным толщам.— Труды ЦНИГРИ, 1977, вып. 126.
10. *Кривцов А. И., Минина О. В.* Геолого-структурные особенности и вопросы генезиса месторождений Красноуральско-Нижнетагильского района (Средний Урал).— Труды ЦНИГРИ, 1977, вып. 126.
11. *Курбанов Н. К., Романов В. И., Бирюков А. П., Кадымов О. К.* Палеогеографическая и палеотектоническая обстановка накопления эксталяционно-осадочных руд в терригенных геосинклиналях Восточного Кавказа. М., 1975.
12. *Радкевич Е. А.* К вопросу о типах металлогенических провинций и рудных районов.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. II. Изд-во АН СССР, 1959.
13. *Ручкин Г. В., Конкин В. Д., Сергеева Н. Е.* Колчеданное рудообразование в нижнепротерозойских осадочно-вулканогенных толщах Карелии.— Геол. рудн. месторожд., 1972, № 5.
14. *Ручкин Г. В., Бушуев В. П., Варламов В. А. и др.* Холоднинское месторождение — представитель докембрийских колчеданно-полиметаллических месторождений.— Геол. рудн. месторожд., 1975, № 5.
15. *Смирнов В. И.* Очерки металлогении. Госгеолтехиздат, 1963.
16. *Смирнов В. И.* Соотношение осадочных и гидротермальных процессов при формировании колчеданных руд в юрских флишоидах Большого Кавказа.— Докл. АН СССР, 1967, 17.
17. *Смирнов В. И.* Фактор времени в образовании стратиформных рудных месторождений.— Геол. рудн. месторожд., 1970, № 6.
18. *Смирнов В. И.* О металлогении океанов.— Геол. рудн. месторожд., 1975, № 1.
19. *Соукинс Ф.* Сульфидные рудные месторождения и глобальная тектоника.— В кн.: Новая глобальная тектоника. «Мир», 1974.
20. *Столяров Ю. М., Столова Г. А.* Некоторые данные о геологическом строении и условиях локализации рудных тел Левихинского колчеданного месторождения (Средний Урал).— Труды ЦНИГРИ, 1977, вып. 126.
21. *Твалчрелидзе А. Г.* О соотношении регионального метаморфизма и медно-пирротинового оруднения в нижнеюрских сланцах Горной Абхазии.— Геол. рудн. месторожд., 1973, № 5.
22. *Твалчрелидзе А. Г., Ярошевич В. З., Кердзая Т. Э.* Геологические и физико-химические условия формирования стратиформных медно-пирротиновых залежей (на примере Горной Абхазии).— Геол. рудн. месторожд., 1976, № 1.
23. *Твалчрелидзе Г. А.* Сравнительная металлогеническая характеристика колчеданной и медно-порфировой формаций.— Геол. рудн. месторожд., 1975, № 3.

Л. Н. Овчинников, В. Д. Баранов

НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ КОЛЧЕДАНОЙ МЕТАЛЛОГЕНИИ

В соответствии с общепринятыми представлениями [9], к колчеданной формации мы относим месторождения сульфидов, сложенные пиритом или пирротинном в различном сочетании с халькопиритом, сфалеритом и галенитом, которые ассоциируют с базальтоидными вулканогенными формациями эвгеосинклинального типа. Небольшая часть месторождений залегает в терригенных, а также в некоторых интрузивных формациях, фациально или парагенетически связанных с теми же рудонесущими вулканогенными формациями.

Синтез всех фактических данных, относящихся к колчеданным месторождениям мира, опирающийся на пространственно-статистический анализ, позволил выявить определенные закономерности в условиях нахождения и распространения месторождений этой формации и высказать некоторые соображения. Наиболее достоверными количественными данными по запасам и содержаниям основных компонентов мы располагаем по 401 месторождению, геологические условия нахождения которых также объективно известны, 10% из них составляют серноколчеданные месторождения.

Остановимся на двух аспектах формирования месторождений колчеданной формации, имеющих наиболее важное металлогеническое:

значение: 1) эволюции рудообразования в связи с эволюцией магматизма; 2) зональности колчедановых провинций.

1. Образование рудных месторождений связано с судьбой рассеянных металлов в земной коре и мантии. В процессе рудообразования осуществляется непрерывная многоступенчатая дифференциация металлов, приводящая в конечном итоге к образованию монометалльных месторождений. Магматизм — один из планетарных процессов, способствующих этой дифференциации. Магматическая дифференциация и дифференциация металлов, образующих месторождения, идут параллельно; вторая вызывается первой. Дифференциация приводит к сепарации, к концентрации металлов, вплоть до образования их промышленных скоплений. Широко проявлена закономерность: чем более дифференцирован магматический комплекс, формация, тем богаче оруденение, тем более отсепарирована рудная часть.

Эти достаточно общие соображения весьма наглядно иллюстрируются эволюцией колчеданного рудообразования, отражающей ход дифференциации базальтоидного магматизма. Широкие колебания соотношения главных рудных компонентов колчеданных месторождений являются прямым отражением условий их нахождения. В настоящее время достаточно отчетливо выделяются восемь типов колчедановмещающих геосинклинальных геологических формаций, которые в порядке увеличения кислотности магматитов образуют следующий последовательный ряд: 1) ультрабазиты и серпентиниты краевых зон глубинных разломов, 2) габброиды краевых и поперечных глубинных разломов, 3) слабо дифференцированные базальтовая и андезит-базальтовая формации, 4) дифференцированные липарит-базальтовая и липарит-андезит-базальтовая формации, 5) андезитовая и дацит-андезитовая формации, 6) базальт-липаритовая, дацит-липаритовая, липаритовая формации, 7) терригенно-сланцевая, терригенно-карбонатная формации, фациально связанные с двумя предыдущими типами вулканогенных формаций, 8) гранодиоритовая формация, комагматичная вулканогенным формациям 6 типа.

Перечисленный ряд формаций отражает в возрастающей степени как временную, так и пространственную магматическую дифференциацию в ходе становления зональной земной коры. В этом ряду выделяются два этапа, два ритма дифференциации: формации 2—4 типов создают первый ритм дифференциации базальтоидов толеитового ряда в первичных эвгеосинклинальных зонах. Формации 5—8 типов образуют второй ритм известково-щелочного андезитового ряда. В результате могут возникать как одноцикличные, так и бицикличные колчеданные провинции.

Эволюция магматизма, отвечающая указанному ряду, сопровождается также последовательной эволюцией рудообразования, изменением количества отделяющегося рудного вещества и его геохимических параметров (см. таблицу; фиг. 1, 2). В частности, доля меди в суммарных запасах основной триады металлов: медь — свинец — цинк в месторождениях закономерно и последовательно уменьшается, падая в ходе эволюции почти в 4 раза. Общие запасы металлов в рудах одновременно возрастают более чем на два порядка, а средний размер месторождений (по запасам металлов) увеличивается более чем в 10 раз.

Во втором ритме вулканогенных формаций наблюдается резкое повышение среднего содержания свинца в колчеданных рудах и соответственно увеличение его доли в суммарных запасах (см. фиг. 2). Иначе говоря, распределение свинца в формационном ряду колчеданных месторождений весьма убедительно подчеркивает различие двух этапов магматической дифференциации. В целом же каждой рудовмещающей формации отвечает определенный тип месторождений, который отличается составом руд, содержанием и набором металлов, содержанием серы,

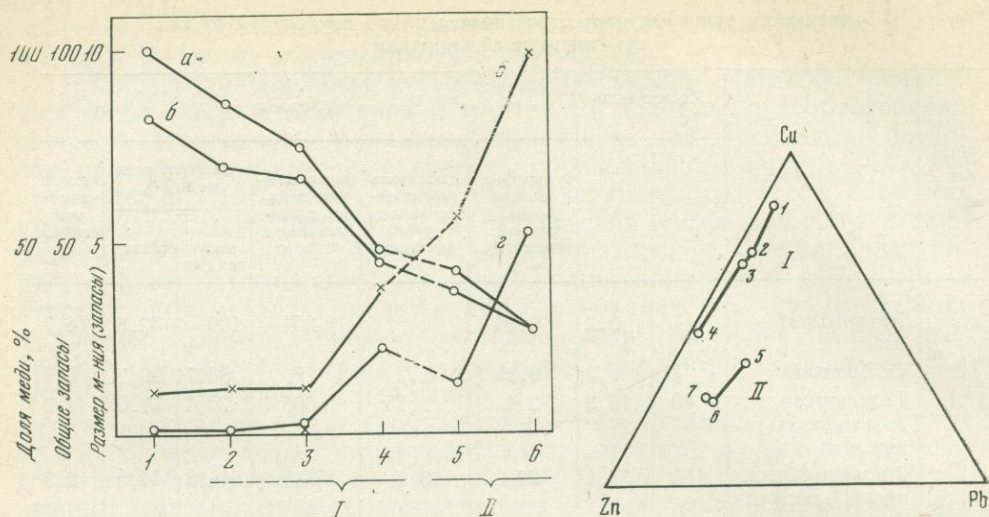
Зависимость основных параметров колчеданного оруденения от типа рудовмещающей формации

№ на фиг. 1,2	Тип формации	Месторождения		Запасы					
		число п	%	суммарные запасы меди, свинца, цинка, %	относительные средние запасы суммы металлов	максимальные запасы суммы металлов, тыс. т	доля запасов меди, %		доля запасов свинца, %
							промышленных	общих	
1	Ультрабазитовая	7	2,2	0,35	1	254	100	82,8	4,7
2	Габброидная	4	1,2	0,25	1,2	150	86,7	69,7	5,6
3	Базальтовая, андезит-базальтовая	40	12,3	2,4	1,15	865	75,4	67,0	4,3
4	Липарит-базальтовая, липарит-андезит-базальтовая	114	35,1	22,2	3,7	5888	46,8	44,0	2,8
5	Андезитовая, дацит-андезитовая	40	12,3	11,7	5,6	3338	41,9	37,0	19,3
6	Базальт-липаритовая, дацит-липаритовая, липаритовая	102	31,4	52,0	9,8	9570	26,0	25,7	15,8
7	Терригенно-карбонатная, терригенно-сланцевая	18	5,5	11,1	11,8	6200	27,9	27,0	14,3
			$\frac{\Sigma 100}{\Sigma 100}$	$\frac{\Sigma 100}{\Sigma 100}$					

№ на фиг. 1,2	Тип формации	Средние содержания, %										S/ΣMe ₂
		промышленные				общие					S	
		Cu	Zn	Pb	ΣMe ₁	Cu	Zn	Pb	ΣMe ₂			
1	Ультрабазитовая	2,47	—	—	2,47	2,47	0,35	0,14	2,96	—	—	
2	Габброидная	1,73	1,57	—	3,30	1,73	0,61	0,14	2,48	30,8	12,4	
3	Базальтовая, андезит-базальтовая	1,96	1,10	—	3,06	1,89	0,79	0,12	2,80	44,6	15,9	
4	Липарит-базальтовая, липарит-андезит-базальтовая	1,96	2,39	0,48	4,83	1,92	2,18	0,12	4,22	36,45	8,6	
5	Андезитовая, дацит-андезитовая	1,27	7,18	4,14	12,59	1,21	1,40	0,62	3,23	34,7	10,7	
6	Базальт-липаритовая, дацит-липаритовая, липаритовая	1,66	3,67	1,28	6,61	1,18	2,61	0,71	4,50	25,81	5,7	
7	Терригенно-карбонатная, терригенно-сланцевая	1,47	4,10	1,28	6,85	1,12	2,46	0,60	4,18	34,40	8,2	

т. е. каждая формация характеризуется своим геохимическим уровнем концентрации оруденения.

Характерно, что в распределении запасов металлов и количества месторождений по степени их медистости (СМ) выявляется отчетливая дискретность: вся генеральная выборка месторождений распадается на четыре естественные группы (совокупности): I — медные и медноколчеданные месторождения, для которых СМ = 100—75%; II — цинково-мед-



Фиг. 1. Зависимость состава и масштабов колчеданного оруденения от типа рудовмещающей формации (см. таблицу)

1—6—рудовмещающие формации: 1—ультрабазиты, 2—габброиды, 3—базальтовая, андезит-базальтовая, 4—липарит-базальтовая, липарит-андезит-базальтовая; 5—андезитовая, дацит-андезитовая, 6—базальт-липаритовая, дацит-липаритовая, липаритовая; I—толеитовый ряд, II—андезитовый ряд, *a*—доля меди промышленной; *b*—доля меди всей; *c*—размер месторождения; *z*—запасы

Фиг. 2. Соотношение запасов меди, свинца и цинка в колчеданных месторождениях различных рудовмещающих формаций

Условные обозначения см. на фиг. 1

ные и свинцово-цинково-медные месторождения, $СМ=75-45\%$; III—медно-цинковые и свинцово-медно-цинковые месторождения, $СМ=45-15\%$; IV—цинковые, медно-свинцово-цинковые и свинцово-цинковые месторождения, $СМ=15-0\%$. Каждая рудовмещающая формация характеризуется определенным набором различных типов колчеданных месторождений. Например, в группе андезитовых вулканогенных формаций по степени колчеданности заметно различаются андезитовые формации вторичных вулканогенных геосинклиналей и формации последовательно дифференцированного комплекса первичной эвгеосинклинали уральского типа. Только с формациями I типа связаны крупные и уникальные колчеданные месторождения. Колчеданные месторождения в терригенно-сланцевых отложениях могут иметь важное практическое значение во вторичных геосинклиналях, если эти отложения ассоциируют с андезитовой или существенно липаритовой формациями.

2. Каждая рудная провинция характеризуется зональностью распределения колчеданного оруденения с закономерным ступенчатым изменением его состава, в первую очередь уменьшением степени медистости: по латерали—в направлении от контролирующих краевых и поперечных глубинных разломов, по вертикали—с удалением от поверхности Конрада («базальтового» слоя земной коры) [5, 6].

Оказывается, что при асимметричной структурно-формационной и металлогенической зональности рудных провинций в каждой из них всегда выделяется ведущая по контролю оруденения зона краевого разлома, которая вполне логично может быть интерпретирована как палеосейсмофокальная зона или зона Заварицкого—Беньофа [10]. Структура геохимической (металлогенической) зональности колчеданных провинций определяется положением и условиями залегания такой

краевой разломной зоны и закономерностями изменения по отношению к этой зоне характера разреза земной коры, изменения степени ее зрелости. Одновременно с этим в контроле оруденения ведущая роль принадлежит также поперечным глубинным разломам, создающим вместе с серийей продольных ритмично-блоковое строение и тип зональности провинции.

Закономерное размещение рудных полей относительно поперечных разломов в том или ином выражении наблюдается во всех колчеданных провинциях: на Алтае, Кавказе, Урале, Курильских островах, в Канаде, Испании, Португалии, Скандинавии, Японии. Аналогия в блоковом строении современных островодужных зон и колчеданных провинций прошлого в размерах и распределении рудных полей и кальдер проседания указывает на оптимальные геолого-тектонические условия размещения и возможные размеры промежуточных магматических камер, с которыми связаны как рудовмещающие вулканиты, так и потоки рудоносных гидротерм.

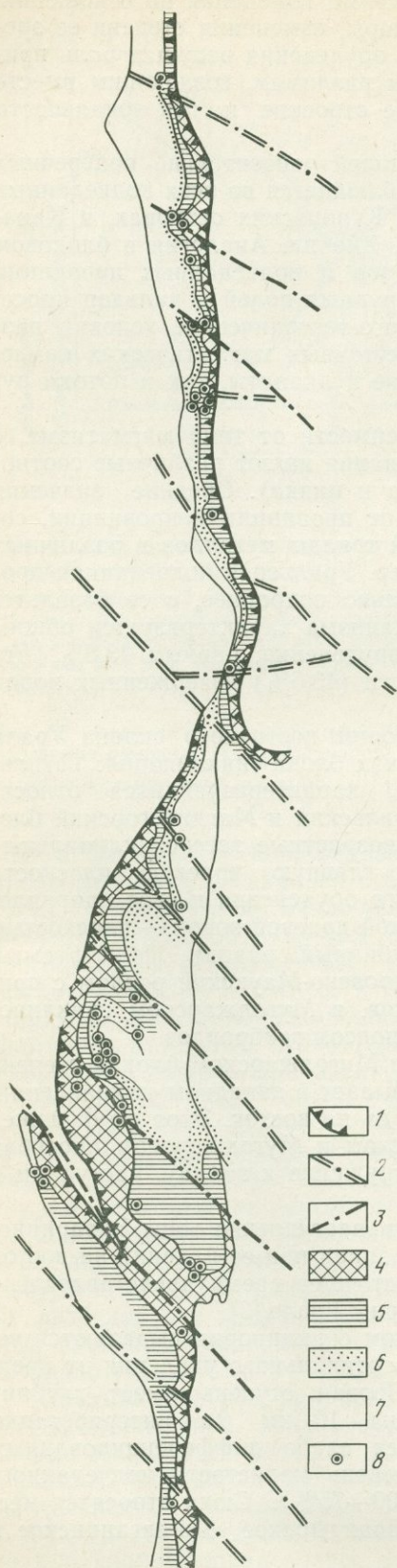
Колчеданные месторождения в зависимости от типа магматизма, с которым они связаны, и условий образования имеют различные соотношения главных металлов (меди, свинца и цинка). Средние значения этих соотношений дискретно меняются от провинции к провинции, совпадая с кларковыми отношениями этой триады металлов в различных типах изверженных пород. Так, например, Уральская колчеданная провинция, на которой остановимся несколько подробнее, с ее базальтоидным типом эвгеосинклинального вулканизма характеризуется общим показателем медистости колчеданного оруденения, равным 43,8%, что точно соответствует кларковой медистости (43,5%) изверженных пород основного состава [6].

Тагило-Магнитогорский мегасинклиорий восточного склона Урала распадается на три крупных тектонических блока-синклиории: Тагильский, Магнитогорский и Мугоджарский, характеризующихся относительно самостоятельным развитием. Тагильский и Магнитогорский блоки рассматриваются даже как разновозрастные эвгеосинклинальные прогибы [1]. Каждый блок имеет свою главную краевую плоскость асимметричной зональности колчеданного оруденения и свое направление. В Магнитогорском синклиории такой краевой зоной — плоскостью является Таловско-Кемпирсайский глубинный разлом, фиксируемый ультрабазитами, в Тагильском — это Серовско-Маукский разлом с приуроченным к нему поясом ультрабазитов, в Мугоджарском синклиории — Борлинский разлом, отмечаемый поясом габброидов.

Как видно на фиг. 3, в Тагильском и Мугоджарском блоках степень медистости колчеданного оруденения убывает в западном направлении, а в Магнитогорском — наоборот, с запада на восток. Этот факт может свидетельствовать о том, что в Тагильском и Мугоджарском прогибах зоны Заварицкого — Беньофа, имея погружение к западу, наступали к востоку.

В Магнитогорском прогибе, наоборот, наступление зоны Заварицкого — Беньофа происходило с востока на запад при ее падении на восток [10]. Подтверждается развиваемое в настоящее время представление о дальнейшем надвиговом развитии этой зоны Урала [3].

В наиболее изученном Магнитогорском синклиории выделяются четыре ступени земной коры по степени вертикального удаления от предполагаемой сейсмофокальной зоны. Первая ступень имеет глубину залегания базальтового слоя порядка 10 км (в интерпретации И. С. Огарина [8]) и характеризуется слабо дифференцированным андезит-базальтовым вулканизмом. Степень медистости колчеданного оруденения этой ступени наивысшая (100—75%). Сюда относятся месторождения: Им. 50 лет Октября, Карачандырское, Джанганинское и Джеландинское.



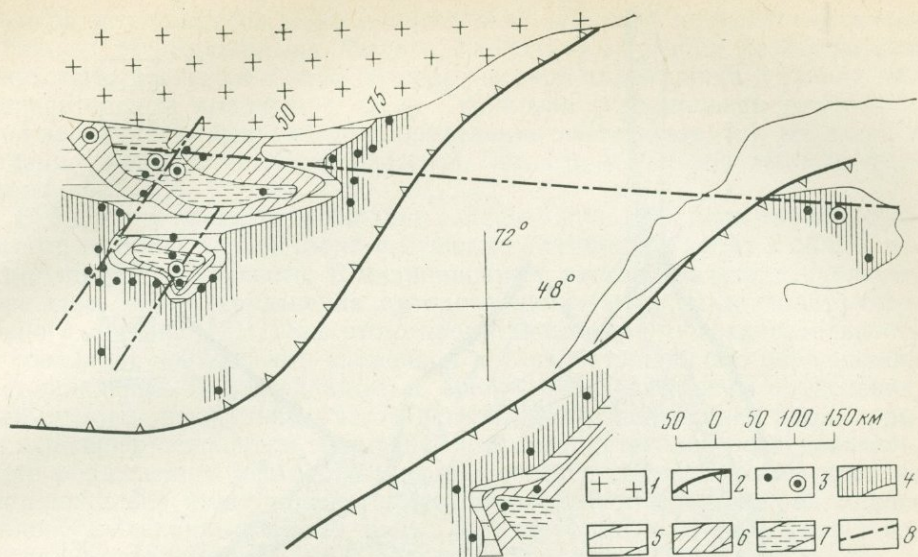
Вторая ступень имеет глубину залегания базальтового слоя до 15 км, рудовмещающие формации на востоке слагаются вулканитами андезит-базальтового состава, в центральной части прогиба — липарит-базальтового, липарит-андезит-базальтового. Степень медистости оруденения 75—45%, которой соответствуют цинково-медные месторождения Гайское, Октябрьское, Джусинское, Весеннее, Летнее. Наиболее продуктивной является третья ступень. Она удалена от поверхности Конрада более чем на 15 км и характеризуется наиболее дифференцированным липарит-базальтовым вулканизмом. Степень медистости 45—15%. Сюда относятся такие медно-цинковые месторождения, как Сибайское, Учалинское, Им. XIX партсъезда, Дегтярское. Четвертая ступень еще более глубокого погружения базальтового слоя на Урале не имеет промышленного оруденения.

Каждой колчеданной провинции свойственна вертикальная зональная распределения оруденения с меняющимся градиентом контрастности в зависимости от соотношения мощности слоев в глубинном разрезе земной коры, т. е. от степени ее кристаллической зрелости (континентальности). Градиент зональности увеличивается с приближением к базальтовому слою.

Зависимость состава и масштаба колчеданного оруденения от глубинного строения земной коры была рассмотрена нами ранее на примере Рудного Алтая [5, 6]. Здесь также наметилась статистически закономерная связь петрохимических особенностей пород рудовмещающей формации с глубинным строением земной коры, с одной стороны, и ее металлоносностью — с другой.

Фиг. 3. Схема зональности колчеданного оруденения Тагило-Магнитогорского мегасинклиория

- 1 — краевые глубинные разломы (границы мегасинклиория);
- 2 — поперечные глубинные разломы по геофизическим данным и данным гелиевой съемки;
- 3 — предполагаемые поперечные разломы по геохимическим данным;
- 4 — 7 — поля колчеданного оруденения со степенью медистости (в %):
- 4 — 100—75,
- 5 — 75—45,
- 6 — 45—15,
- 7 — <15;
- 8 — главные месторождения



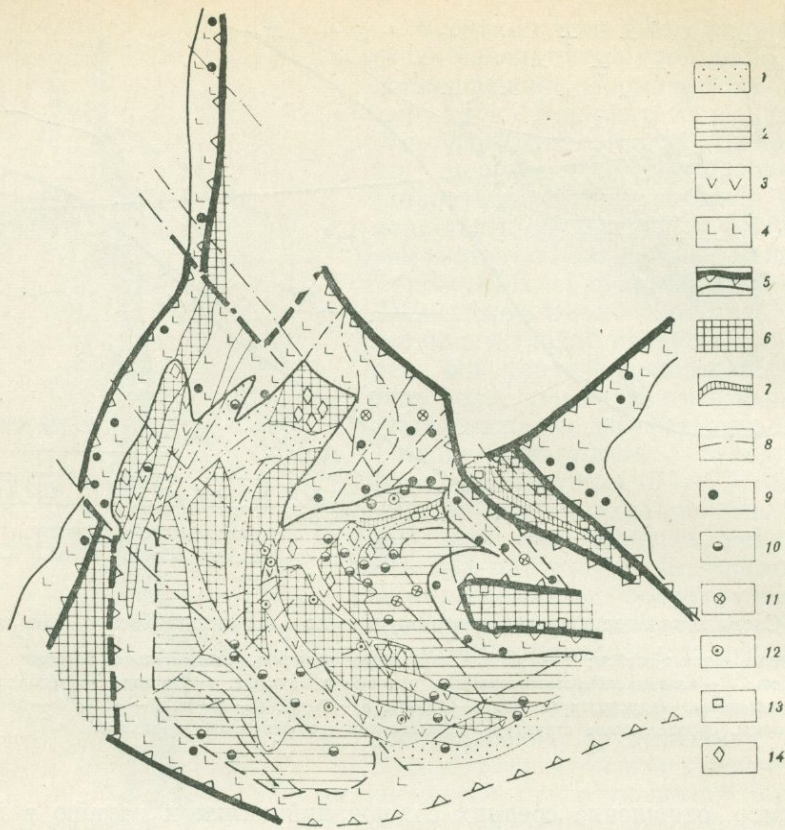
Фиг. 4. Схема зональности колчеданного оруденения в провинции Квебек, Канада

1 — граниты, гранито-гнейсы; 2 — краевые глубинные разломы, относительно которых проявлена зональность; 3 — колчеданные месторождения рядовые и крупные; 4—7 — поля колчеданного оруденения со степенью медистости (в %): 4 — 100—75, 5 — 75—45, 6 — 45—15, 7 — <15; 8 — предполагаемые разломы, определяющие структуру региональной геохимической зональности

Например, отношение средних содержаний калия к натрию в кислых вулканитах рудовмещающей формации на Алтае увеличивается с удалением от краевой зоны глубинного Иртышского разлома и ростом глубины залегания базальтового слоя. Одновременно устанавливается прямая корреляция между долей запасов свинца в сумме металлов и содержанием калия в липаритах.

Асимметричная зональность колчеданного оруденения, обусловленная его связью с зонами Заварицкого — Беньофа, наблюдается не только на Урале. Многочисленные месторождения и рудопроявления провинции Квебек в Канаде создают аналогичную структуру геохимической зональности, подчеркивая главные особенности геологического строения региона (фиг. 4). Зеленокаменные рудоносные пояса провинции состоят из переслаивающихся метавулканических и метаосадочных пород архея и серии интрузивов от ультрабазитового до кислого состава. В крупном изометричном блоке Северо-Западного Квебека, сложенном перечисленными породами, состав колчеданного оруденения меняется от существенно медного до колчеданно-полиметаллического и свинцово-цинкового. Зона ультрабазитов и базитов ограничивает этот блок с юго-востока и имеет северо-восточное простирание. Значительная часть медноколчеданных месторождений и рудопроявлений в пределах этой провинции приурочена к серпентинитам и метагабброидным породам, а на другом полюсе зональности слабомедистые месторождения расположены в зоне развития вулканизма существенно липаритового состава.

По-видимому, в Северо-Западном Квебеке имела место длительная двухэтапная дифференциация базальтового вулканизма с образованием полного комплекса дифференциатов от габброидов до липаритов. Структура геохимической зональности передает внутреннее строение провинции.



Фиг. 5. Схема структурно-формационной и металлогенической зональности Казахстана и его обрамления с использованием данных Ш. Е. Есенова [4]

- | | | |
|--|---|---|
| <p>1 — амагматичные геосинклинальные зоны с ванадий-фосфорным и железо-марганцевым оруденением, а также оруденением каратауского типа;</p> <p>2 — геосинклинальные зоны на сиалическом доколе срединных массивов (с корой континентального типа) с барит - свинцово - цинковым, медно-молибденовым и фосфор-ванадий - железо-марганцевым оруденением;</p> <p>3 — внутриконтинентальные</p> | <p>главные вулканогенные прогибы с барит-медно-свинцово-цинковым оруденением;</p> <p>4 — эвгеосинклинальные зоны на коре океанического и переходного типа с колчеданным оруденением;</p> <p>5 — границы распространения колчеданного оруденения;</p> <p>6 — срединные массивы и геантиклинали с корой сиалического типа с редкометальным и фосфор-железо - ванадий - марганцевым оруденением;</p> | <p>7 — зоны главных вулканических поясов с втутным и медным оруденением;</p> <p>8 — главные разломы;</p> <p>9 — 14 — месторождения:</p> <p>9 — колчеданной формации,</p> <p>10 — барит-медные скарновые, жильные, стратиформные,</p> <p>11 — медно-порфировые,</p> <p>12 — медистые песчаники,</p> <p>13 — редкометальные месторождения тыловых зон,</p> <p>14 — редкометальные месторождения фронтальных зон (по отношению к колчеданным провинциям)</p> |
|--|---|---|

В полициклических колчеданных провинциях Кавказа и Японии при всей сложности их длительного развития выявляется единый ряд зональности разновозрастного не только колчеданного, но и прочего эндогенного оруденения. Три основных разновозрастных пояса колчеданных месторождений Кавказа отличаются составом магматизма и соответственно соотношением запасов меди, свинца и цинка. Северокавказская зона характеризуется липарит-базальтовым геосинклинальным вулканизмом и существенно цинково-медным профилем оруденения. Зона колчеданных месторождений в юрских и меловых отложениях с проявлением вулканизма преимущественно андезитового типа отличается при

высокой доле запасов меди относительно высоким процентом запасов и свинца. Месторождения Малого Кавказа в прогибах палеогенового возраста выделяются в свою очередь высокой долей цинка и свинца при незначительном количестве меди. Структура региональной геохимической зональности колчеданного оруденения на Кавказе, так же как и в Японии, оказывается более сложной, чем структура зональности формационной.

В Японии в пределах формации зеленого туфа зональность колчеданного оруденения типа Куроко составляет органичное звено в общей полициклической зональности. В направлении с востока на запад наблюдается здесь смена оруденения от олово-вольфрамового до золото-серебряного состава [2]. При этом пространственная последовательность не совпадает полностью с временной последовательностью образования месторождений. В колчеданном и вообще халькофильном оруденении, занимающем центральную часть регионального зонального ряда, хорошо выражено совпадение временной и пространственной последовательности образования месторождений различного состава: более древние месторождения имеют преимущественно медноколчеданный и медноцинково-колчеданный состав руды, а неогеновые месторождения — барит-полиметаллический, барит-золото-серебряный.

Оловянно-вольфрамовые месторождения связаны с орогенным этапом развития Японии в мезозое. В то же время в одном месторождении (Акенобе) оруденение зонально меняет состав от оловянно-вольфрамового до барит-свинцового, что в других колчеданно-полиметаллических месторождениях наблюдается только в эндогенных ореолах. В общей структуре металлогенической (геохимической) зональности Японии, очевидно, существенное значение имеют длительно развивающиеся поперечные разломы северо-западного простирания, зоны которых, по нашим данным (о-в Кунашир), должны отличаться повышенными содержаниями меди и кобальта.

Рассмотренные примеры показывают возможность длительного полициклического металлогенического развития эвгеосинклинальной зоны по единому плану региональной зональности на фоне неравномерного градиента изменения состава и строения земной коры с переходом от океанического к континентальному типу. Этот процесс продолжается и теперь с зональным проявлением вулканизма и гидротермальной деятельности.

Пояса колчеданных месторождений в рудных провинциях занимают особое краевое положение в крупных тектонических блоках на границах континентов. Такое положение, а также зональное строение, характеризующееся изменением степени меденосности, в частности, дает возможность реконструкции не только положения палеозон Заварицкого — Беньофа, но и направления их погружения. Пояса месторождений колчеданной формации имеют определенное место и в ряду общей совокупности рудных формаций, облегчая раскрытие строения и металлогенического облика крупных рудных провинций и отдельных блоков земной коры.

Примером могут служить пространственные взаимоотношения колчеданных поясов с прочими рудными формациями Урало-Казахстанско-Тяньшанской области [4] в их общем зональном ряду в направлении от краевых частей к центру Казахстанской континентальной плиты (фиг. 5).

Л и т е р а т у р а

1. Бородаевская М. Б., Курбанов Н. К., Кривцов А. И., Ширай Е. П. Базальтоидный магматизм и связь с ним колчеданного оруденения на примере Южного Урала. — В кн.: Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли. Ч. 2. «Наука», 1972.
2. Вулканизм и рудообразование. «Мир», 1973.

3. Иванов С. Н., Ефимов А. А., Минкин Л. М. и др. Природа Уральской геосинклинали.— Докл. АН СССР, 1972, 206, № 5.
4. Есенов Ш. Е., Каюпов А. К., Ли В. Г., Ляпичев Г. Ф., Мирошниченко Л. А. Структурно-металлогенические зоны палеозойд Казахстана.— В кн.: Проблемы металлогении и рудогенеза. Алма-Ата, «Наука», 1974.
5. Овчинников Л. Н., Баранов В. Д. О некоторых закономерностях размещения колчеданно-полиметаллических месторождений Алтая (по геолого-статистическим данным).— Геол. рудн. месторожд., 1973, № 5.
6. Овчинников Л. Н., Баранов В. Д. Проблема стереометаллогении.— В кн.: Проблемы металлогении и рудогенеза. Алма-Ата, «Наука», 1974.
7. Овчинников Л. Н., Баранов В. Д., Лутков Р. И. Вертикальный размах и зональность колчеданного оруденения Алтая, Урала и Кавказа.— Докл. АН СССР, 1974, 218, № 4.
8. Огарин И. С. Глубинная структура Урала и сопредельных регионов.— В кн.: Глубинное строение Урала. «Наука», 1968.
9. Смирнов В. И. Колчеданные месторождения.— В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. «Недра», 1968.
10. Смирнов В. И. Зоны Беньофа и магматогенное рудообразование.— Геол. рудн. месторожд., 1974, № 1.

В. А. Прокин, В. М. Седов, В. И. Воробьев

ТИПЫ МЕДНОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УРАЛА И ИХ СВЯЗЬ С МАГМАТИЗМОМ

На Урале выделяются следующие типы месторождений меди: медно-колчеданный, медно-никель-кобальтовый, медно-никелевый, медно-титаномагнетитовый, скарновый медно-магнетитовый, медно-порфировый. Установлена связь перечисленных типов месторождений меди с определенными магматическими формациями, а в отдельных случаях — с петрографическими разностями магматических пород. Рассмотрим место и время проявления меденосных магматических формаций в геологических структурах и геологической истории Урала.

Медноколчеданные месторождения залегают среди дифференцированных вулканитов спилит-кератофирового ряда [4]. В зависимости от особенностей дифференциации вулканических пород в разных районах и в связи с определенными центрами проявления продуктивного вулканизма рудовмещающие отложения относятся к контрастно дифференцированной липарит-базальтовой и непрерывной липарит-дацит-андезит-базальтовой формациям или субформациям [1, 11, 15].

Дифференцированные вулканиты спилит-кератофирового ряда широко распространены в эвгеосинклинальной области Урала к востоку от Главного (Уралтауского) разлома. В Медногорском рудном районе они установлены также к западу от этого разлома. В геологическом разрезе эффузивы липарит-базальтовой и липарит-дацит-андезит-базальтовой формаций ограничены ранним силуром — средним девоном, что соответствует раннегеосинклинальному этапу развития Урала. Складчатое строение Уральского пояса обусловило выход на поверхность рудоносных эффузивов в виде ряда субмеридиональных зон. Так, на Южном Урале выделяются следующие рудоносные зоны (с запада на восток): Медногорская, Баймак-Бурибайская, Сибай-Гайская, Учалинско-Тастыбутацкая, Джусинско-Домбаровская, Султановско-Кособродская, Новониколаевско-Светлинская. В западных зонах рудоносные вулканиты имеют раннесилурийский возраст, а в восточном направле-

нии они становятся все более молодыми, достигая верхов среднего девона. В каждой рудоносной зоне рудовмещающие дифференцированные вулканиты подстилаются базальтами, а перекрываются или фациально сменяются пироксен-плагиоклазовыми порфиритами и их туфами, относимыми к андезит-базальтовой формации.

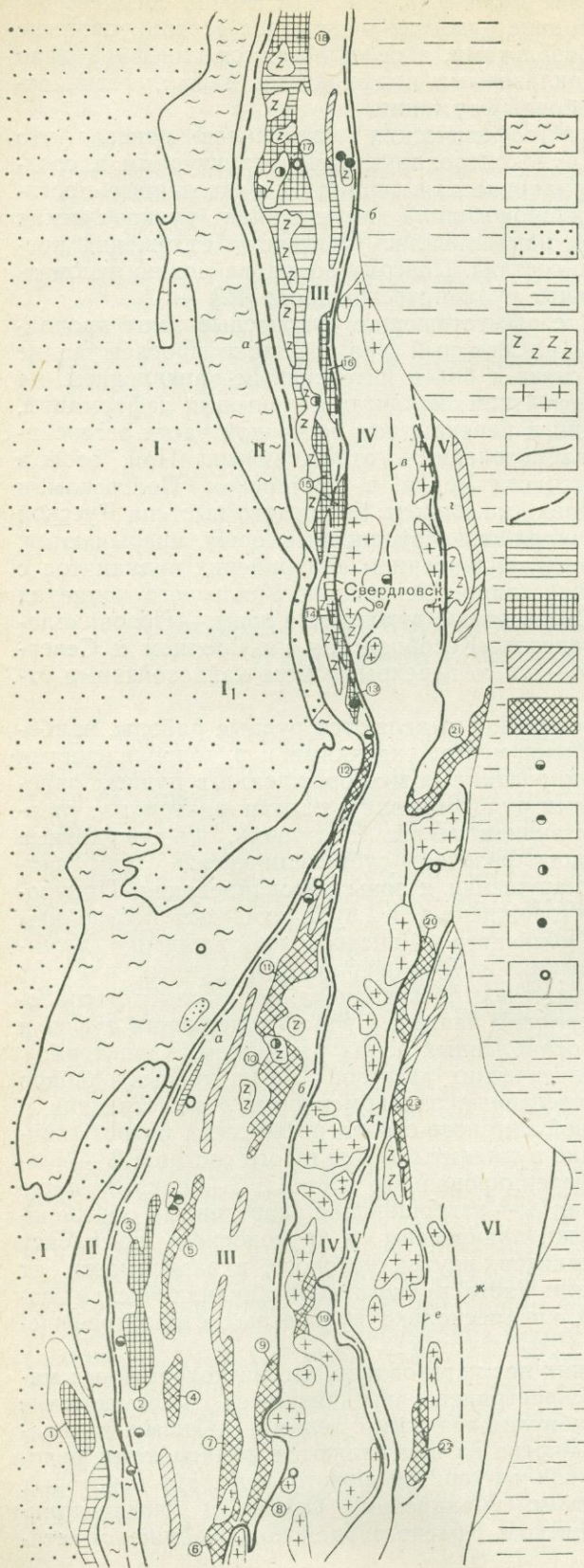
Анализ геологических и геофизических материалов показал, что главными региональными рудоконтролирующими структурами в среднем палеозое были субмеридиональные поднятия, разделенные прогибами. В пределах поднятий происходила интенсивная вулканическая деятельность, а в прогибах накапливались осадочные отложения преимущественно терригенного состава. Поэтому поднятия можно рассматривать как эвгеосинклинальные вулканические пояса [12].

Вулканические пояса и соответствующие рудоносные зоны продолжают с юга на Средний и Северный Урал. Однако прослеживание их на север затруднено в связи с более интенсивным проявлением на Среднем Урале позднепалеозойских складчато-надвиговых деформаций, метаморфизма, гранитизации и перекрытием восточной части эвгеосинклинальной области мезо-кайнозойскими отложениями. При этом в наиболее деформированной части Урала, в Дегтярском, Полевском и Карабашском рудных районах (на широте Уфимского выступа Русской платформы) западные — силурийские рудоносные зоны прерываются. Этот разрыв можно объяснить надвиганием силурийских вулканитов с востока на запад на древние толщи Центрально-Уральского поднятия и их последующей эрозией. Восточные рудоносные зоны — Новониколаевско-Светлинская и Султановско-Кособродская на Среднем и Северном Урале частично или полностью перекрыты мезо-кайнозойскими отложениями.

На простирании рудоносных зон выделяются рудные районы, наиболее насыщенные колчеданными месторождениями и рудопроявлениями (см. фигуру). Размещение колчеданных месторождений в рудных районах определяется локальными рудоконтролирующими факторами, главными из которых являются вулканические постройки, благоприятные горизонты стратиграфического разреза, субвулканические тела, синвулканические разрывные нарушения и зоны расланцевания. Приуроченность колчеданных месторождений к вулканическим постройкам установлена на примерах Сибайского и Гайского месторождений, а также в Баймакском, Учалинском и Верхнеуральском рудных районах [5]. В пределах вулканических построек колчеданные залежи расположены в жерловой и прижерловой частях, в зонах накопления туфов и туффитов, в тектонически ослабленных зонах различного характера.

Детальное изучение геологических разрезов многих рудных районов позволило установить определенные закономерности в их строении и составить следующий типовой литолого-стратиграфический разрез (снизу вверх): 1 — подстилающие вулканиты базальтового состава; 2 — вулканогенный комплекс дифференцированного состава; 3 — покрывающие вулканомиктовые отложения; 4 — завершающие терригенные образования. Все колчеданные залежи приурочены к рудоносному комплексу дифференцированных вулканитов, внутри которого, в зависимости от конкретных условий того или иного рудного поля (вулканической постройки), могут быть один или несколько рудоносных стратиграфических уровней.

Исследованиями последних лет установлено, что на колчеданных месторождениях широко распространены внедрившиеся магматические породы, представленные субвулканическими телами, дайками и гипабиссальными интрузиями. Многие из них являются комагматами рудовмещающих вулканитов спилит-кератофирового ряда. На некоторых месторождениях — Блявинском, Маканском, Осеннем, Александринском, Узельгинском, Левихинском, Красногвардейском, Кабанском уста-



- 1 — докембрические преимущественно осадочные метаморфизованные породы;
 - 2 — в основном среднепалеозойские вулканогенные, вулканогенно-осадочные и осадочные породы;
 - 3 — преимущественно поздне-палеозойские осадочные породы;
 - 4 — мезо-кайнозойские отложения;
 - 5 — среднепалеозойские габброндные интрузии;
 - 6 — позднепалеозойские гранитоидные интрузии;
 - 7 — границы структур первого порядка (I — Русская платформа и зона краевой складчатости, I₁ — Уфимский выступ Русской платформы, II — Центрально-Уральское поднятие, III — Тагило-Магнитогорский прогиб, IV — Восточно-Уральское поднятие, V — Восточно-Уральский прогиб, VI — Зауральское поднятие);
 - 8 — зоны развития ультраосновных пород (a — Главная, б — Серовско-Миасская, в — Салдинско-Свердловская, г — Асбестовско-Ржевская, д — Успенско-Павловская, е — Аккаргинско-Джетыгаринская, ж — Приобольская);
 - 9 — 12 — рудоносные зоны колчеданных месторождений;
 - 9 — силурийские рудоносные зоны,
 - 10 — рудные районы в пределах силурийских зон,
 - 11 — девонские рудоносные зоны,
 - 12 — рудные районы в пределах девонских зон;
 - 13 — 17 — меднорудные месторождения и рудопроявления;
 - 13 — медно-никель-кобальтовые,
 - 14 — медно-никелевые,
 - 15 — медно-титаномagnetитовые,
 - 16 — скарновые медно-magnetитовые,
 - 17 — медно-порфировые.
- Районы распространения рудоносных магматических формаций (цифры на схеме в кружках):
- 1 — Медногорский, 2 — Бурибайский,
 - 3 — Баймакский, 4 — Гайский, 5 — Сибайский, 6 — Среднеорский, 7 — Ащевобутакский, 8 — Домбаровский,
 - 9 — Теренсайский, 10 — Верхнеуральский, 11 — Учалинский, 12 — Карабашский, 13 — Полевский, 14 — Дертярский, 15 — Кировградский,
 - 16 — Красноуральский, 17 — Карпинский, 18 — Ивдельский, 19 — Айдырлинский, 20 — Увельский, 21 — Султановский, 22 — Зауральский,
 - 23 — Новониколаевский

Схема расположения медно-рудных зон Среднего и Южного Урала

новлена тесная пространственная и парагенетическая связь рудных тел с внедрившимися породами: кварцевыми дацитовыми порфиритами, липарит-дацитовыми порфирами, плагиогранитами, кварцевыми диоритами.

На всех колчеданных месторождениях установлены разрывные нарушения. На многих южноуральских месторождениях выделяются «главные разломы», характерные признаки которых следующие: 1) расположение в лежащем боку рудных тел; 2) одинаковое направление падения рудных залежей и разломов при более крутых углах последних ($60-85^\circ$); 3) приуроченность к главным разломам субвулканических тел и даек, зон интенсивных гидротермальных изменений пород и вкрапленной сульфидной минерализации. Перечисленные признаки позволяют считать главные разломы рудоподводящими каналами.

На многих среднеуральских и некоторых южноуральских месторождениях (Джусинское, Куль-Юрт-Тау, Юлалинское) колчеданные линзы приурочены к зонам расланцевания [10].

Гидротермально-осадочное серноколчеданное рудообразование начального этапа на Урале происходило в глубоководных условиях в связи с базальтоидным магматизмом. Основная же часть медных и медноцинковых руд отложилась гидротермально-метасоматическим путем на завершающих этапах спилит-кератофирового вулканизма, на субвулканическом уровне глубин.

Медно-никель-кобальтовые месторождения пространственно связаны с ультраосновными породами дунит-гарцбургитовой формации. Рудная минерализация проявилась там, где ультрабазиты ассоциируют с магматическими породами основного состава, причем те и другие претерпели динамический и гидротермальный метаморфизм.

На Урале установлен ряд субмеридиональных узких зон развития ультраосновных пород. Из них наиболее выдержаны шесть гипербазитовых поясов: Главный, Серовско-Невьянский, Салдинско-Свердловский, Асбестовско-Режевский, Успенско-Павловский, Аккаргинско-Джетыгаринский, Притобольский. По данным Л. Д. Булыкина [2], время внедрения ультраосновных пород в эвгеосинклинальной области изменяется от силура до раннего карбона. Более ранний возраст имеют западные пояса ультраосновных пород, а более молодой — восточные.

Медно-никель-кобальтовые сульфидные рудопроявления известны во всех выделенных гипербазитовых поясах, но более значительные из них установлены в Главном поясе, приуроченном к Главному глубинному разлому Урала. Здесь выявлены Горюнское, Ишкинское, Дергамышское, Ивановское и другие рудопроявления. На Горюнском рудопоявлении рудная зона представлена тонкой вкрапленностью пирротина, халькопирита, магнетита и пентландита в черных графитсодержащих дунитах Хабарнинского массива [8]. На Ивановском месторождении, расположенном в пределах Байгускаровского массива, рудные тела представлены серией крутопадающих ветвящихся халькопирит-пирротиновых жил с пентландитом, приуроченных к жильным диабазам и их контактам с вмещающими серпентинитами [3]. В пределах Салдинско-Свердловского гипербазитового пояса находится Пышминско-Ключевское месторождение, на котором прожилково-вкрапленная пирит-пирротиновая минерализация приурочена к зоне расланцеванных пироксен-плагиоклазовых порфиритов [7]. В этой же зоне залегают интрузии габбро и мелкие тела серпентинитов.

Установлена определенная зависимость состава руд от вмещающих пород. На Горюнском рудопоявлении, где рудная минерализация приурочена к ультрабазитам, отмечены повышенные количества никеля; на Пышминско-Ключевском месторождении, залегающем в основных эффузивах, главный полезный компонент — кобальт; на Ивановском ме-

сторождении, где тесно ассоциируют ультраосновные и основные породы, установлены повышенные содержания меди, никеля и кобальта. Указанная закономерность, а также подсчет баланса вещества [13] свидетельствуют о заимствовании рудных компонентов из вмещающих пород.

Медно-никелевое сульфидное оруденение связано с дифференцированными габброидными интрузиями, становление которых происходило в условиях относительно длительной стабилизации геологических структур на фоне подвижного Уральского пояса.

Наиболее изучены медно-никелевые рудопроявления, связанные с интрузиями раннекаменноугольного худолазовского габброидного комплекса, развитого в западном крыле Магнитогорского мегасинклинория [16]. Интрузии залегают среди пологолежащих позднедевонских граувакковых песчаников. Наряду с крутопадающими телами, здесь развиты пологие согласные залежи габбро. В некоторых интрузиях проявляется четкая зональность от меланократовых пикритовых и оливиновых габбро в нижней части массивов до лейкократовых диоритов в верхней их части. Рудная минерализация приурочена к оливиновым габбро и представлена вкрапленностью и изометричными обособлениями сульфидов, в составе которых главную роль играют пирротин и пирит, второстепенную — халькопирит, пентландит, магнетит. Закономерная приуроченность сульфидной минерализации к высокомагнезиальным ($MgO=20-22\%$) меланократовым разновидностям габбро, залегающим в нижних частях интрузий, а также отсутствие резких границ минерализованных зон позволяют относить медно-никелевую минерализацию к магматическому типу.

Рудопроявления сульфидных медно-никелевых руд выявлены также в дайках габбро-диабазов, залегающих среди докембрийских осадочных толщ Центрально-Уральского поднятия [16]. Промышленные месторождения медно-никелевых руд на Урале пока не выявлены.

Медно-титаномагнетитовая минерализация представлена Волковским месторождением, связанным с габброидами габбро-пироксенитовой формации.

Волковское месторождение расположено в Тагильском рудном районе и приурочено к одноименному небольшому (5×10 км) габброидному массиву, являющемуся восточным сателлитом более крупного Баранчинского габбро-пироксенитового массива. В пределах Волковского массива наблюдается четкая дифференциация интрузивных пород. По данным К. Д. Тимохова [14], от лежащего к востоку боку массива выделяются следующие разности пород: оливиновые габбро, габбро-нориты, пироксеновые габбро, биотитовые габбро, габбро-диориты, диориты, кварцевые диориты. Рудная минерализация приурочена к пироксеновым габбро, представлена вкрапленностью титаномагнетита, халькопирита, борнита, халькозина и апатита. Учитывая приуроченность руд к определенной петрографической разности габброидов и ксеноморфизм рудных минералов, генезис Волковского месторождения, можно считать позднемагматическим.

Медно-титаномагнетитовые рудопроявления силурийского возраста известны также в Кытлымском габбро-пироксенитовом массиве, в пироксенитах Суроямского массива на западном склоне Урала, а девонского возраста — на Погорельском рудопроявлении, расположенном на восточном склоне Южного Урала.

В настоящее время промышленное значение имеет только Волковское медно-титаномагнетитовое месторождение.

Скарновые медно-магнетитовые месторождения известны с XVIII в. в северной части Тагильского мегасинклинория в окрестностях г. Краснотурьинска. Они связаны с интрузиями гранодиоритов и кварцевых диоритов, принадлежащих к средне-позднедевонской

габбро-гранитной формации. Скарны и медно-магнетитовые руды приурочены к зонам контактов интрузий с вмещающими известняками и туфо-песчаниками среднего и нижнего девона. По данным Л. Н. Овчинникова и Я. П. Баклаева [9], по мере удаления от более крупных интрузивных массивов наблюдается смена магнетитовых и халькопирит-магнетитовых руд существенно сульфидными — халькопирит-пирротиновыми, пирит-халькопиритовыми и сфалерит-халькопиритовыми рудами. Обогащение скарново-магнетитовых руд медью мы склонны связывать с основными эффузивами, залегающими в нижней части разреза Турьинского рудного поля. Очевидно, рудообразующие гидротермально-метасоматические процессы охватывали эти эффузивы, служившие источником меди.

Медно-порфировая сульфидная минерализация установлена в небольших интрузиях и дайках диоритов, кварцевых диоритов и плагиигранитов, принадлежащих к габбро-диоритовой и гранодиоритовой формациям. Наиболее изучены девонские медно-порфировые месторождения и рудопроявления Челябинской обл. (Биргильдинское) и Башкирской АССР (Вознесенское и Салаватское). Руды указанных месторождений представлены вкрапленностью и прожилками пирита, халькопирита и реже молибденита в интрузивных и вмещающих их эффузивных породах [6].

Раннекаменноугольные и позднепалеозойские рудопроявления медно-порфирового типа известны в пределах Восточно-Уральского и Зауральского поднятий. К ним относятся Ново-Николаевское в Челябинской обл. и Еленовское медно-турмалиновое в Оренбургской обл.

Среди докембрийских отложений Центрально-Уральского поднятия также выявлен ряд рудопроявлений вкрапленной медной минерализации, связанных с умеренно-кислыми интрузивными породами, которые с определенной условностью могут быть отнесены к медно-порфировому типу. К ним относятся Лякын-Тальбейское на Полярном Урале, Дальнее и Такатловское на Северном Урале, Кузелгинское на Южном Урале.

Все выявленные на Урале проявления медно-порфировой минерализации можно разделить на две группы: геосинклинальные и орогенные. К первой относятся силурийские рудопроявления Среднего Урала (Андрющенское) и перечисленные выше девонские месторождения Южного Урала. Медно-порфировая минерализация геосинклинального типа проявилась в зонах внутригеосинклинальных поднятий (вулканических поясов), в полях развития вулканитов андезит-базальтовой формации. Месторождения приурочены к зонам разломов, в которые внедрились более кислые разности интрузивных комагматов андезит-базальтовой формации: диориты, кварцевые диориты, плагииграниты, дацитовые порфириты. К группе орогенных следует отнести Ново-Николаевское и Еленовское рудопроявления, связанные с позднепалеозойскими поднятиями, в которых проявлены рудоносные кислые интрузии и дайки калий-натриевой гранодиоритовой формации. Промышленные месторождения медно-порфировых руд на Урале пока не выявлены.

В соответствии с существующими представлениями о геологической истории Урала можно наметить следующую схему последовательности формирования меднорудных месторождений в связи с тектоническими и магматическими процессами. Более древними из палеозойских являются медноколчеданные месторождения, парагенетически связанные с раннегеосинклинальным спилит-кератофировым вулканизмом. Формирование этих месторождений происходило в основном в субмаринных условиях и соответствовало времени заложения внутригеосинклинальных поднятий и появлению дифференцированных эффузивов. В процессе развития указанных поднятий спилит-кератофировый вулканизм сменился андезит-базальтовым, происходившим уже в островных условиях

в пределах сформировавшихся вулканических поясов (островных дуг). Андезит-базальтовый вулканизм сопровождался внедрением небольших интрузий в зоны разломов. С более кислыми разностями этих интрузий связаны геосинклинальные медно-порфиновые месторождения.

При дальнейшем развитии геосинклинального процесса в результате тангенциальных напряжений сжатия происходило заложение глубинных разломов, в которые внедрялись породы дунит-гарцбургитовой формации. Последующие тектонические подвижки, интрузивная и гидротермальная деятельность в зонах развития гипербазитов приводили к формированию медно-никель-кобальтовых месторождений.

После разрушения положительных форм рельефа вулканических поясов и заполнения смежных депрессий вулканомиктовым обломочным материалом наступали условия относительного покоя, а натриевый магматизм сменялся кали-натриевым. Стабилизация тектонического режима в отдельных структурах способствовала более полной дифференциации габброидных интрузий и обособлению рудных минералов. Эти процессы привели к появлению медно-титаномагнетитовых и медно-никелевых месторождений. В зонах внедрения интрузий габбро-гранитной формации в карбонатные толщи, подстилаемые основными эффузивами, формировались скарново-магнетитовые месторождения, обогащенные медью.

В орогенный этап развития Урала в пределах Восточно-Уральского и Зауральского поднятий происходило становление крупных батолитов гранитной формации и более мелких массивов гранодиоритовой формации. С последними связаны орогенные медно-порфиновые месторождения. Возможно, что этот тип минерализации обусловлен переотложением более ранних скоплений медной минерализации — колчеданной, геосинклинальной медно-порфировой и др.

Изложенная последовательность формирования меднорудных месторождений относится к отдельно взятому геосинклинальному прогибу и осложняющему его поднятию или вулканическому поясу. Поскольку геосинклинальный процесс мигрировал в направлении с запада на восток, однотипные месторождения в разных структурах имеют различный возраст.

Таким образом, медноколчеданные, геосинклинальные медно-порфиновые и медно-никель-кобальтовые месторождения связаны с раннегеосинклинальной стадией развития Урала; медно-титаномагнетитовые, медно-никелевые и скарновые медно-магнетитовые — с позднегеосинклинальной стадией; а медно-порфиновые второй группы — с орогенной стадией.

Общая миграция геосинклинального процесса с запада на восток, падение глубинных разломов в восточном направлении и развитие орогенной медно-порфировой минерализации в восточных структурах указывают на возможность рассмотрения новой геотектонической гипотезы применительно к Уралу. Однако недостаточная изученность вопроса не позволяет более детально осветить эту проблему.

Большое количество меднорудных формаций, в частности промышленных месторождений меди, обусловлено фемическим профилем развития Уральской геосинклинали в палеозое. Повышенный кларк меди в магматических расплавах и породах основного состава явился благоприятным геохимическим фоном, на котором магматические и гидротермальные процессы приводили к мобилизации и концентрации меди.

Л и т е р а т у р а

1. *Бородаевская М. Б., Курбанов Н. К., Кривцов А. И.* Общая характеристика размещения колчеданных месторождений, их вещественного состава и связей с магматическими формациями силуро-девонского возраста. — Труды ЦНИГРИ, 1973, вып. 105.

2. Булькин Л. Д. Основные черты геологии перидотитовой формации Урала.— В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Ч. II. Свердловск, 1969.
3. Бучковский Э. С. Сульфидное оруденение, связанное с ультраосновными интрузиями западного крыла Магнитогорского мегасинклинория на Южном Урале.— В кн.: Геология, минералогия и геохимия сульфидных месторождений Южного Урала. Уфа, 1970.
4. Иванов С. Н., Логинов В. П. О связи колчеданных месторождений Урала с вулканогенными формациями.— В кн.: Рудоносность вулканогенных формаций. «Недра», 1965.
5. Колчеданные месторождения Баймакского рудного района. М., «Наука», 1973.
6. Магдеев Б. Д., Исмагилов М. И. Состав и геохимические особенности руд Салаватского месторождения.— В кн.: Геология и условия образования месторождений меди на Южном Урале. Уфа, 1975.
7. Наседкин А. П. О структурных закономерностях распределения медно-кобальтового оруденения в западной части Пышминской зеленокаменной полосы.— Труды Сверд. горн. ин-та, 1963, вып. 43.
8. Никитин И. И., Полуэктов А. Т. Хабарнинский ультраосновной массив.— В кн.: Магматизм и эндогенная металлогения западного склона Южного Урала. Уфа, 1973.
9. Овчинников Л. Н., Баклаев Я. П. Турьинская группа меднорудных месторождений.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала. Вып. 7. Свердловск, 1958.
10. Первов В. П. Красноуральская группа колчеданных месторождений.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала. Вып. 7. Свердловск, 1958.
11. Прокин В. А. Связь сульфидных месторождений эвгеосинклинальных областей с магматизмом и метаморфизмом (на примере Южного Урала).— Геол. рудн. месторожд., 1972, № 1.
12. Прокин В. А., Огаиринов И. С. Среднепалеозойские вулканические пояса Южного Урала.— Докл. АН СССР, 1975, 220, № 2.
13. Прокин В. А., Исмагилов М. И., Захаров А. А. Масштабы и условия миграции вещества при формировании метасоматических сульфидных залежей.— В кн.: Эндогенные рудные месторождения. «Наука», 1968.
14. Тимохов К. Д. Связь медносульфидного и титаномагнетитового оруденения с вмещающими породами на Волковском месторождении.— В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Т. I. Свердловск, 1963.
15. Штейнберг Д. С. Базальтоидный магматизм геосинклинальных областей и его металлогения.— Труды ЦНИГРИ, 1970, вып. 87.
16. Штейнберг Д. С., Булькин Л. Д., Полуэктов А. Т., Родионов В. В. и др. Перспективы сульфидного никеля на Урале.— В кн.: Рудная база Урала. «Наука», 1972.

Р. Г. Язева, Г. П. Белянина, Г. Б. Мельникова

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ ВУЛКАНОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ РАННИХ СТАДИЙ ЭВГЕОСИНКЛИНАЛЕЙ (на примере Урала)

Металлогения доорогенных вулканических формаций как на Урале, так и в других геосинклинальных системах, развивавшихся на коре океанического типа, определяется прежде всего связью с ними колчеданного оруденения.

По существующим представлениям, выделяется два типа колчеданноносных вулканогенных формаций, последовательно сменяющих друг друга во времени,— натриевые контрастные (спилит-кварц-альбитофировые) и непрерывно дифференцированные [1, 8, 14, 18]. С первыми связывается серно- и медноколчеданное, со вторыми — медно-полиметаллическое оруденение. Потенциальная рудоносность недифференцированной спилит-диабазовой и слабо дифференцированной андезит-базальтовой формаций является спорной. Многие исследователи считают их практически безрудными [9, 21]. Эти выводы в общем виде сфор-

мулированы как развитие идей академика А. Н. Заварицкого [7] о связи уральских сульфидных руд с вулканизмом.

Работы последних лет позволили расширить представления о конкретных выражениях этих рудоносных вулканогенных комплексов и в ряде случаев показали приближенность и неудовлетворительность их формационной оценки. В частности, в результате петрологического изучения кремнекислых и основных вулканитов рудовмещающих контрастных формаций установлено наличие в их составе весьма широкого спектра дискретных петрохимических разностей вулканитов [21, 23, 24]. Аллохимические метаморфические преобразования вулканогенных пород в рудных полях придают контрастным по составу комплексам облик последовательно дифференцированных (явление, нередкое на среднеуральских рудных полях). Вулканические комплексы, по набору слагающих их пород относимые к различным формационным типам, могут развиваться синхронно в смежных вулканических зонах (например, Левихинско-Карпушихинская западная и Кировград-Невьянская восточная зоны главной зеленокаменной полосы на Среднем Урале) или по простиранию одной зоны (например, Лобвинско-Красноуральской). Все это не позволяет провести резкую грань между двумя указанными формационными типами. Состав сопутствующей рудной минерализации меняется также постепенно по мере нарастания дифференцированности вмещающих вулканогенных толщ. Таким образом, различия между рудовмещающими контрастными и непрерывно дифференцированными вулканогенными комплексами часто не имеют формационного характера, а сами комплексы представляют собой конкретные разрезы одного формационного типа — натриевого дифференцированного.

Значительная доля андезитовых и дацитовых субвулканических тел в объеме колчеданосных вулканогенных толщ занимает, как показали исследования последних лет [19, 20], более высокое стратиграфическое положение и принадлежит к самостоятельной андезит-дацитовой формации. Ранее эти породы рассматривались в общем разрезе вулканогенных толщ, что придавало последним облик непрерывно дифференцированных. Вулканические комплексы выделенной андезит-дацитовой формации в своих конкретных проявлениях могут быть сложены достаточно широким в петрохимическом отношении набором пород, но в отличие от более ранних натриевых дифференцированных колчеданосных вулканогенных толщ они обладают всеми признаками самостоятельной вулканической формации (наличие предшествующей геоструктурной перестройки, пространственная обособленность, геохимическая и петрохимическая специализация, существенно отличные метаморфизм и металлогения). С дифференцированными спилит-кварц-альбитофировыми комплексами связаны главнейшие медноколчеданные месторождения Урала, а с более поздними проявлениями вулканизма андезит-дацитовой формации ассоциируют месторождения барит-полиметаллических руд и мелкие сульфидные рудопоявления прожилково-штокверкового типа. Зависимость состава рудной минерализации от степени и характера дифференцированности вмещающих вулканогенных комплексов отмечалась неоднократно [2, 13, 15, 16, 21], но вывод о геоструктурной, петрологической и металлогенической самостоятельности андезит-дацитовой формации сформулирован относительно недавно [20].

Остановимся подробнее на каждом из двух формационных типов рудоносных эвгеосинклинальных вулканитов. Реальные спилит-кварц-альбитофировые комплексы довольно широко варьируют по степени контрастности и в ряде изученных нами районов не бимодальны, а полимодальны по составу слагающих пород. Так, петрологическое изучение кремнекислой части разреза рудовмещающих вулканических комплексов контрастного типа по минеральным парагенезисам вкрапленников однозначно доказывает существование среди кислых пород нескольких

дискретных групп [23, 24]. В базитовой части разреза также намечается дифференцированность даже в рамках отдельных потоков, отмечаются и самостоятельные излияния андезитов. Примерами могут служить классическая Карамалыташская структура в Сибайском рудном районе, рудовмещающие толщи Учалинско-Александринской группы месторождений, Левихи, Карпушихи, месторождений Им. III Интернационала и др. Если среди вулканитов Карамалыташской структуры и рудовмещающих толщ Левихинского и Карпушихинского месторождений преобладают кислые разности пород, представленные кварцевыми альбитофирами плагиолипаритового или дацитового состава, то среди вулканитов Учалинско-Александринской группы месторождений, в рудных полях месторождений Им. III Интернационала и других разности пород промежуточного состава играют заметную роль, несмотря на контрастный в целом состав толщ. Ранние дифференцированные эвгеосинклинальные формации контрастного типа отличаются натриевым составом слагающих их вулканитов, относительно малым объемом пирокластики, в общем гомодромной направленностью вулканических процессов и региональным зеленокаменным метаморфизмом. Контрастные и непрерывные колчеданоносные толщи могут не иметь различий по таким признакам, как набор пород в конкретном вулканическом комплексе, характер и степень метаморфизма, петрохимическая и металлогеническая специализация, синхронность или разобщенность во времени. Самые существенные отличия — это неравноценность объемов отдельных групп пород, которая определяет лишь тип разреза в рамках единой, натриевой дифференцированной формации. Насыщенность разреза колчеданным оруденением и качественные характеристики последнего зависят в общем случае от степени дифференцированности вулканического комплекса. Если дифференциация не дошла до крайних кислых членов (спилиты — натриевые дациты, спилиты — натриевые андезиты и дациты), колчеданные руды бедны медью и в еще меньших количествах содержат цинк и другие полиметаллы. Например, месторождения Красноуральской и Левихинской групп на Среднем Урале, Бурибай на Южном Урале. В вулканогенных комплексах, включающих, кроме умеренно-кислых, и предельно кислые разности, колчеданные руды полиминеральны, объемы их резко возрастают (Сибай, месторождения Учалинско-Александринской группы, Им. III Интернационала).

Связь ряда перечисленных медноколчеданных месторождений с вулканическими комплексами непрерывно дифференцированного типа лишь кажущаяся. Так, изучение живецких вулканических накоплений в северной части Магнитогорской зоны, которые считаются самыми типичными образованиями последовательно дифференцированной формации [4], показало, что эта ассоциация пород не может рассматриваться как единая. В ее объеме объединены два существенно различных по вещественному составу и геологической позиции комплекса — полярно дифференцированный, состоящий из пород основного и умеренно-кислого состава, развитый в районах колчеданных месторождений Молодежного, Им. XIX партсъезда, и андезитовый, пространственно обособленный от полярно дифференцированных образований и безрудный.

Вулканические комплексы андезит-дацитовый формации, как и более ранние, спилит-кварц-альбитофировые, значительно различаются по степени дифференцированности, однако в них преимущественно распространены породы среднего и умеренно-кислого состава. В рамках данного формационного типа выделяются конкретные вулканические комплексы, сложенные или однородными и практически безрудными андезитами, или андезитами и дацитами, или всей гаммой пород от базальтов до липаритов с центром тяжести на андезитовых и дацитовых составах. С проявлениями андезит-дацитового вулканизма связаны месторождения барит-полиметаллических руд и прожилково-штоковерковый тип

сульфидного оруденения. Конкретными примерами данных вулканических комплексов могут служить ащебутакский и западно-баймакский на Южном Урале, а также вулканы, вмещающие Пильненское и Березовогорское месторождения, рудопроявления бывшей Павдинской дачи и Галкинское на Среднем и Северном Урале. Относительно малоизвестный пример накоплений андезит-дацитовый формации — Войкарская зона на восточном склоне Полярного Урала. Внутреннее строение этой зоны наглядно показывает пространственные соотношения вулканических комплексов одного формационного типа в рамках единого вулканического пояса, с одной стороны, и зависимость рудной нагрузки от степени и характера дифференцированности этих комплексов — с другой. Здесь в непрерывном по простиранию и синхронно развивавшемся вулканическом поясе длиной более 300 км с юга на север монотонные и безрудные андезитовые толщи сменяются накоплениями андезитов с подчиненными объемами дацитов и плагиолипаритов в субвулканических и туфовых фациях с маломощными зонами пиритной вкрапленности, а затем — непрерывно дифференцированным антидромным комплексом, включающим набор пород от плагиолипаритов до базальтовых порфиритов с ясными признаками колчеданно-полиметаллических рудопоявлений [25].

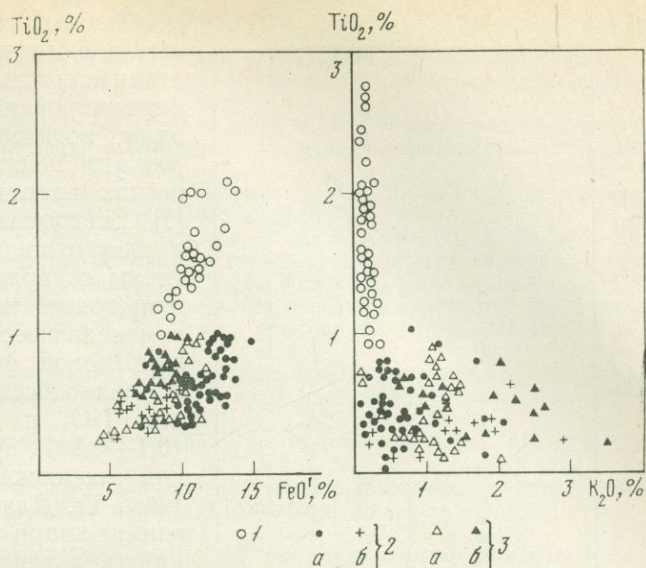
Общие особенности вулканических накоплений андезит-дацитовый формации состоят в следующем. В отличие от ранних, спилит-кварц-альбитофировых, это существенно пирокластические толщи с признаками мелководного и субаэрального формирования, включающие значительные объемы игнимбритоподобных пород, пемзовых туфов, и в меньшей мере субвулканические и лавовые фации. Фациальные условия накопления вулканических андезит-дацитовый формации свидетельствуют о существенной геоструктурной перестройке, происшедшей после формирования спилит-кератофировых толщ, поскольку для последних, по заключению большинства исследователей, характерна глубоководная обстановка.

Вулканические комплексы андезит-дацитовый формации в ряде районов имеют антидромный характер. Это высокоизвестковистые, малокальциевые вулканы ($1,5\text{--}2\%$ K_2O в кислых породах). Им свойствен пропиловый тип метаморфизма и потому местами — кайнотипный облик (нередко сохраняются реликты первичного минерального состава вкрапленников). Петрохимические различия двух рудоносных эвгеосинклинальных формаций отражаются в их геохимической специализации. В вулканах андезит-дацитовый формационного типа уменьшается содержание железа и соответственно никеля и хрома как в основных, так и в кислых эффузивах. В кислых субвулканах андезит-дацитовый формации, по сравнению с аналогичными породами контрастных спилит-кварц-альбитофировых серий, происходит накопление свинца, бария, что подтверждает их металлогеническую специализацию.

В некоторой степени аналогом уральской андезит-дацитовый формации по фаціальным условиям накопления, составу, метаморфизму и металлогенической специализации в современных мобильных зонах служит формация «зеленых туфов» Курило-Камчатского региона [6].

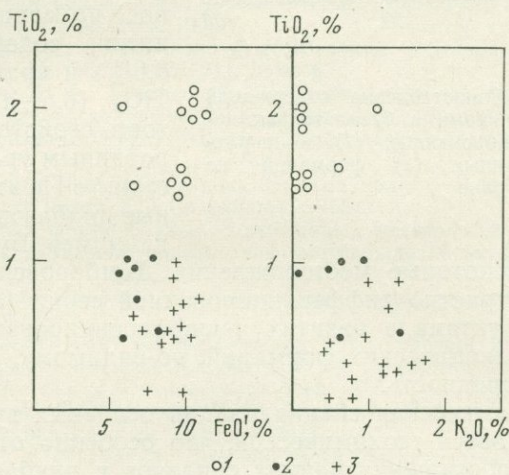
При мелкомасштабном прогнозировании в районах развития эвгеосинклинальных вулканических комплексов чрезвычайно важно изучение особенностей базитов ранних недифференцированных и практически безрудных спилит-диабазовых и потенциально рудоносных спилит-кварц-альбитофировых комплексов. Это позволит найти дополнительные критерии для их различия и оценки потенциальной рудоносности. Как показывают многочисленные и детальные палеовулканические исследования [4, 12, 17, 18], в целом эти комплексы различаются по типу вулканизма, фаціальным условиям накопления и устойчивым ассоциациям пород. Так, образования недифференцированной спилит-диабазо-

Фиг. 1. Сопоставление содержаний основных петрогенных элементов в базальтоидах недифференцированных формаций (1), дифференцированных (2а — контрастных, 2б — непрерывных) и порфиритовых (3а — ирендыкской, 3б — именнойской) на Южном Урале



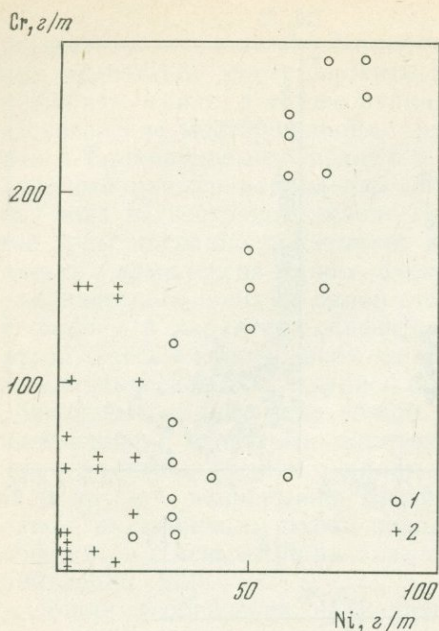
Фиг. 2. Сопоставление содержаний основных петрогенных элементов в однородных базальтоидах

- 1 — месторождение Летнее, Домбаровский район, S_2 [11];
 2 — месторождение Летнее, Домбаровский район, D_1-D_2 ;
 3 — месторождение Бурибай, S_2-D_1



вой серии, как правило, слагают огромные лавовые поля с незначительным количеством пирокластического материала, что свидетельствует о преобладании трещинных излияний при их накоплении. В нижней части разреза спилит-диабазовых толщ в ряде случаев установлены комплексы параллельных вертикальных диабазовых даек [10], а сверху эти толщ содержат пачки глубоководных кремнистых осадков. Образования дифференцированных спилит-кварц-альбитофировых серий, напротив, отчетливо локализуются в пределах вулcano-аккумулятивных построек. Нижние части их разреза содержат значительные по мощности прослои кремнисто-яшмовых пород и пестрых яшм. В составе этих толщ возрастает количество пирокластики и субвулканических фаций. Однако в условиях плохой обнаженности, высокой деформированности, выпадения из разреза отдельных членов формации трудно выявить, а иногда и невозможно оценить формационную принадлежность основных вулканитов той или иной площади, участка, части разреза. Сложность диагностики усугубляется афировым характером базитов как в недифференцированных спилит-диабазовых, так и в контрастных спилит-кварц-альбитофировых формациях [22].

Поиски дополнительных критериев для различения этих сходных базитов на примере Мугоджарской, Сакмарской и Поляковской спилит-



Фиг. 3. Сопоставление содержаний никеля и хрома в базальтоидах недифференцированных (1) и дифференцированных (2) формаций на Южном Урале

диабазовых толщ, а также карамалыташского комплекса (как представителя типичной контрастно дифференцированной формации) показали возможность использования для этой цели некоторых петрохимических и геохимических параметров [5]. С петрохимической точки зрения, в этом отношении очень информативны содержания титана, калия и суммарного железа. Всем вулканитам недифференцированной спилит-диабазовой формации свойственны умеренно высокие (1—2%) содержания TiO_2 и крайне низкие — K_2O (0,1—0,3%) при сравнительно высоком содержании общего железа (фиг. 1). Для базитов контрастных спилит-кварц-альбитофировых серий характерны несколько повышенное, по сравнению с предшествующими, содержание калия (0,2—0,6%) и крайне низкие содержания TiO_2 (0,5—1%). Низкая титанистость свойственна всем дифференцированным уральским вулканическим сериям. По этим признакам однородные диабазовые толщи, вмещающие, например, Бурибайское месторожде-

ние или некоторые месторождения Домбаровского района, принадлежат к контрастно дифференцированной серии (фиг. 2). Различные содержания титана в базитах недифференцированных и дифференцированных вулканических формаций, по-видимому, отражают их генетическую разнородность.

Петрохимическая специализация основных вулканитов, естественно, сопровождается геохимической, что особенно отчетливо проявляется в заметном обогащении ранних спилитов и диабазов хромом и особенно никелем (фиг. 3).

Таким образом, металлогеническая специализация вулканогенных формаций ранних стадий развития эвгеосинклиналей определяется практически безрудным характером недифференцированных спилит-диабазовых комплексов, связью основных объемов медноколчеданного рудения со спилит-кварц-альбитофировыми комплексами контрастного типа, а барит-полиметаллических руд — с андезит-дацитовою формацией.

Рудоносные дифференцированные формации, обладая рядом общих черт, существенно различаются относительными объемами слагающих пород, их петрохимической и геохимической специализацией, фациальными условиями накопления и характером метаморфических преобразований, что облегчает их диагностику при формационно-металлогеническом анализе.

При мелкомасштабном прогнозировании для разделения базитовых толщ недифференцированных безрудных и контрастно-дифференцированных колчеданосных формаций, кроме общегеологических признаков, возможно использование некоторых петрохимических и геохимических характеристик вулканитов (содержания титана, калия, хрома, никеля).

Литература

1. *Бородаевская М. Б., Шмидт А. И.* Условия образования колчеданных месторождений на примере Южного Урала.— В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Ч. III. Свердловск, 1969.
2. *Бородаевская М. Б., Кривцов А. И., Курбанов Н. К., Новгородова М. И.* О металлогенической специализации колчеданоносных вулканогенных формаций.— Докл. АН СССР, 1969, 187, № 2.
3. *Бородаевская М. Б., Курбанов Н. К., Пирожок П. И., Петров Г. В.* Верхнеуральский рудный район.— Труды ЦНИГРИ, 1973, вып. 105.
4. *Бородаевская М. Б., Ширай Е. П., Кривцов А. И., Курбанов Н. К.* Геолого-фациальная и петрохимическая характеристика силуро-девонских вулканогенных формаций Магнитогорского мегасинклиория.— Труды ЦНИГРИ, 1973, вып. 105.
5. *Белянина Г. П.* О формационных особенностях основных вулканитов дифференцированных серий.— В кн.: Ежегодник Ин-та геол. и геох. УНЦ АН СССР, 1974. Свердловск, 1975.
6. *Власов Г. М.* Рудные формации вулканических зон Тихоокеанского побережья.— Труды Лаборатории палеовулканологии (Казах. н.-и. ин-т минерал. сырья), 1963, вып. 2.
7. *Заварицкий А. Н.* О генезисе колчеданных месторождений.— Изв. АН СССР, серия геол., 1943, № 3.
8. *Иванов С. Н.* Условия образования колчеданных и скарново-магнетитовых рудных формаций.— В кн.: Эндогенные формации Сибири и Дальнего Востока. «Наука», 1966.
9. *Иванов С. Н.* О происхождении главных вулcano-плутонических ассоциаций эвгеосинклиналей и их металлогении.— В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Ч. III. Свердловск, 1969.
10. *Иванов С. Н., Кориневский В. Г., Белянина Г. П.* Реликты рифтовой океанической долины на Урале.— Докл. АН СССР, 1973, 211, № 4—6.
11. *Лядский П. В., Галимов А. Г., Губанов Л. И.* Особенности локализации колчеданного оруденения в силурийско-девонских вулканогенных образованиях Джанганского рудного поля (Южный Урал).— В кн.: Силуро-девонский вулканизм Южного Урала. Уфа, 1975.
12. *Нестоянова О. А.* Вулканизм восточного склона Южного Урала.— В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Т. I Свердловск, 1963.
13. *Прокцн В. А.* Об условиях формирования колчеданных месторождений Южного Урала.— В кн.: Геология и условия образования месторождений меди на Южном Урале. Уфа, 1975.
14. *Смирнов В. И.* Некоторые проблемы металлогении геосинклиналей.— Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 10.
15. *Сопко П. Ф.* Магматические факторы образования и размещения медных месторождений в Магнитогорском мегасинклиории.— В кн.: Геология и условия образования месторождений меди на Южном Урале. Уфа, 1975.
16. *Сопко П. Ф., Исмагилов М. И., Серавкин И. Б., Сопко Л. Н.* Колчеданные месторождения Баймакского рудного района. «Наука», 1973.
17. *Фролова Т. И., Рудник Г. Б.* Магматизм северной части Магнитогорского синклиория.— Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала, 1961, вып. 6.
18. *Червяковский Г. Ф.* Среднепалеозойский вулканизм восточного склона Урала. «Наука», 1972.
19. *Червяковский Г. Ф., Мельникова Г. Б.* К проблеме андезитов.— В кн.: Ежегодник Ин-та геол. и геох. УНЦ АН СССР, 1975. Свердловск, 1976.
20. *Червяковский Г. Ф., Нечеухин В. М., Мельникова Г. Б.* Андезито-дацитовая формация Урала и ее металлогения.— В кн.: Ежегодник Ин-та геол. и геох. УНЦ АН СССР, 1974. Свердловск, 1975.
21. *Червяковский Г. Ф., Нечеухин В. М., Прокин В. А., Язева Р. Г.* Геосинклинальный вулканизм Урала и формирование его продуктов.— В кн.: Магматизм, метаморфизм и рудообразование в геологической истории Урала. Свердловск, 1974.
22. *Штейнберг Д. С.* Базальтоидный магматизм Урала.— В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Ч. III. Свердловск, 1969.
23. *Язева Р. Г.* Исследование порфировых структур кремнекислых вулканитов и его применимость для палеовулканических реконструкций.— В кн.: Палеовулканизм и оруденение. Миасс, 1974.
24. *Язева Р. Г.* Петрология кремнекислых вулканитов дифференцированных эвгеосинклинальных ассоциаций.— В кн.: Магматизм, метаморфизм и рудообразование в геологической истории Урала. Свердловск, 1974.
25. *Язева Р. Г., Нечеухин В. М.* О структурном соотношении и оценке потенциальной рудоносности комплексов эвгеосинклинального разреза на примере Войкарской зоны на Полярном Урале.— В кн.: Ежегодник Ин-та геол. и геох. УНЦ АН СССР, 1975. Свердловск, 1976.

**ОСОБЕННОСТИ КОЛЧЕДАННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ,
ЗАЛЕГАЮЩИХ В РАЗНЫХ ТИПАХ ЗЕМНОЙ КОРЫ**

Под термином «колчеданные месторождения» мы понимаем в основном согласные с вмещающими толщами месторождения сульфидов железа, меди, цинка и свинца среди зеленокаменно-измененных вулканитов и ассоциированных с ними осадочных пород. Общими чертами месторождений является приуроченность руд к субмаринным отложениям, одинаковая внутри каждого месторождения степень регионального метаморфизма вмещающих пород и руд, додайковый и доинтрузивный (догранитный) возраст минерализации. В разрезах земной коры колчеданные месторождения ассоциируют: 1) с океаническими вулканитами офиолитовых поясов, 2) с дацитами и риолитами андезитовых серий, принадлежащих, по-видимому, к островным дугам, 3) с терригенно-сланцевыми и карбонатными отложениями эпиконтинентальных, иногда засоленных внутренних и прибрежных морей. Первым парагенезисом медноколчеданные и медно-цинковые месторождения, вторым — колчеданно-полиметаллические и третьим — свинцово-цинковые месторождения. Характерные черты выделенных групп месторождений приведены в таблице.

Из приведенных данных видно, что колчеданные месторождения, свойственные разным типам земной коры, заметно отличаются друг от друга по вмещающим комплексам пород, набору и содержанию полезных компонентов, ассоциациям с другими типами месторождений, особенностям проявления региональных и околорудных изменений и другим признакам. Предложенное подразделение колчеданных месторождений на три группы весьма условно, поскольку в пределах каждой из них можно подобрать длинный ряд месторождений, ближайшие члены которого слабо различаются между собой, тогда как крайние разнятся очень значительно и без учета промежуточных членов генетическая связь между ними не улавливается.

Геолого-геохимические особенности свидетельствуют о важной роли в образовании медноколчеданных и медно-цинковых месторождений гидротермально-осадочных процессов, протекавших в глубоководных условиях. Среди слабо дифференцированных основных подушечных лав, чаще всего спилитов, обычны небольшие по размерам пиритовые и халькопирит-пиритовые рудные залежи, сформированные, видимо, в рифтовых зонах океанических бассейнов. Типичные представители — месторождения Кипра, Турции, некоторые месторождения Мугоджар и Ньюфаундленда. Геотектоническое положение медно-цинковых месторождений менее определено, однако, судя по тесной парагенетической ассоциации медноколчеданных и медно-цинковых месторождений, наблюдаемой во многих колчеданоносных провинциях мира, можно думать, что рассматриваемые месторождения образовались в близких геологических условиях, существовавших в океаническую стадию или в самом начале развития островных дуг. Специфика крупных медноколчеданных и медно-цинковых месторождений обусловлена четко проявленной связью с кремнекислыми вулканитами, появляющимися позже излияний недифференцированных базальтовых лав. Медно-цинковые колчеданные месторождения чрезвычайно широко развиты во многих эвгеосинклинальных отложениях разного возраста — на Южном и Среднем Урале, Северном Кавказе, Скандинавском п-ове, в Канаде, Испании, на Кипре, в Турции, Японии, Тасмании, Новой Зеландии, на Тайване.

Характерные особенности колчеданных месторождений, залегающих в разных типах земной коры

Особенности месторождений	Тип земной коры		
	океанический (I)	переходный островодужный (II)	переходный мозаичный и континентальный (III)
Вмещающие породы	Шаровые лавы исходно толеитового состава (диабазы и спилиты), их брекчии и туфы с редкими прослоями красных и зеленых радиоляриевых яшм и локальными полями кварцевых альбитофиров. Иногда на некотором удалении от рудных залежей маломощные прослои глинистых сланцев и известняков. Глубинные породы: гипербазиты, габбро, плагиограниты, диориты	Андезитовые и дацитовые порфиры, палеобазальты, их туфы, брекчии и субвулканические тела, иногда с частично сохранившимся калиевым полевым шпатом. Обычны кремнистые и песчано-глинистые осадки. Интрузивные породы: плагиограниты, граниты, габбро, диориты	Алевролиты, песчаники, известняки, доломиты, редкие прослои туфов, калиевые спилиты. Субвулканические тела риолит-дацитового состава, дайки щелочных диабазов
Главнейшие изменения рудовмещающих толщ	Интенсивная альбитизация, хлоритизация, эпидотизация, вблизи рудных тел — серицитизация, окварцевание, пиритизация	Отчетливая, но не полная альбитизация, хлоритизация, пумпеллиитизация. Около рудных тел — серицитизация, окварцевание, хлоритизация, баритизация, карбонатизация, огипсование, алунитизация	Калишпатизация, частичная альбитизация, иногда цеолитизация, вблизи рудных тел — карбонатизация, доломитизация, баритизация, окварцевание, хлоритизация, огипсование
Особенности проявления окколорудных изменений	От слабых до интенсивных, преимущественно со стороны лежащего бока рудных тел	Зоны измененных пород мощностью в десятки и сотни метров с локализацией руд в участках их выклинивания	Четко выраженные окколорудные изменения отсутствуют
Условия локализации рудных тел	В участках наибольшей мощности вулканогенных пород, обычно вблизи подводных вулканических построек, среди локально развитых лав и туфов кремнекислых эффузивов, нередко под покрывкой осадочных пород	Часто в крыльях крупных синклинальных структур, в пространственной связи с подводными вулканогенными породами среднего и кислого состава, иногда в кровле кварцевых альбитофиров (бывших натриевых риолитов)	В крупных конседиментационных синклинальных структурах, в участках фациального перехода прибрежных фаций в более тонкозернистые осадки. Нередко четкий стратиграфический и палеогеографический контроль оруденения
Форма рудных тел и содержание сульфидов	Линзы и пластообразные залежи, обычно с резкими контактами; содержание сульфидов в руде 95—98%	Пласто- и линзообразные залежи, штоки, жилы, прожилковые и штокверковые зоны. Границы рудных тел от резких до условных; содержание сульфидов колеблется в широких пределах	Обычно многоярусные пластовые и ленточные залежи, не имеющие четких ограничений; содержание серы во многих рудных телах 10% и менее
Важнейшие минеральные типы руд	Халькопирит-пиритовые, халькопирит-сфалерит-пиритовые, халькопирит-пирротиновые, пиритовые	Сфалерит-пиритовые, халькопирит-пиритовые, сфалерит-галенит-баритовые, борнит-халькозин-халькопиритовые и др.	Сфалеритовые, сфалерит-галенит-баритовые, халькопирит-пирротиновые, пиритовые и др.

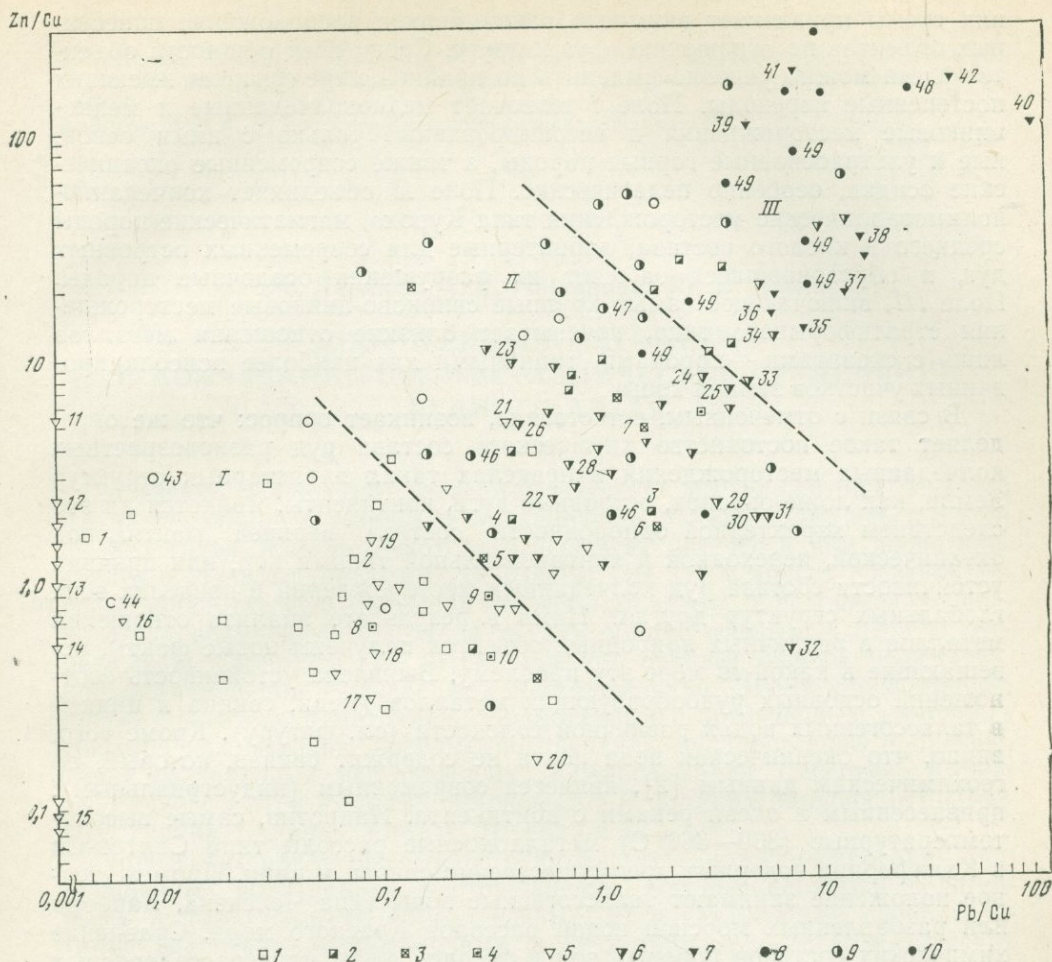
Особенности месторождений	Тип земной коры		
	океанический (I)	переходный островодужный (II)	переходный мозаичный и континентальный (III)
<p>Главные минералы руд</p> <p>Преобладающие текстуры руд</p> <p>Примеры месторождений, рудных провинций</p>	<p>Пирит, халькопирит, сфалерит, пирротин</p> <p>Массивные, колломорфные, слоистые, округло-обломочные, брекчиевые, полосчатые, сланцевые, гнейсовидные, вкрапленные</p> <p>Месторождения Южного Урала (Учалы, Сибай, Блява); Северного Кавказа (Уруп, Худесс); Норвегии (Леккен, Сулительма); Канады (Гекко, Флин-Флон, Норанда, Норметал); Турции (Эргани-Мален); Японии (Бесши, Янахара); Кипра, Тайваня, Тасмании, Новой Зеландии</p>	<p>Пирит, сфалерит, галенит, халькопирит, пирротин</p> <p>Массивные, колломорфные, слоистые, округло-обломочные, брекчиевые, полосчатые, сланцевые, гнейсовидные, вкрапленные, но с относительно большей ролью прожилковых и вкрапленных</p> <p>Месторождения Алтая (Зыряновское, Белоусовское), Салаира, Тувы, некоторые Среднего Урала (Северная Кузнецка), Закавказья (Ахтала); Японии (тип Куроко), Филиппин, Австралии (Гальс-Пик, Уайменс-Крик), о-ва Фиджи</p>	<p>сфалерит, галенит, пирит, халькопирит, пирротин</p> <p>Преимущественно вкрапленные, слоистые, реже массивные</p> <p>Месторождения ФРГ (Мегген, Раммельсберг); Югославии (Боровица); Ирана (Кучка); Австралии (Маунт-Айза, Брокен-Хилл); Канады (Сулливан); Ньюфаундленда (Баченс); СССР (Озерное, Жайрем, Тшинское, Риддер)</p>

Колчеданно-полиметаллические месторождения (рудноалтайские, закавказские, тувинские, японские — типа Куроко, некоторые среднеуральские и др.), видимо, связаны с более поздним временем развития земной коры, отвечающим переходной стадии. Об этом можно судить по появлению колчеданно-полиметаллических месторождений в более молодых отложениях островных дуг Тихого океана. Для рудовмещающих толщ рассматриваемой группы колчеданных месторождений характерны резкое преобладание продуктов среднего и кислого вулканизма и мелководные условия их накопления. В рудах преобладает цинк над медью и свинцом примерно в соотношении 4 : 2 : 1 и относительно обильны сурьма, мышьяк и висмут. Рудоотложение также субмаринное гидротермально-осадочное.

Свинцово-цинковые месторождения не имеют отчетливой связи с какими-либо магматическими породами, часто залегают на жесткой консолидированной земной коре и характеризуются наиболее значительными размерами пластовых рудных залежей.

Связи выделенных групп месторождений между собой, с определенными геологическими обстановками и, видимо, с типами земной коры намечаются при рассмотрении содержаний меди, свинца и цинка в горных породах и рудах различных колчеданных месторождений (см. фигуру)¹. При рассмотре-

¹ Схема построена по результатам нескольких сотен анализов колчеданных руд, горных пород и различных водных объектов талассо-генного происхождения. Названия вынесены только для наиболее известных месторождений, средних значений горных пород и вод. Анализы заимствованы из опубликованных в последние 30—40 лет отечественных и зарубежных источников.



Геохимические отношения меди, цинка и свинца в горных породах, рудах колчеданных месторождений и водах талассогенного происхождения, свойственные разным типам земной коры

- | | | |
|--|---|--|
| <p>1—4—горные породы:
 1—основного и ультраосновного состава (1—ультраосновные, 2—основные),
 2—кислого и среднего состава (3—граниты, 4—андезиты, дациты),
 3—осадочные (5—сланцы, 6—песчаники, 7—известняки),
 4—современные океанические осадки (8—пелагические илы, 9—илы Атлантики, 10—илы Тихого океана);
 5—7—руды колчеданных месторождений;
 5—медноколчеданные и медно-цинковые (11—Маинтвидж, 12—Геко, 13—Норанда, 14—Шаста,</p> | <p>15—17—месторождения Кипра, 18—месторождения Урала, 19—Флин-Флон, 20—Рудный Алтай, 21—Саффилд),
 6—колчеданно-полиметаллические (22—месторождения типа Куроко, 23—Северная Кузнечиха, 24—Брансуик, 25—Фалун, 26—Квебек, 27—Уайзменс—Феликс; 28—Ахтала, 29—Маунт-Айза, 30—Кацдаг, 31—Филизчай, 32—о-ва Фиджи, 33—Зыряновск, 34—Фурутобе),
 7—свинцово-цинковые (35—Кэптэйнс-Флет, 36—Раммельсберг, 37—Риддерское, 38—Нью-Брансуик, 39—Баченс, 40—Брокен-</p> | <p>Хилл, 41—Мегген, 42—Розбери);
 8—морские и океанические воды (43—океаническая вода, 44—Красное море);
 9—метаморфизованные воды морского генезиса (45—Атлантик-II, 46—Челекен, 47—Матупи-Харбор);
 10—иловые воды рассолоносных бассейнов и высокотемпературных металлоносных рассолов типа Салтон-Си (48—Салтон-Си, 49—иловые воды металлоносных отложений Красного моря). Поля I—III отвечают соответственно океанической, переходной и континентальной земной коры.</p> |
|--|---|--|

нии схемы привлекает внимание закономерное расположение нанесенных объектов по отношению друг к другу. Среди всей общности объектов здесь можно условно выделить по крайней мере три поля, имеющих постепенные переходы. Поле *I* включает медноколчеданные и медноцинковые месторождения и ассоциированные только с ними основные и ультраосновные горные породы, а также современные океанические осадки, особенно пелагические. Поле *II* объединяет колчеданно-полиметаллические месторождения типа Куроко, магматические породы среднего и кислого состава, характерные для современных островных дуг, и образовавшиеся за счет их разрушения осадочные породы. Поле *III*, включающее самые крупные свинцово-цинковые месторождения стратиформного типа, показывает близкие отношения металлов лишь с сиенитами — породами, типичными для наиболее консолидированных участков земной коры.

В связи с отмеченным, естественно, возникает вопрос: что же определяет такое постоянство химического состава руд разновозрастных колчеданных месторождений в пределах таких планетарных структур Земли, как ложе океанов, островные дуги, континенты. Является ли это следствием характерной однородности состава верхней мантии под океанической, переходной и континентальной типами кор, или причина устойчивости состава руд колчеданных месторождений в пределах этих глобальных структур другая? Нами в результате анализа отношений металлов в различных природных объектах получены новые факты, освещающие в какой-то мере эту проблему. Выявлена устойчивость соотношений основных рудообразующих металлов (меди, свинца и цинка) в талассогенных водах различной солёности (см. фигуру). Кроме того, видно, что океаническая вода почти не содержит свинец, который, по геохимическим данным [2], является современным (индустриальным), привнесённым в океан реками с континента. Напротив, самые высокотемпературные (330—360°С) металлоносные рассолы типа Салтон-Си в Калифорнии содержат преимущественно свинец и цинк. Промежуточное положение занимают талассогенные воды типа Челекена, Харбора или разбавленных морской водой рассолов Красного моря. Сравнение химических составов поровых вод и твердой фазы илов рассолоносных бассейнов [1] показывает очень близкие соотношения в них металлов.

При сопоставлении отношений содержания меди, цинка и свинца в колчеданных рудах, горных породах и талассогенных водах (см. фигуру) наблюдаются определенные черты сходства, свидетельствующие о их генетической связи, которая проявляется в близких коэффициентах распределения металлов в контактирующих средах — водах, горных породах, рудах и в совпадении отношений металлов в рудах выделенных групп колчеданных месторождений с отношениями металлов в талассогенных водах различной солёности.

Таким образом, на основании приведенного фактического материала подтверждается зависимость состава руд колчеданных месторождений от типа земной коры и экзогенных хлоридных вод определенной солёности и температуры. Рассмотренные связи свидетельствуют о широком участии в гидротермально-осадочном рудогенезе талассогенных вод, выщелачивающих металлы из горных пород в пределах крупных бассейнов седиментации. Образование рудных залежей, вероятно, происходит под влиянием геохимических барьеров, осаждающих рудное вещество вблизи очагов сосредоточенной разгрузки этих металлоносных терм. Локализованный выход гидротермальных источников талассогенного происхождения на дне морских бассейнов возможен вдоль глубинных разломов или ослабленных прибортовых зон прогибов при выжимании седиментогенных вод под действием нагрузки накапливающихся горных пород и (или) вследствие развития процессов раннегеосинклинального вулканизма и конседиментационной складчатости.

Л и т е р а т у р а

1. Брукс Р., Каплан И., Петерсон М. Микроэлементы термальных рассолов и иловых вод Красного моря.— В кн.: Современное гидротермальное рудоотложение. «Мир», 1974.
2. Виноградов А. П. Введение в геохимию океана. «Наука». 1967.

Г. Ф. Яковлев, Т. Я. Гончарова, Ю. И. Демин

ДООРОГЕННЫЙ МАГМАТИЗМ И КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОЕ ОРУДЕНЕНИЕ РУДНОГО АЛТАЯ

Изучение колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая, связанных с девонским вулканизмом, начало проводиться в конце 40-х годов, и после некоторого перерыва интерес к ним вновь проявился в связи с работами Г. Н. Щербы [16, 17] и других исследователей. Разработка вулканогенной гипотезы на новом, более высоком уровне стала возможной благодаря трудам многих ученых, в первую очередь В. И. Смирнова [12, 13], создавшего научные основы формирования и размещения колчеданных месторождений. Этому способствовал новый фактический материал, обработанный с применением комплекса современных методов, которые подтвердили вулканогенное происхождение колчеданных месторождений Южного Урала, Северного Кавказа, Рудного Алтая и других районов СССР, а также зарубежных (Японии, Турции, Испании, Канады, Швеции и др.).

Новые материалы свидетельствуют о длительном формировании промышленных колчеданных месторождений, которые являются полигенными и полихронными образованиями, представляющими собой сочетание гидротермально-осадочных и гидротермально-метасоматических рудных залежей. Однако в формировании окончательного облика месторождений значительную роль играют последующие преобразования рудного вещества. Поэтому вулканогенную гипотезу следует воспринимать с учетом явлений послерудных преобразований первичных рудных залежей под воздействием более поздних метаморфических процессов.

Закономерности развития доорогенного вулканизма и ассоциирующего с ним оруденения, особенности и интенсивность послерудных преобразований тесно увязываются с глубинным строением земной коры и историей ее развития. В этом отношении показателен сравнительный анализ двух типичных колчеданоносных провинций — Рудного Алтая и Южного Урала.

Тектоническая позиция. Рудный Алтай представляет собой герцинскую вторичную геосинклинальную систему северо-западного простирания, приуроченную к зоне сопряжения орогенной области каледонид Горного Алтая и герцинид Зайсайской складчатой области. От них Рудный Алтай отделяется глубинными разломами — Иртышской и Северо-Восточной зонами смятия. Геосинклиналь Рудного Алтая наложилась на жесткое консолидированное основание, которое некоторые исследователи считают срединным массивом [6]. Во всяком случае, несомненно, существовало каледонское геоантиклинальное поднятие, которое сложено метаморфизованными отложениями протерозоя и нижнего палеозоя, а также каледонскими гранитоидами. Вследствие этого глубинное строение Рудного Алтая к началу заложения герцинской геосинклинали характеризовалось, по-видимому, мощной корой континентального

типа (в настоящее время мощность коры 46—49 км при мощности гранитного слоя 26—29 км). При переработке каледонского складчатого основания кора испытывала дифференцированные погружения, частично базифицировалась и превратилась в кору переходного типа. В это время заложились и оформились геоантиклинальные поднятия (Алейское и Синюшинское), представляющие собой вулканотектонические поднятия первого порядка, или эвгеоантиклинали по Д. И. Горжевскому, и геосинклинальные прогибы (Белоубинско-Маймырский и Быструшинский). В дальнейшем геоантиклинали были расчленены крупными разломами на отдельные блоки с различными амплитудами погружения, вследствие чего приобрели мозаично-блоковое строение. Они осложнены вулканотектоническими депрессиями, к которым главным образом и приурочены алтайские колчеданно-полиметаллические месторождения. Локальные рудоносные структуры представлены стратовулканами и кальдерообразными депрессиями [18].

Южный Урал имеет совершенно иную тектоническую позицию. Он представляет собой герцинскую первичную эвгеосинклиналь меридионального простираения, приуроченную к зоне сопряжения платформы (континента) на западе и геосинклинальной области (океана) на востоке. Уральская геосинклиналь ордовикско-верхепалеозойского возраста заложилась на коре океанического типа, которая в дальнейшем постепенно превращалась в кору переходного и континентального типов, наращаясь с запада на восток. Сокращенная мощность гранитного слоя на Урале в настоящее время (мощность коры 44—47 км, базальтового слоя 25—35 км) и история геологического развития дают основание предполагать отсутствие его в момент заложения геосинклинали. Это определило фемический профиль доорогенного магматизма и медноколчеданный состав руд связанных с ним месторождений [2, 3].

Региональные рудоносные структуры приурочены на Урале обычно к линейным вулканическим сооружениям положительного характера: вулканическим хребтам, грядам, вулканотектоническим горст-антиклиналям, на склонах которых расположены локальные рудоносные структуры (стратовулканы, кальдерообразные депрессии). Однако иногда колчеданосные зоны представлены линейными вулканотектоническими депрессиями (трогами, рифтами и др.) [3, 18].

Таким образом, рассматриваемые провинции отличались различной направленностью движений: Урал развивался как крупный прогиб, на фоне которого формировались положительные вулканические структуры; Рудный Алтай имел тенденцию к восходящим движениям, развивался в виде крупного поднятия, осложненного вулканотектоническими депрессиями.

Рудоносные вулканогенные формации. Разная тектоническая позиция, история развития и глубинное строение Рудного Алтая и Южного Урала обусловили неоднородный характер геосинклинального вулканизма и связанного с ним колчеданно-полиметаллического оруденения [1, 5].

На Рудном Алтае наличие мощной коры континентального (или переходного) типа в момент заложения вторичной герцинской геосинклинали объясняет своеобразные черты доорогенного, точнее, раннегеосинклинального вулканизма: автономное развитие кислых и основных лав, характерное как в целом для всего периода геосинклинального развития, так и для отдельных стадий; чрезвычайно широкое проявление преимущественно кислых вулканитов в раннегеосинклинальную стадию и местами антидромная направленность излияний. В геосинклинальную стадию сформировался ряд формаций: раннегеосинклинальная (предостровная) базальт-липаритовая формация среднего девона — франа, с которой связаны колчеданно-полиметаллические месторождения; позднегеосинклинальная (островная) дацит-андезитовая формация фамен-

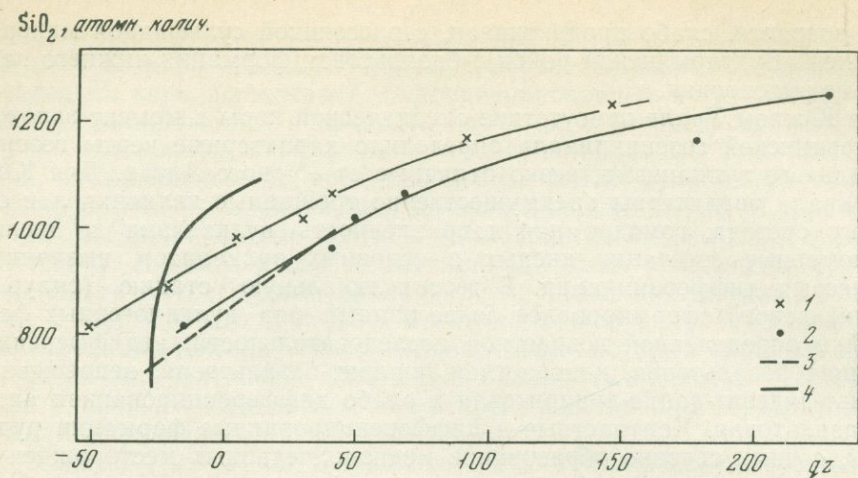
ского возраста, слабо продуктивная, с рассеянной сульфидной минерализацией (Бухтарминский район); базальтовая формация нижнего карбона, не рудоносная.

На Южном Урале присутствие океанической коры в момент заложения герцинской геосинклинали определило характерные черты геосинклинального вулканизма, резко отличные от Рудного Алтая. Для Южного Урала характерны преимущественно трещинные излияния лав основного состава, гомодромная направленность вулканизма и тесные закономерные сочетания кислых и основных вулканитов, вызванные процессами дифференциации. В геосинклинальную стадию (силур — средний девон) сформировался более полный ряд вулканогенных формаций в определенной возрастной последовательности: недифференцированная базальтовая, контрастная липарит-базальтовая, непрерывная базальт-андезит-дацит-липаритовая и слабо дифференцированная андезит-базальтовая. Контрастные и дифференцированные формации рудоносны, с ними связано образование медноколчеданных месторождений.

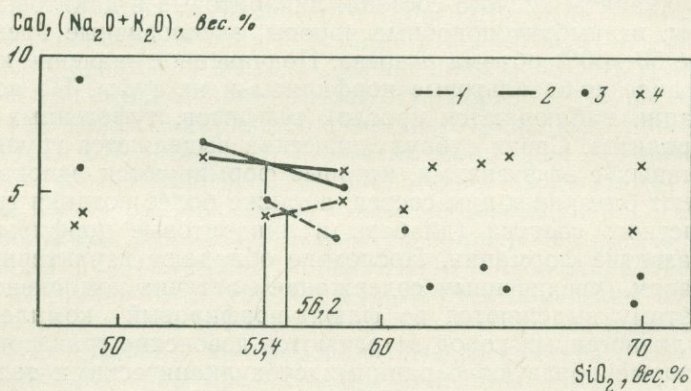
Базальт-липаритовая формация (среднего девона — франа) на Рудном Алтае состоит из пород субвулканической, экструзивной и эффузивной фаций, а также пирокластических образований мелководного происхождения. Мощность формации 3—4 км. Преимущественно распространены вулканиты кислого состава: липаритовые и дацитовые порфиры, их туфы, игнимбритоподобные породы, взрывные брекчии, составляющие 50—60% объема разреза. Подчиненное значение имеют базальтовые, андезит-базальтовые порфириты и их туфы. По всему разрезу формации наблюдаются прослой туффигов, туфогенных песчаников и алевролитов. Среди субвулканических выделяются группа пород, тесно связанных с эффузивами, которые формируются одновременно с ними и имеют близкий к ним состав, а также более поздняя группа пород контрастного состава (диабазы и липаритовые порфиры), завершающая развитие формации. Последние обладают характерным обликом и составом (увеличенным содержанием летучих компонентов и щелочей), поэтому выделяются во флюид-порфировый комплекс [19]. Помимо вулканогенных пород встречаются девонские гранитоидные интрузии, которые образуют с ранними субвулканическими телами вулканоплутонические ассоциации [14].

Рудоносные вулканогенные формации Южного Урала представлены породами эффузивной фации. Это субмаринные излияния, обычно неглубоководные, слагающие толщи значительной мощности (5—7 тыс. м). Наиболее развиты эффузивы основного состава: диабазы, базальтовые и андезит-базальтовые порфириты, составляющие до 80% объема вулканитов. Базальтовые порфириты нередко обладают афировым строением и шаровой текстурой. Кислые эффузивы (липаритовые и дацитовые порфиры) имеют подчиненное значение. Характерная особенность разреза — наличие прослоев кремнистых пород и сургучно-красных яшмоидов. Среди субвулканических тел присутствуют породы как ранней, так и поздней групп. Интрузивные породы на Урале представлены гипербазитовой и габбро-плагиогранитной формациями.

Петрохимические особенности эффузивных и субвулканических пород Рудного Алтая и Южного Урала свидетельствуют о принадлежности их к известково-щелочному ряду. Породы являются производными толеитовой магмы, на что указывают степень и скорость насыщения их кремнеземом. На графике (фиг. 1), построенном по методу Ю. М. Шейнманна [15], кривые, отвечающие средним химическим составам пород Рудного Алтая и Южного Урала, имеют одинаковую форму, расположены параллельно друг другу, а также параллельно кривой типичных толеитовых базальтов о-вов Гавай, что подтверждает их одинаковую степень насыщения кремнеземом. Скорость насыщения кремнеземом (K) выражается наклоном кривой в области пород основного и сред-



Фиг. 1. Кривые насыщения кремнеземом эффузивных пород (по Ю. М. Шейнманну)
1 — Южный Урал; 2 — Рудный Алтай; 3 — базальты о-ва Гаваи, 4 — базальты о-ва Самоа



Фиг. 2. Коэффициенты известковистости эффузивных пород (по Пикоку)
1 — Южный Урал; 2 — Рудный Алтай; 3—4 — средние химические составы эффузивных пород:
3 — CaO, 4 — (Na₂O + K₂O)

него состава. Для вулканогенных пород Рудного Алтая она составляет 32, Южного Урала — 30, гавайских толеитовых базальтов — 28. Породы щелочных серий образуют более крутые кривые; например, щелочные базальты о-ва Самоа имеют $K=8$. На основании изучения большого количества химических анализов лав различных районов мира Ю. М. Шейнманн установил, что для толеитовых серий скорость насыщения колеблется от 23 до 35, а для щелочных $K=4-9$. Таким образом, изученные нами вулканогенные породы геосинклинальных формаций Рудного Алтая и Южного Урала относятся к толеитовым сериям с полным и быстрым насыщением их кремнеземом, при этом относительно более кислые — вулканиты Рудного Алтая.

По общей щелочности вулканогенные породы описываемых провинций являются нормальными и относятся к известково-щелочному ряду. Однако важным признаком служит не только количество, но и качественное содержание щелочей в породах. М. А. Петровой [10] по содержанию натрия и калия выделяются натриевые, калиевые и кали-натриевые серии со следующими граничными отношениями Na_2O/K_2O : для липаритов натриевого ряда >2 , калиевого $<0,5$; для базальтов натриевого ряда

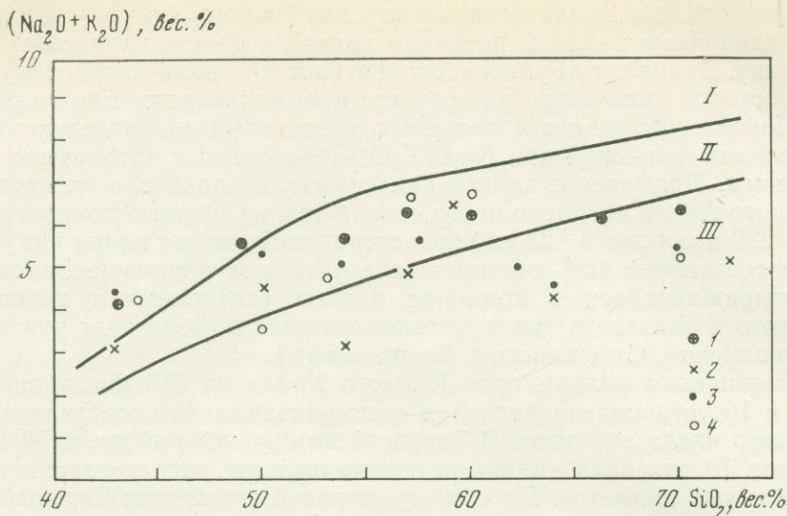
>5 , калиевого <1 . Вулканогенные породы Южного Урала — натриевые; только единичные анализы показали принадлежность их к кали-натриевому ряду. Вулканиды Рудного Алтая относятся к кали-натриевому ряду, хотя некоторое количество их соответствует натриевому или калиевому ряду. Породы натриевого и калиевого типов нами подразделены по более простому признаку: при $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} > 1$ отнесены к натриевым; < 1 — к калиевым. Применение данной классификации показало, что вулканиды Рудного Алтая довольно часто содержат повышенные количества калия: из 299 анализов в 123 наблюдается преобладание калия над натрием, что составляет 42% общего числа учтенных анализов. Закономерность, выражающаяся в примерно равных соотношениях вулканидов натриевого и калиевого типов, устанавливается в различных рудных полях (Тишинском, Стрежанском, Старковском).

В Блявинском рудном поле Южного Урала из 283 анализов пород только в 10 установлена калиевая специализация, что составляет всего 3% общего числа анализов. В Теренсайском рудном районе из 50 анализов пород 19 показали калиевую специализацию, что составляет около 40% учтенных анализов. По составу щелочей вулканиды Теренсайского района близки к породам Рудного Алтая. Такая особенность химического состава пород Теренсайского рудного поля объясняется его структурным положением. Оно расположено на границе Магнитогорского синклинория и Восточно-Уральского антиклинория, где, по геофизическим материалам, отмечается увеличение мощности земной коры. В связи с этим в разрезе заметно усиливается роль кислых вулканидов, а также отмечается значительное развитие комагматичных гранитоидов, завершающих вулканизм. Поэтому не случайно в Джусинском месторождении наблюдается изменение характера рудной минерализации: наряду с ранним медноколчеданным проявляется более позднее свинцово-цинковое оруденение [7].

Следовательно, изучение щелочности пород приводит к заключению, что рудоносная вулканогенная формация Южного Урала имеет натриевую специализацию; формация Рудного Алтая гетерогенна, состоит из пород калиевой и натриевой серий, что является результатом более интенсивного взаимодействия с континентальной корой.

Со щелочностью тесно связана известковистость пород. На диаграмме (фиг. 2), построенной по Пикоку [см. 11], видно, что коэффициенты известковистости пород Рудного Алтая ($n=56,2$) и Южного Урала ($n=55,4$) очень близки и в то же время значительно меньше, чем для средних типов пород мира нормального известково-щелочного ряда ($n=60$). Это объясняется альбитизацией плагиоклазов в породах вулканогенных геосинклинальных формаций. Относительно более высокая известковистость наблюдается в породах Рудного Алтая, которые менее интенсивно альбитизированы. В них нередко встречаются реликты неизмененного калиевого полевого шпата, а также продукты деанортизации плагиоклазов: соссюрит, эпидот, карбонаты. Несколько меньшей известковистостью обладают породы Южного Урала, которые более интенсивно альбитизированы. Однако в диабазах субвулканической фации Южного Урала нередко устанавливаются реликты основных и средних по составу плагиоклазов. Таким образом, по известковистости вулканогенных пород можно косвенно судить об интенсивности их альбитизации. По классификации Пикока [см. 11], вулканиды Рудного Алтая, подобно кайнотипным аналогам, попадают в класс известково-щелочных пород; вулканогенные породы Южного Урала принадлежат к щелочно-кальциевым сериям.

Не менее важным признаком пород служит их глиноземистость. Диаграмма (фиг. 3), построенная по методу Х. Куно [8] для вулканогенных пород Рудного Алтая и Южного Урала, не дает основания для выделения самостоятельных высокоглиноземных серий. Кроме того, она по-



Фиг. 3. Вариационная диаграмма глиноземистости эффузивных пород (по X. Куно)

I—III — поля вулканических серий пород (I — щелочных, II — высокоглиноземистых, III — толеитовых); 1 — Южный Урал; 2—4 — типы пород Рудного Алтая: 2 — кали-натриевый, 3 — калиевый, 4 — натриевый

казывает, что вулканиты с повышенными содержаниями глинозема встречаются как в натриевом, так и в калиевом рядах, но более характерны для калиевого ряда пород.

Следуя положениям, разработанным Рингвудом [см. 9], можно сделать заключение, что геосинклинальные формации натриевого типа Южного Урала глубинного мантийного происхождения с медной специализацией. Следовательно, медь также имеет мантийный источник. Рудоносные вулканогенные формации Рудного Алтая гетерогенны по источнику магм. Как основные, так и кислые породы натриевого ряда относятся к нормальным по содержанию в них глинозема, извести и щелочей и отличаются повышенной железистостью. Они обладают медной специализацией и являются, вероятно, продуктом деятельности глубинных мантийных источников. Вулканогенные породы калиевого типа с повышенными содержаниями глинозема и кремнезема, по-видимому, формируются из магм промежуточных очагов при вовлечении в магматическую деятельность кислого корового вещества. Это подтверждается расчлененным, часто многофазовым строением кислых пород. Наличием таких коровых палингенных магм объясняется свинцово-цинковая специализация Рудноалтайской провинции.

Девонская рудоносная вулканогенная формация Рудного Алтая не отвечает полностью ни геосинклинальной липарит-базальтовой формации [4], ни орогенной порфировой формации [14] и должна рассматриваться как самостоятельный формационный тип.

Оруденение. Образование рудных залежей, связанных с вулканизмом, процесс длительный и политипный. В некоторых случаях он начинается с отложения вулканогенно-осадочных руд (Стрежанское, Риддер-Сокольное и другие месторождения) и сменяется сопряженным с ним одновозрастным или с некоторым перерывом гидротермально-метасоматическим рудоотложением, парагенетически ассоциирующим с субвулканическими образованиями флюид-порфинового комплекса. При этом под воздействием теплового поля тел и сопровождающих их флюидов в их экзоконтактной зоне, как установлено на Стрежанском месторождении, залежи вулканогенно-осадочных руд могут быть в разной степени

переотложены. В других случаях вулканогенно-осадочный этап рудоотложения отсутствует, и на заключительных стадиях девонского вулканизма образуются одноэтапные многостадийные гидротермально-метасоматические месторождения, сформировавшиеся в субвулканических условиях.

На Рудном Алтае формирование руд происходило в два этапа: I этап (ранний) — серно- и медно-цинковые колчеданные руды, связанные с развитием базальтового вулканизма; II этап (более поздний) свинцово-цинковое оруденение, связанное с развитием кислого гетерогенного вулканизма; в редких случаях свинцово-цинковая минерализация может образоваться и на раннем этапе. На Южном Урале обычно проявлен только I этап.

Медноколчеданно-полиметаллические месторождения на Рудном Алтае (Николаевское, Сугатовское и др.) залегают преимущественно в отложениях прижерловой и жерловой зон фации. На Южном Урале такую же позицию занимают практически все медно-цинково-колчеданные месторождения (Гай, Сибай, Учалы и др.). Полиметаллические месторождения приурочены к образованиям промежуточной и удаленной зон (Риддер-Сокольное, Ново-Золотушинское), а барит-полиметаллические — к отложениям тех же зон, но содержащих повышенное количество карбонат-кремнистых фаций (Змеиногорское, Зареченское).

Рудный Алтай характеризуется сложной историей развития и наличием континентальной коры, что способствовало длительному, часто унаследованному развитию магматических очагов. Рудные концентрации, происхождение которых обусловлено доорогенным магматизмом, и рудные компоненты, рассеянные во вмещающих породах, испытали регенерацию и ремобилизацию в результате разновозрастных дислокаций, в процессе регионального метаморфизма, при наложении металлоносных безрудных гидротермальных растворов и особенно под воздействием различных по составу и возрасту интрузивных тел [20]. В некоторых случаях переотложение рудных компонентов начинается непосредственно вслед за их накоплением в результате диагенетических преобразований. На месторождениях с четко выраженным вулканогенно-осадочным этапом рудообразования в отдельных случаях наблюдается регенерация экзгационно-осадочных руд при контактово-термальном воздействии поздних субвулканических тел и сопровождавших их рудоносных растворов. Наиболее важное значение в формировании современного облика рудно-алтайских месторождений принадлежит регенерации и ремобилизации в связи с карбонным и пермским гранитообразованием. Воздействие флюидов и тепловых полей гранитоидов привело к радикальному изменению минерального состава месторождений, их морфологии и зональности. В отдельных случаях, параллельно с мобилизацией и переотложением ранее существовавших рудных концентраций, постмагматические растворы поставляли редкие элементы, не характерные для месторождений, связанных с раннегеосинклинальным магматизмом, в результате чего на Рудном Алтае (в зонах, пограничных с Горным Алтаем) возникли редкометалло-полиметаллические месторождения. Процессы переотложения привели к возникновению сложной группы регенерированных месторождений, среди которых выделяются моногенные и полигенные. Рудовмещающими для первых являлись структурные элементы, сформировавшиеся в верхнем палеозое. Для полигенных месторождений типичны комбинированные структуры, представляющие собой сочетание структурных форм, связанных с вулканизмом, и структурных элементов, обусловленных поствулканическими процессами.

Южноуральские колчеданосные зоны завершали развитие часто еще в доорогенный этап, и поэтому медноколчеданные месторождения претерпевали не столь значительные изменения. Но в зоне сопряжения со структурами Восточно-Уральского поднятия, например в Теренсай-

ском районе, как отмечалось, на медноколчеданные руды накладывалось более позднее полиметаллическое оруденение. Значительному метаморфизму, главным образом контактовому в связи с воздействием позднегеосинклинальных и орогенных гранитоидных интрузий, подверглись медноколчеданные месторождения Мугоджар [3].

Литература

1. Авдонин В. В., Гончарова Т. Я., Старостин В. И., Яковлев Г. Ф. Новые данные по геологии Кедровско-Бутачихинской зоны (Рудный Алтай).— Изв. вузов, геол. и разведка, 1974, № 8.
2. Бородаевская М. Б., Курбанов Н. К., Кривцов А. И., Ракчеев А. Д. О длительности и многоактности формирования колчеданных руд.— Сов. геология, 1973, № 8.
3. Бородаевская М. Б., Кривцов А. И. и др. Особенности магматизма и колчеданного оруденения Домбаровской структурно-формационной зоны.— Геол. рудн. месторожд., 1974, № 5.
4. Бубличенко Н. Л., Воробьев Ю. Ю., Иванкин П. Ф. и др. Принципы и методы прогнозирования медноколчеданного и полиметаллического оруденения (на примере Рудного Алтая). «Недра», 1972.
5. Гончарова Т. Я. О колчеданоносных вулканогенных формациях.— Вестник МГУ, серия геол., 1976, № 4.
6. Горжевский Д. И., Микунов М. Ф., Филатов Е. И. О металлогеническом значении срединных массивов (на примере свинцово-цинковых месторождений).— В кн.: Геотектоника срединных массивов. «Наука», 1976.
7. Еремич Н. И. Роль расланцевания и трещиноватости в локализации колчеданно-полиметаллического оруденения на Джусинском месторождении (Южный Урал).— Вестник МГУ, серия геол., 1963, № 6.
8. Куно Х. Латеральная вариация базальтовой магмы вкост окраин континентов и островных дуг.— В кн.: Окраины континентов и островные дуги. «Мир», 1970.
9. Окраины континентов и островные дуги. «Мир», 1970.
10. Петрова М. А. Петрохимические типы базальтовых магм разных структурных зон и сопоставление их с базальтами Луны.— Вестник МГУ, серия геол., 1975, № 1.
11. Петрография. Ч. 1. Изд-во МГУ, 1976.
12. Смирнов В. И. Генезис эндогенных рудных месторождений. «Недра», 1968.
13. Смирнов В. И. Фактор времени в образовании стратиформных рудных месторождений.— Геол. рудн. месторожд., 1970, № 6.
14. Чернов В. И. Вулканические формации и порфиоровые интрузии Рудного Алтая. «Наука», 1974.
15. Шейнманн Ю. М. Новые данные о базальтах океана и значение их для общей геологии.— Сов. геология, 1965, № 8.
16. Щерба Г. Н. Проблема генезиса колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая.— Сов. геология, 1968, № 6.
17. Щерба Г. Н. Вулканогенная гипотеза генезиса колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая.— Сов. геология, 1974, № 9.
18. Яковлев Г. Ф., Микунов М. Ф. Размещение колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая в связи с его структурно-формационными особенностями.— Геол. рудн. месторожд., 1976, № 3.
19. Яковлев Г. Ф., Яковлева Е. Б. Рудоносные флюид-порфиоровые комплексы Юго-Западного Алтая.— Вестник МГУ, серия геол., 1973, № 2.
20. Яковлев Г. Ф., Хисамутдинов М. Г., Демин Ю. И. Полигенность и полихронность колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая.— Геол. рудн. месторожд., 1975, № 3.

Г. А. Твалчрелидзе

О ДВУХ ТИПАХ КОЛЧЕДАНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И ПРОВИНЦИЙ

Развитие идей о рудоносности вулканогенных формаций (В. И. Смирнов, Г. С. Дзоценидзе, В. Н. Котляр и др.) возродило интерес геологов к колчеданным месторождениям. Накопление обильного фактического материала по колчеданному оруденению вызвало необходимость его систематизации. Для этого использованы различные принципы — генети-

ческий, геотектонический, формационный. В первом случае в известной работе В. И. Смирнова [8] была показана конвергентность колчеданных месторождений — принадлежность их к различным генетическим классам. Дальнейшие исследования в данной области подтвердили перспективность этого направления и установили полигенность большинства таких месторождений.

Попытки группировки колчеданных месторождений на формационной основе сходны между собой и обычно не вызывают разногласий. В общем случае [7] выделяется следующий изоморфный ряд рудных формаций: серноколчеданная → медноколчеданная → медно-цинково-колчеданная → колчеданно-полиметаллическая → колчеданно-барит-золото-полиметаллическая. Характерно, что отдельные звенья этой классификации встречаются в различных тектонических типах рудных провинций, нарушая единство приведенного ряда формаций. Поэтому и возникает необходимость систематизации рудоносных площадей на геотектонической и петрологической основах. Опыты и в этой области неоднократно предпринимались [1, 6, 10—12 и др.].

В настоящее время имеются все данные для подразделения колчеданосных провинций на четыре тектонических типа: 1) уральский — первичные эвгеосинклинали; 2) малокавказский — вторичные эвгеосинклинали; 3) рудноалтайский — эвгеосинклинали, наложенные на срединные массивы; 4) филизчайский — сланцевые эвгеосинклинали. В настоящей статье описаны провинции первых двух типов и развитие в их пределах колчеданные месторождения.

Уральский тип рудных провинций соответствует структурам, которые Г. М. Власов [2] выделяет как внешние островные дуги. Они первоначально закладываются на океанической коре, которая в процессе развития трансформируется в кору континентальную. Можно полагать, что именно с этим механизмом, представляющим собой сущность геосинклинального процесса, тесно связано формирование колчеданных месторождений. Примеры провинций данного типа достаточно многочисленны и относятся к разновозрастным образованиям — от архейских до современных (провинции оз. Верхнее в Канаде, Карелии, Саудовской Аравии, Аппалач, Норвегии, Испании, Японии, Северного Кавказа, Динарид, Кипра, Таврид, северо-западного сегмента Тихого океана и др.). Наиболее отчетливо они выражены на Урале, поэтому они получили соответствующее наименование [10].

Первичные эвгеосинклинали выполнены мощными толщами вулканогенно-осадочных пород, испытавших интенсивную альпинотипную линейную складчатость. Формационный анализ этих отложений был начат Д. С. Штейнбергом [13], а развит Т. И. Фроловой [11], М. Б. Бородаевской с сотрудниками [1], Е. П. Шираем [12] и другими уральскими геологами. На его основании среди мощных геосинклинальных вулканогенных накоплений выделены четыре группы формаций, две из которых — базальтовая и андезит-базальтовая — относятся к недифференцированным, а две — липарит-базальтовая (контрастная) и базальт-андезит-дацит-липаритовая (непрерывная) — к дифференцированным.

По данным Т. И. Фроловой [11], недифференцированные и контрастные формации возникали в начале отдельных тектоно-магматических этапов, а непрерывные — в конце этапов. В недифференцированной базальтовой формации распространены породы, близкие к толеитовым базальтам океанических хребтов, от которых они отличаются пониженными значениями SiO_2 , TiO_2 , $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$, CaO и MgO и повышенными — Na_2O . Коэффициент эксплозивности весьма низкий ($E = 3,7\%$). Базальтовыми лавами, отвечающими составу исходной магмы, сложены внутренние, наиболее погруженные части геосинклинальных бассейнов.

Андезит-базальтовая формация в истории развития геосинклиналей появляется позже базальтовой. Средний ее состав близок к базальтам

центрального типа — в ней по сравнению с нижележащими породами увеличивается содержание MgO и CaO , поэтому базальты относятся к известковым (а не известково-щелочным) сериям пород. Недифференцированные формации слагают наиболее крупные площади в пределах первичных эвгеосинклиналей. Однако в данном случае нас интересуют дифференцированные формации, поскольку только к ним приурочены колчеданные месторождения. Эти две формации имеют крайне локальное развитие и обычно проявляются закономерно в определенных структурах (склоны синседиментационных поднятий) и стадиях развития геосинклиналей.

Контрастная липарит-базальтовая (диабаз-альбитофировая, по Т. И. Фроловой) формация развивается несколько позже базальтовой в сопредельных структурных зонах. Она преимущественно сложена породами базальтового и андезит-базальтового состава (спилиты, диабазы) и лишь в незначительной степени липарит-дацитовой группой пород (альбитофиры, кварцевые альбитофиры, дацитовые порфириды и др.). Последние, по данным Е. П. Ширая [12], составляют от 1—2 до 5—10% объема формации; они сосредоточены в верхних ее частях на склонах вулканических гряд и кальдерных депрессий. Т. И. Фролова и ряд других исследователей развивают идею о генетической обособленности пород основного и кислого состава в контрастных формациях. При этом возникновение кислых магматических расплавов связывается с появлением палингенной магмы состава, близкого к гранитному. Однако породы относятся к натриевому ряду, и содержание K_2O в них не превышает 1%.

Непрерывные базальт-андезит-дацит-липаритовые формации по времени сменяют контрастные и обычно развиты в тех же структурно-формационных зонах, принимая участие в палеовулканических постройках центрального типа [12]. Они характеризуются высокой эксплозивностью (E до 75%), фациальной изменчивостью, обилием субвулканических образований. Т. И. Фролова указывает на последовательную смену в рамках каждого этапа развития Уральской эксгеосинклинали мантийных базальтовых расплавов андезитовыми, образованными за счет ассимиляции возникшего сиалического основания, а затем дацит-липаритовыми, появление которых обусловлено палингенными кислыми магматическими выплавками. Такая эволюция геосинклинали вулканизма сопровождается закономерным возрастанием коэффициента эксплозивности вследствие накопления газовой фазы в магматическом расплаве.

Эволюции магматизма первичных эвгеосинклиналей полностью соответствует последовательная смена формаций колчеданных месторождений, генетически связанных только с дифференцированными контрастной и непрерывной магматическими формациями. При этом устанавливается правило, почти не знающее исключений, что оруденение приурочено только к кислым членам разреза вулканитов, какой бы малый объем они ни занимали. Вначале обычно формируются залежи серноколчеданных руд, согласные с вмещающими породами, вслед за ними следуют субсогласные сложной морфологии тела медно-цинково-колчеданного состава, а в ряде районов, где развиты продукты поздних членов эволюционного ряда геосинклинали магматизма, встречаются проявления колчеданно-полиметаллического и медно-порфирикового оруденения. При этом промышленное значение имеют месторождения первых двух (особенно второй) рудных формаций.

Общие особенности колчеданных месторождений первично-геосинклинальных зон следующие: 1) рудные скопления на 60—90% представлены сульфидной, преимущественно серноколчеданной рудой полосчатой или массивной текстуры, содержащей халькопирит, сфалерит и нерудные минералы; 2) морфология рудных тел пласто- и линзообразная, их залегание, как правило, согласное с вмещающими вулканитами; 3) в надрудных толщах часто обнаруживаются рудокласты, что позволяет от-

нести колчеданные месторождения к стратиформным образованиям; 4) рудовмещающие породы, так же как и рудные тела, испытали гидротермальный и зеленокаменный метаморфизм, наложенный на околорудно-измененные породы, развитые в лежащих зальбандах колчеданных залежей.

Отмеченные и другие особенности колчеданных месторождений уральского типа приводят большинство современных исследователей (В. И. Смирнов, С. Н. Иванов, Н. С. Скрипченко, М. Б. Бородаевская, К. Офтедаль, Л. А. Андерсен, П. Гилмор, А. Кинкель) к выводу об их сингенетичном образовании с вмещающими породами и генетической связи с раннегеосинклинальным вулканизмом, их породившим. Вместе с тем наравне с собственно вулканогенно-осадочным рудообразованием большую роль в формировании месторождений играли наложенные гидротермальные процессы [9].

Малокавказский тип рудных провинций также широко распространен в современной структуре земной коры, но в отличие от уральского типа охватывает геосинклинальные зоны только последокембрийского возраста (Салаир, Западный Саян, Центральный Казахстан, Горный Алтай, Кордильеры, Малый Кавказ, Восточная Сербия, Болгарское Среднегорье, Понт, Северный и Центральный Иран, Япония, Тайвань, Филиппины). Вулканогенно-осадочные породы здесь представлены относительно маломощными (2—4 км), пологоскладчатыми толщами безрудной андезит-базальтовой и колчеданоносной базальт-андезит-дацит-липаритовой формаций. Зоны этого типа покоятся на древнем кристаллическом фундаменте, на который они несогласно наложены в результате регенерации геосинклинального режима. Поэтому они нами и названы вторичными или наложенными эвгеосинклиналиями [10], а по Г. М. Влазову [2] могут быть отнесены к внутренним островным дугам.

По данным Е. П. Ширая [12], характеризующего зоны этого типа (названные им салефемическими), основываясь на материале по Азербайджанской части Малого Кавказа, в основании разреза вулканогенных толщ лежат андезит-базальты, далее следуют андезитовые вулканические постройки, сменяющиеся выше постройками туфолов кислого состава, сопровождаемых многочисленными субвулканическими дайками, штоками и neckами. Вулканы обладают низким содержанием щелочей, среди которых резко преобладает Na_2O .

В пределах локальных антиклинальных поднятий широко развиты интрузивные комагматы вулканогенных формаций, относящиеся к габбро-плагиогранит-сиенитовой группе формаций и знаменующие уже не ранне-, а позднегеосинклинальную стадию развития данной зоны. Характерна и иная металлогения интрузивного магматизма по сравнению с раннегеосинклинальным вулканизмом. Здесь в генетическом родстве с позднегеосинклинальными габброидами обнаружены скарново-медные и скарново-магнетитовые месторождения, а с последующими умереннокислыми гранитоидами — проявления медно-порфировой минерализации, сопровождаемые калиевым метасоматозом. Последние внешне сходны с орогенными медно-порфировыми и медно-молибденовыми месторождениями, но обычно меньшего масштаба.

Месторождения, связанные с вулканизмом вторичных эвгеосинклиналей, нами названы типом Куроко, поскольку они широко развиты и хорошо изучены в области зеленых туфов миоцена Японии [3, 4, 14 и др.]. Тип Куроко объединяет стратиформные месторождения массивных сульфидных руд цветных металлов, а также баритовые, железо-марганцевые, алуитовые и пиррофиллитовые. Морфологически они выражены пласто-, штоко- и линзообразными рудными залежами, жилами и штокверками.

Область миоценового геосинклинального вулканизма, носящая название «зеленые туфы», площадью 500 км², имеет блоковое строение, при-

чем отдельные блоки в период активного вулканизма испытывали разноориентированные вертикальные перемещения. Общая мощность рудовмещающего вулканического комплекса 1 км, соотношение в нем базальтов, адензитов и риолитов 1 : 2,5 : 4. Месторождения приурочены к фельзитовым лавам, силицитизированные разновидности которых носят здесь наименование «белые риолиты». Местные названия присвоены и месторождениям различных рудных формаций (см. таблицу). Аналоги последних, по нашему мнению, могут быть установлены и в других рудных провинциях данного типа, где они также несут черты стратиформности и размещаются зонально в разрезе вулканогенных рудовмещающих толщ.

Зональные ряды месторождений типа Куроко, залегающих в вулканогенных толщах Сомхето-Кафанской зоны Малого Кавказа

Тип руд области «зеленых туфов» Японии	Примеры месторождений Малого Кавказа	
	в среднеюрских вулканогенных толщах	в верхнемеловой толще
Кварц-пирит-халькопиритовые жилы (Кейко)	Кафан, Алаверды	Цхнари-Абано
Залежи гипса и ангидрида с вкрапленностью сульфидов (Секкоко)	Шамлуг, Алаверды	Маднеули, Абульмульк, Цители-Сопели
Залежи пирита с небольшим количеством халькопирита (Риукато)	Чирагидзор, Тоганалы	Квемо-Болнис
Залежи пирита с халькопиритом, содержащие сфалерит (Око)	Шамлуг, Кедабек	Маднеули, Цители-Сопели
Залежи, жилы, линзы и гнезда пирит-полиметаллических руд, часто с кварцем и баритом (Куроко)	Ахтала, Дамблуд, Мехмана	Маднеули, Бнелихеви, Самгрети
Баритовые жилы	Човдар	Абульмульк, Маднеули, Квемо-Болнис
Гематит-марганцевые руды (Тетсусекэн)	Алабашлы, Молла-Госанлы	Саркинети, Самшвилдо, Давид-Гареджи, Саригюх

Примером рудоносности, сходной с областью «зеленых туфов», служит Малый Кавказ, вследствие чего описываемому типу провинций дано соответствующее название. Здесь, в отличие от японских месторождений типа Куроко, четко выделяются две зональные колонны вулканогенных рудных месторождений, соответственно связанных со среднеюрским и верхнемеловым геосинклинальным вулканизмом.

На Малом Кавказе, как и в Японии, гематит-марганцевые рудопроявления венчают зональную колонну месторождений. Они также контролируются крупными вулканотектоническими структурами. При этом в тектонических блоках контрастного режима вертикальных перемещений одновременно могли формироваться месторождения, принадлежащие к различным сегментам единого зонального ряда. Вместе с тем повсеместно сохраняется закономерность последовательного формирования рудных залежей от медноколчеданных к колчеданно-полиметаллическим, колчеданно-барит-полиметаллическим и гематит-пиролозитовым. Этой смене формаций соответствует изменение режима вулканогенного осадконакопления от субмаринного до субаэрального. В молодых вулканогенных толщах Восточной Азии период такой эволюции определяется в 10—12 млн. лет [5]. В надрудных толщах часто обнаруживаются рудокласты (М. А. Кашкай, В. И. Алиев и др.). Многие общие особенности с месторождениями типа Куроко установлены и на примере других рудных провинций более древнего возраста, вплоть до каледонских [10]. Во всех провинциях этого типа большую роль играет сиалический фундамент, ассимиляцией которого базальтоидной геосинклинальной магмой

обусловлен кислый состав рудовмещающих вулканитов и геохимические особенности колчеданных месторождений (Г. Штилле, Г. С. Дзюценидзе, Э. Х. Хачатурян и др.).

При обсуждении генетических особенностей и вопросов систематики месторождений типа Куроко следует обратить внимание на следующие существенные факты по сравнительно молодым (месторождения Куроко в Японии) и современным серно-марказит-пиритовым залежам, развитым на Курильских островах, в Японии и на Тайване [5]: 1) рудоносные вулканогенные толщи сложены последовательно дифференцированными формациями толеит-базальтовой магмы, контаминированной сиалическим веществом подстилающего фундамента; 2) месторождения возникли в относительно короткие промежутки геологического времени, несоизмеримые с продолжительностью колчеданного рудообразования уральского типа, соответствующие раннегеосинклинальной стадии развития металлогенических зон; 3) месторождения генетически связаны с гидротермальной деятельностью вулканических очагов, что устанавливается по приуроченности их к действующим сольфатарным полям и вулканическим постройкам; 4) температура рудоотложения в месторождениях колеблется в широких пределах, вследствие чего не может служить критерием их систематики; 5) колчеданное оруденение наложено на зональную колонну гидротермально-измененных вмещающих пород и не обнаруживает с ней закономерной связи.

ВЫВОДЫ

1. Из четырех типов колчеданных месторождений и рудных провинций рассмотрены два, развитых в первичных эвгеосинклиналиях уральского типа, заложенных на океанической коре, и во вторичных эвгеосинклиналиях малокавказского типа, заложенных на сиалическом основании.

2. Общими особенностями колчеданных месторождений уральского типа и типа Куроко являются: а) приуроченность их к раннегеосинклинальным вулканогенным толщам дифференцированных контрастной и особенно непрерывной формаций; б) принадлежность к вулканогенному типу стратиформных месторождений, что устанавливается, в частности, по наличию рудокластов в надрудных толщах; 3) характерные изменения рудовмещающих пород, вызванные процессами как гидротермального (силицификация, пиритизация, аргиллизация), так и регионального (хлоритизация, амфиболитизация, цеолитизация) метаморфизма.

3. Провинции уральского типа отличаются от провинций малокавказского типа большей мощностью, степенью складчатости и интенсивностью метаморфизма вулканогенных пород в первичных эвгеосинклиналиях. Месторождения уральского типа и типа Куроко имеют следующие отличия: а) первые залегают преимущественно согласно с рудовмещающими вулканитами, вторые чаще образуют секущие рудные тела; б) промышленные типы первых обладают однообразным составом — серно-медно-цинково-колчеданным, а вторые — более пестрым медно-полиметаллическим с баритом, гематитом, марганцем, алунитом; в) на рудные тела первого типа наложен метаморфизм, а рудные тела второго типа обычно замещают измененные вмещающие породы; г) различный геологический возраст месторождений: уральского типа — от архея до современного, а типа Куроко — от кембрия до неогена; д) большими масштабами и более длительным формированием месторождений уральского типа, чем типа Куроко.

4. Выявленные региональные и локальные отличия двух типов колчеданных месторождений и провинций могут быть использованы при геолого-поисковых работах.

Литература

1. Бородаевская М. Б., Кривцов А. И., Ширай Е. П. Особенности раннегеосинклинального вулканизма и оруденения в колчеданосных провинциях различных типов.— Геол. рудн. месторожд., 1976, № 1.
2. Власов Г. М. Островные дуги и новая глобальная тектоника.— Геотектоника, 1976, № 1.
3. Вулканизм и рудообразование. «Мир», 1973.
4. Зотов А. В., Русинов В. Л. Зональность и парагенезисы в околорудных породах на двух месторождениях типа Куроко в Японии.— В кн.: Метасоматиты и оруденение. «Наука», 1975.
5. Логинов В. П. Серно-сульфидные залежи новейшего возраста и их значение для геологической классификации и познания условий генезиса колчеданных месторождений.— В кн.: Метасоматиты и оруденение. «Наука», 1975.
6. Маракушев А. А., Фролова Т. И. Достижения и проблемы региональной петрологии.— Изв. вузов, геол. и разведка, 1972, № 12.
7. Рундквист Д. В., Неженский И. А. Зональность эндогенных рудных месторождений. Л., «Недра», 1975.
8. Смирнов В. И. Конвергентность колчеданных месторождений.— Вестник МГУ, 1960, № 2.
9. Смирнов В. И. Колчеданные месторождения.— В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. «Недра», 1968.
10. Твалчрелидзе Г. А. Сравнительная металлогеническая характеристика колчеданной и медно-порфировой формаций.— Геол. рудн. месторожд., 1975, № 3.
11. Фролова Т. И. Родоначальные магмы вулканогенных формаций восточного склона Южного Урала, роль дифференциации и ассимиляции в их формировании.— Сов. геология, 1968, № 11.
12. Ширай Е. П. Петрохимические особенности вулканогенных формаций колчеданосных провинций различных типов.— Сов. геология, 1976, № 6.
13. Штейнберг Д. С. Основные проблемы магматизма и метаморфизма Урала.— В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Т. 1. Свердловск, 1963.
14. Lambert I. B., Sato T. The Kuroko and Associated Ore Deposits of Japan: A Review of Their Features and Metallogenesis.— Econ. Geol., 1974, 69, № 8.

Д. И. Горжевский

О МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ТИПАХ ЭВГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫХ ЗОН И РУДНЫХ РАЙОНОВ

По условиям происхождения металлогенические зоны и рудные районы эвгеосинклинальных провинций можно разделить на две группы: унаследованные и наложенные (регенерированные).

Унаследованные металлогенические зоны и рудные районы локализуются в геосинклинальных прогибах линейного типа, развивавшихся на океанической или интенсивно базифицированной коре. Для этого типа структур характерны главным образом породы основного и среднего состава, проявленные в виде недифференцированных и дифференцированных формаций. Оруденение, представленное медноколчеданными и медно-цинково-колчеданными месторождениями, наиболее тесно связано с субвулканическими породами кислого состава натриевой серии [1, 6, 9]. Они завершают становление продуктивной, в отношении колчеданного оруденения, липарит-базальтовой контрастной и липарит-дацит-андезит-базальтовой последовательно дифференцированной формаций. Примерами являются металлогенические зоны Урала, Передового хребта Кавказа, хребта Чингиза и др.

Наложённые (регенерированные), или «вторичные» по Г. А. Твалчрелидзе [12], металлогенические зоны и рудные районы локализуются в эвгеосинклинальных структурах, развитых на мощной сиалической коре, при раздроблении главным образом срединных массивов. В этом слу-

чае магматизм начальных стадий представлен вулканитами кали-натриевой серии липаритовой или контрастной базальт-липаритовой формации (реже последовательно дифференцированной формации) с резким преобладанием кислых пород над основными. При этом останцы срединных массивов сохраняются между прогибами, имеющими иногда линейную, а чаще мозаичную форму, и впоследствии превращаются в антиклинории [3].

Составным элементом вулканогенных формаций здесь являются порфировые интрузии геосинклинального и орогенного этапов, с которыми парагенетически связаны колчеданные полиметаллические месторождения.

Наложенные (регенерированные) эвгеосинклинали представляют собой составную часть геосинклинальных систем, характеризуются геосинклинальными формациями пород и проходят геосинклинальный цикл развития. Поэтому их не следует относить к структурам автономной тектоно-магматической активизации.

Металлогенический профиль и геологические формации металлогенических зон и рудных районов наложенных эвгеосинклиналей определяются степенью их регенерации [2]. С этих позиций такие зоны и рудные районы можно разделить на два типа: слабо регенерированные и интенсивно регенерированные. Крайней степенью регенерации, вероятно, следует считать полную переработку срединного массива и развитие на нем наложенной и сложно построенной геосинклинали.

При формировании слабо регенерированных зон и рудных районов в погружение вовлекаются сравнительно небольшие, преимущественно периферические части срединных массивов, где в локальных, часто изометрических, вулканотектонических впадинах накапливаются маломощные осадочно-вулканогенные отложения. Здесь господствуют вулканиты липаритовой формации кали-натриевой серии, а ассоциирующие с ними колчеданно-полиметаллические месторождения содержат главным образом свинцово-цинковые руды. Примером подобных структур являются Хандизинский рудный район в юго-западном Гиссаре и Змеиногорский и Лениногорский рудные районы Алтая.

При формировании интенсивно регенерированных зон и рудных районов процессы регенерации приводят к раздроблению и существенной переработке срединного массива, развитию в его пределах крупных наложенных прогибов и разделяющих их остаточных поднятий и образованию дифференцированной базальт-липаритовой, редко базальт-андезит-липаритовой формации, с продуктами которой ассоциируют не только свинцово-цинковые, но и медно-свинцово-цинковые руды. К таким структурам относятся Иртышский, Белоубинский и другие рудные районы Рудного Алтая, Сомхито-Карабахская зона Малого Кавказа, Салаир и др.

Полиметаллические рудные районы локализуются как в слабо, так и в интенсивно регенерированных структурах. На Рудном Алтае первые расположены по краям обломков срединного массива (табл. 1) и характеризуются относительно малым отношением вулканитов к осадочным породам $[(1,2-1,9) : 1]$ и лав к туфам $[(0,9-1,2) : 1]$. В составе вулканитов породы основного и среднего состава играют ничтожную роль, кислые породы преимущественно кали-натриевые, а руды свинцово-цинковые, с примесью благородных металлов. Примером вторых является Иртышский район Рудного Алтая, структуры которого расположены на удалении от остатков срединного массива; они отличаются большим отношением вулканитов к осадочным породам в разрезах $(3,4 : 1)$ и лав к туфам $(1,4 : 1)$, содержат значительно большее количество пород основного и среднего состава, а также кислых пород существенно натриевого типа. Руды месторождений этих рудных районов свинцово-медно-цинковые.

Таблица 1
Особенности металлогенических зон и районов Рудного Алтая

Характерные особенности	Центральные части поднятий	Периферические части поднятий	Краевые части прогибов	Центральные части прогибов
Мощность вулканогенно-осадочных отложений эйфельского, живетского и франского ярусов, км	<0,5	0,5—1,5	1,5—3,0	>3
Количественные соотношения вулканогенных и осадочных пород в составе вулканогенно-осадочных комплексов	<1	1,2—1,4	3,5	<1
Ведущие подформации базальт-липаритовой формации	Липаритовая	Базальт-липаритовая	Базальт-андезит-липаритовая	
Важнейшие группы фаций вулканитов	Околожерловые и промежуточные удаленных зон			Телепирокластические
Степень распространения полиметаллических месторождений	Отсутствуют	Широко распространены		Отсутствуют
Основные типы полиметаллических месторождений	»	Барит-полиметаллические и собственно полиметаллические	Переходные, колчеданно-полиметаллические и медноколчеданные	»
Примеры металлогенических зон и рудных районов	Ядерная часть Алейского антиклинория	Ленинградская, Ревнюшинская, Змеиногорская	Иртышская	Бытрушинская

По мере увеличения степени регенерации срединных массивов в них возникают рудоносные вулканогенные формации большей частью в следующей последовательности: липаритовая, контрастная базальт-липаритовая, последовательно дифференцированная базальт-андезит-липаритовая. При этом меняется состав ассоциирующих с ними руд: от свинцово-цинковых с примесью благородных металлов к медно-свинцово-цинковым и к существенно медно-цинковым.

К наложенным эвгеосинклинальным структурам относятся, кроме колчеданно-полиметаллических, также металлогенические зоны, в которых локализуются серноколчеданные месторождения (табл. 2): Металлогенические зоны этого типа сравнительно хорошо изучены в Карелии [7, 8]. Они приурочены к шовным геосинклиналям типа трогов или авлакогенов, залеженных на коре континентального типа. Ведущими вулканогенными формациями здесь являются недифференцированная базальт-липаритовая и последовательно дифференцированная базальт-андезит-дацит-липаритовая. Серноколчеданные металлогенические зоны по значению в их составе кислых пород вулканогенных формаций занимают промежуточное положение между медноколчеданными и колчеданно-полиметаллическими зонами и содержат приблизительно равное количество основных и кислых пород. Такое же промежуточное положение серноколчеданные зоны занимают и по соотношению натрия и калия в кислых породах и по количественным соотношениям свинца, цинка и меди в колчеданных рудах (см. табл. 2). По истории развития вулканических процессов серноколчеданные зоны ближе к медноколчеданным; они обладают гомодромным типом вулканизма и этим отличаются от колчеданно-полиметаллических зон, для которых характерен антидромный вулканизм. Серноколчеданные месторождения отличаются малым развитием околорудных изменений и преимущественно вулканогенно-осадочным генезисом руд.

Таким образом, нам представляется, что существуют три типа колчеданных металлогенических зон: медноколчеданные, колчеданно-полиметаллические и серноколчеданные, причем для каждого типа зон характерны не только колчеданные месторождения, содержащие руды с существенно иными количественными соотношениями рудных минералов,

Таблица 2

Основные черты медноколчеданных, серноколчеданных и колчеданно-полиметаллических провинций и рудных районов

Характерные особенности	Медноколчеданные и медно-цинково-колчеданные	Серноколчеданные	Колчеданно-полиметаллические
Тектоническая позиция структурно-металлогенических зон	Геосинклинали, унаследованные от древних прогибов	Шовные геосинклинали (троги — палеоавлакогены)	Геосинклинали, наложенные на срединные массивы и древние поднятия
Характер фундамента структурно-металлогенических зон	Океаническая кора	Кора континентального типа	
Преобладающие вулканогенно-осадочные формации	Яшмовая, кремнисто-сланцевая, фтанитовая, с малым количеством обломочного материала	Туфогенно-кремнистая и туфогенная с графитом	Вулканогенно-обломочная и вулканогенно-карбонатная
Важнейшие рудомещающие вулканогенные формации	Последовательная липарит-дацит-андезит-базальтовая, контрастная липарит-базальтовая	Последовательная базальт-андезит-дацит-липаритовая, недифференцированная базальтовая	Контрастная базальт-липаритовая, липаритовая
Роль кислых пород в составе вулканогенных формаций, %	<20—30	50—60	>80
Главные метасоматические формации	Среднетемпературные пропилиты (гипогенное выщелачивание)	Среднетемпературные пропилиты, на которые наложены процессы последующего метаморфизма	Серицит-кварцевые метасоматиты, березиты, аргиллизиты
Соотношение Na ₂ O/K ₂ O в кислых породах вулканогенных формаций	8—3	3—1,5	2—1
Серии пород	Натриевая		Кали-натриевая
Примерное количество сульфидов железа в рудах, %	~90	99	~75
Количественные соотношения в рудах свинца, цинка и меди	1:10:25	1:3,5:5	1:3:1
Последовательность формирования вулканитов	От основных к кислым (гомодромная)		От кислых к основным (антидромная)
Генезис основной массы руд	Вулканогенно-осадочный и гидротермально-метасоматический	Вулканогенно-осадочный	Гидротермально-метасоматический
Примеры структурно-формационных зон и провинций	Тагило-Магнитогорская	Карелия	Рудный Алтай, Юго-Западный Гиссар

но и специфические черты геологического строения и истории развития таких зон. В этом мы видим подтверждение представлений С. С. Смирнова и Ю. А. Билибина о том, что металлогенический облик формационных зон является только одной из сторон их общего геологического развития.

В некоторых районах распространены только определенные типы колчеданных месторождений. Однако существуют металлогенические провинции, где присутствуют разные типы колчеданных месторождений. В качестве примера можно привести провинцию южного склона Главного Кавказского хребта, где на западе развиты серноколчеданные месторождения, а на востоке либо колчеданно-полиметаллические (Филизчай, Катех [5]), либо медноколчеданные (Кызыл-Дере); на Малом Кавказе колчеданные, медные и медно-цинковые месторождения проявлены в Кедабешском рудном районе, колчеданно-полиметаллические и барит-полиметаллические — в Алавердском, Кафанском и Болнисском рудных районах, а серноколчеданные — в Чирагидзорском рудном районе и в северо-западной части Севано-Акеринской зоны [11]. По мнению П. Ф. Сопко, главная причина появления различных минералого-геохимических типов колчеданных месторождений Малого Кавказа заключается в особенностях строения тектоно-магматических комплексов на-

чальных и ранних стадий развития подвижных зон. В рудных районах с одновременным развитием колчеданных месторождений медного, медно-цинкового, полиметаллического и барит-полиметаллического состава рудовмещающие вулканогенные серии и субвулканические тела сложены продуктами последовательно дифференцированной базальт-андезит-дацит-липаритовой формации, извергавшимися из вулканов центрального типа. В районах распространения собственно медноколчеданных и медно-цинковых месторождений развиты вулканы, субвулканические и жильные тела контрастной базальт-липаритовой формации, которые накапливались в значительной мере путем трещинных излияний. С такими же контрастными сериями связаны серноколчеданные месторождения Чирагидзорского рудного района. Здесь в отличие от Келабекского, Алавердского, Кафанского и Болнисского рудных районов вулканогенные серии отличаются практически полным отсутствием глубинных производных магматического очага и одноэтапным проявлением метаморфических и метасоматических процессов.

В металлогенических зонах, формирующихся на коре океанического типа, развитие структур постепенно приводит к наращиванию континентальной коры. При этом гранитный слой редко имеет большую мощность. Об этом свидетельствуют отсутствие огромных масс липаритов, которые характерны для областей с хорошо развитой континентальной корой, а также незначительные мощности гранитного слоя (не более 10 км). В таких металлогенических зонах отсутствуют типичные колчеданно-полиметаллические месторождения с высокими содержаниями свинца. Например, на Урале практически нет ни одного подобного месторождения.

В металлогенических зонах, развивающихся на древних срединных массивах со сравнительно мощным гранитным слоем (в настоящее время его мощность 10—15 км), происходит базификация этого слоя, которая, однако, идет не до конца, т. е. не доходит до полного преобразования коры континентального типа в океаническую. Здесь мощные излияния липаритовой магмы, характерные, в частности, на Рудном Алтае для эйфельско-франского времени, нередко сменяются в фамене породами среднего состава, а в нижнекаменноугольную эпоху — основными. Однако это не приводит к уничтожению или резкому сокращению мощности гранитного слоя. В полном соответствии с этим здесь отсутствуют типичные медноколчеданные месторождения.

На основании изложенного, с нашей точки зрения, серноколчеданные, медноколчеданные и колчеданно-полиметаллические месторождения, связанные с эвгеосинклиналями, не следует относить к одной рудной формации. Отличия в истории развития структурно-формационных зон, в которых локализуются колчеданные месторождения, различное происхождение руд и разные количественные соотношения рудных минералов в них свидетельствуют о принадлежности серноколчеданных, медноколчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений к разным рудным формациям.

Вместе с тем для всех этих месторождений характерны общие признаки: одинаковый качественный состав руд, приуроченность месторождений к эвгеосинклиналям и сходная последовательность минералообразования в рудах. Все это, вероятно, позволяет рассматривать совокупность этих месторождений как ряд рудных формаций [4] или объединять их в колчеданную группу месторождений [10].

Л и т е р а т у р а

1. Бородаевская М. Б., Кривцов А. И., Курбанов Н. К., Ширай Е. П. Базальтоидный магматизм и связь с ним колчеданного оруденения на примере Южного Урала. — В кн.: Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли. Ч. 2. «Наука», 1972.

2. Горжевский Д. И., Иванкин П. Ф., Филатов Е. И. Типизация колчеданно-полиметаллических зон в эвгеосинклиналиях фанерозоя для прогнозирования.— Разв. и охрана недр, 1975, № 11.
3. Горжевский Д. И., Микунов М. Ф., Филатов Е. И. О металлогеническом значении срединных массивов (на примере свинцово-цинковых провинций).— В кн.: Тектоника срединных массивов.—«Наука», 1976.
4. Кузнецов В. А. Рудные формации.— Геол. и геофиз., 1972, №6.
5. Курбанов Н. К. Особенности локализации колчеданно-полиметаллических месторождений Катех-Гумбулчайской рудоносной зоны (южный склон Большого Кавказа).— Сов. геология, 1974, № 3.
6. Палеозойский вулканизм и колчеданные месторождения Южного Урала. Изд-во МГУ, 1968.
7. Робонен В. И. О вулканизме и сульфидном рудообразовании в нижнем протерозое Карелии.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 3. «Недра», 1971.
8. Ручкин Г. В., Конкин В. Д., Сергеева Н. Е. Колчеданное рудообразование в нижнепротерозойских осадочно-вулканогенных толщах Карелии.— Геол. рудн. месторожд., 1972, № 5.
9. Смирнов В. И. Металлогения геосинклиналей.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. V. Изд-во АН СССР, 1962.
10. Смирнов В. И. О классификации магматогенных рудных месторождений.— Вестник МГУ, 1967, № 5.
11. Сопко П. Ф. Колчеданные месторождения Малого Кавказа. «Недра», 1971.
12. Твалчрелидзе Г. А. Рудные провинции мира (Средиземноморский пояс). «Недра», 1972.
13. Черницын В. Б., Андрущук В. Л., Рубцов Н. Ф. Металлогенические зоны Центрального и Северо-Западного Кавказа. «Недра», 1971.
14. Яковлев Г. Ф., Авдонин В. В., Воробьев В. В. и др. Основные принципы и методы составления прогнозно-металлогенических карт рудных районов в палеовулканических областях. «Недра», 1973.

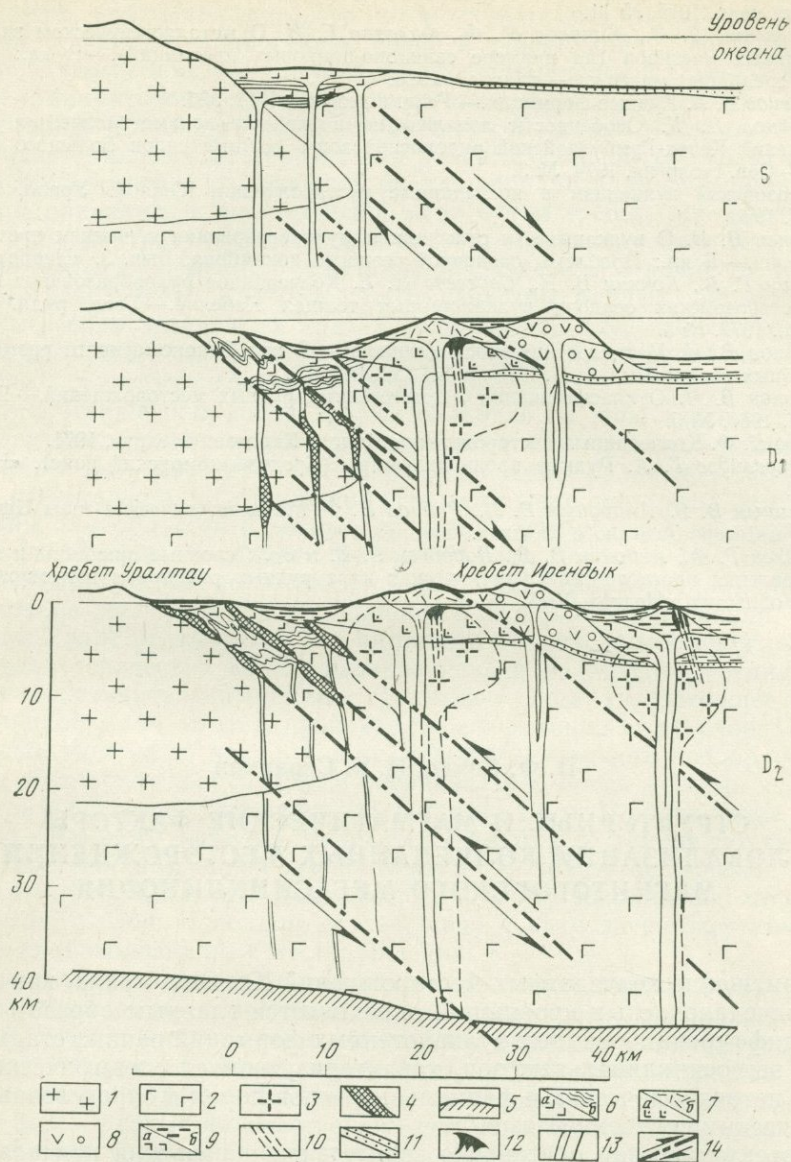
П. Ф. Сопко, И. Б. Сервакин

СТРУКТУРНЫЕ И МАГМАТИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ ЛОКАЛИЗАЦИИ КОЛЧЕДАНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МАГНИТОГОРСКОГО МЕГАСИНКЛИНОРИЯ

Размещение колчеданных месторождений Южного Урала, как и других колчеданосных провинций, определяется главным образом строением дифференцированных вулканогенных формаций ранних стадий развития эвгеосинклинальных зон, характеризующихся специфическим набором петрографических и фациальных типов пород и определенными геохимическими особенностями.

Геотектоническая обстановка зарождения и развития колчеданосной эвгеосинклинали Южного Урала, частью которой является Магнитогорский мегасинклинорий, до настоящего времени дискуссионна. В последние годы укрепляются представления о ее первично-океанической природе [5, 7] с возможным участием в строении догеосинклинального цоколя отдельных блоков континентальной коры с дальнейшей эволюцией в режиме островных дуг [1, 8], контролировавшейся зонами Бенюфа [10]. В целом, однако, разработка тектонической модели развития эвгеосинклинали Южного Урала является одной из важнейших первоочередных задач.

В то же время достаточно уверенно можно утверждать, что существуют такие тектонические элементы, как крутопадающие рифты, регулировавшие поступление мантийных магматических расплавов, и более поздние пологие сколовые зоны (фиг. 1). Появление структур этих типов отражает неоднократную смену режимов растяжения и сжатия в ходе геосинклинального цикла, в том числе и в его раннюю стадию,



Фиг. 1. Схема раннегеосинклинального развития западного крыла Магнитогорского мегасинклинария

- | | |
|---|---|
| <p>1 — гранитный слой;
 2 — базальтовый слой;
 3 — кора океанического типа, подвергшаяся плагиигранитизация;
 4 — альпинотипные гипербазиты;
 5 — поверхность Мохо;
 6 — силурийская спилит-диабаз-кремнистая формация;
 а — основные эффузивы,</p> | <p>б — вулканогенно-осадочные и кремнистые породы;
 7 — силурийско-нижнедевонская базальт-липаритовая формация;
 а — эффузивы и пирокласты основного и среднего состава,
 б — вулканы кислого состава;
 8 — нижнедевонско-эйфельская андезит-базальтовая (порфиритовая) формация;
 9 — среднедевонская базальт-липаритовая формация;
 а — основные эффузивы,
 б — кислые вулканы;
 10 — вулканомиктовые породы;
 11 — осадочные породы;
 12 — колчеданные месторождения;
 13 — элементы рифтовых зон;
 14 — сколовые зоны</p> |
|---|---|

когда в Магнитогорском мегасинклинории образовались два близких по составу ряда вулканогенных формаций — силурийско-нижнедевонский и среднедевонский. В каждый из этих рядов входят кремнисто-спилит-диабазовые формации, накапливавшиеся в условиях преобладающего растяжения и последовательно сменявшиеся дифференцированными базальт-липаритовыми и базальт-андезит-дацит-липаритовыми формациями и далее завершавшими раннюю стадию развития эвгеосинклинали андезит-базальтовыми формациями, возникавшими при прогрессирующем сжатии в обстановке, близкой к режиму островных дуг.

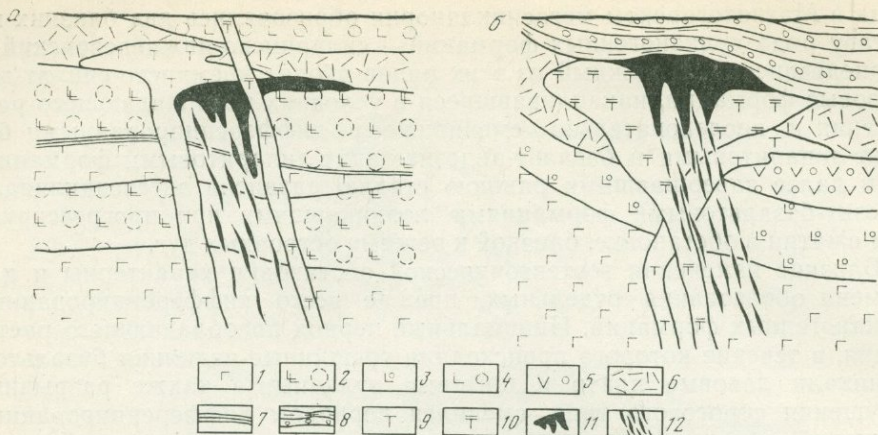
Близкие изменения геотектонической обстановки характерны и для времени образования отдельных, прежде всего дифференцированных вулканогенных формаций. Инициальный период преобладающего растяжения, в течение которого происходили трещинные излияния базальтов, возникали лавовые плато и щитовые вулканы, а также разрывные нарушения сбросового типа, сменялся периодом дифференцированных движений, обусловленного ими вулканизма центрального типа, зарождением и развитием наряду со сбросами сколовых зон, в конце периода контролировавших проявления кислого вулканизма и гидротермальной деятельности.

Накопление формаций завершалось в условиях преобладающего сжатия развитием сколовых зон и связанной с ними складчатости, внедрением поздних субвулканических тел в форме сложных многоярусных силлов и даек, гидротермальной деятельностью и колчеданным рудообразованием. Однако и в течение этого периода временами происходила релаксация сжимающих усилий или смена их растяжением, что обусловило внедрение даек в сколовые зоны, пульсирующую циркуляцию гидротермальных растворов, неоднократность проявления рассланцевания и брекчирования, изменение морфогенетических особенностей разрывных нарушений на разных периодах их развития и др.

Заметную, хотя и подчиненную роль в развитии структуры колчеданноносных формаций играли горизонтальные перемещения, которые выразились в западном крыле Магнитогорского мегасинклинория в образовании серии пологопадающих на восток пластин, в связи с разрядкой напряжений в зонах крутопадающих магмовыводящих разломов.

Колчеданное оруденение ассоциирует с дифференцированными вулканогенными формациями не только пространственно, но и генетически, что подтверждается геологическими и геохимическими критериями. К числу геологических критериев относятся хорошо известная пространственная приуроченность колчеданных месторождений к дифференцированным — контрастной и непрерывной формациям и локализация оруденения в их верхних частях, где колчеданные руды обнаруживают наиболее тесные временные и пространственные связи с проявлениями кислого вулканизма в эффузивно-пирокластической и особенно в субвулканической фациях (фиг. 2).

Как показано на фиг. 2, колчеданное оруденение в формациях разного типа занимает несколько различное положение. В контрастных разрезах рудные тела локализуются преимущественно среди пирокластических пород кислого состава (Учалы, Сибай) или среди неоднородных пород кислого и основного состава (шаровые спилиты, гиадокластиты — на Юбилейном, брекчированные породы основного состава — на Бурибайском месторождениях), тяготея к контактам сравнительно небольших по размерам кислых субвулканических тел (см. фиг. 2, а). Для вулканогенных разрезов непрерывного типа более характерна приуроченность колчеданных руд к крупным многофазным субвулканическим комплексам, где оруденение локализуется в апикальных экзо- и эндоконтактовых зонах субвулканических тел кварцевых мегафиров липарит-дацитового или андезит-дацитового состава (месторождения Узельгинское, Им. XIX партсъезда, многочисленные месторождения Баймакского руд-



Фиг. 2. Схема строения колчеданоносных контрастной (а) и непрерывной (б) формаций

- 1 — диабазы, диабазовые порфириты;
 2 — шаровые спилиты, вариолиты;
 3 — андезит-базальтовые порфириты и их туфы;
 4 — туфы и вулканические брекчи основного и смешанного состава;
 5 — андезитовые, андезит-дацитовые порфириты и их туфы;
 6 — кислые эффузивные и пирокластические породы;
 7 — кремнистые туфиты;
 8 — вулканогенно-осадочные породы;
 9 — субвулканические породы кислого состава (ранней группы, 10 — поздней группы);
 11 — колчеданные руды;
 12 — зоны расланцевания, дробления и гидротермальных изменений

	Контрастные формации						Непрерывные формации						
	Юбилейное		Сибайское		Учалинское		Маханское		Вагитакский рудный район		Узельгинское		
	I	II	I	II	I	II	I	II	I	II	I	II	
5													
4					АД, Мег		Кв, Пл, Пл ЛД, Мег		Кв, Пл, Пл, АД, Мег		АД, Мег		
3	Пл, Д, Рог, Пл, Д		Кв, Пл, Л, Мег		Кв, Пл, Пл, ЛД		Рог, Пл, Д		Кв, Рог, Пл, ЛД, Мег		Л		
2	Кв, Пл, Л, Д		Кв, Пл, Л		Л		Рог, Кв, Пл, ЛД		Рог, Пл, Д		Кв, Л		
1	Пл, Д		Пл, Д		Пл, Д		Пл, Д		Пл, Д, Кв, Пл, ЛД		Л		

▲ 1 ◆ 2 ▲ 3

Фиг. 3. Возрастные соотношения колчеданных руд с кислыми вулканическими породами в рудных полях Магнитогорского мегасинклинория

I — состав субвулканических фаз; II — положение руд; 1—3 — руды: 1 — осадочные пиритовые 2 — метасоматические медно-цинковые, 3 — метасоматические полиметаллические; АД — андезит-дацитовые (порфиры и порфириты), Кв — кварцевые, Л — липаритовые, Д — дацитовые, ЛД — липарит-дацитовые, Мег — мегафировые, Пи — пироксеновые, Пл — плагиоклазовые, Рог — рогово-обманковые

ного района), реже в нижних экзоконтактах субвулканических тел (Октябрьское; см. фиг. 2, б).

Как видно из фиг. 3, руды колчеданных месторождений, залегающих в контрастных формациях, в возрастном отношении наиболее тесно связаны с ранними и средними фазами формирования субвулканических комплексов. Поздние субвулканические тела кварцевых мегафиров на рассматриваемых месторождениях или не встречаются, или являются

послерудными. На этих месторождениях присутствуют эксгаляционно-осадочные руды, которые в одних случаях отлагались до формирования метасоматических рудных залежей, в других — одновременно с ними на разных структурных уровнях.

В месторождениях, связанных с непрерывными формациями, основной объем руды обычно формируется вслед за становлением наиболее поздних субвулканических тел, представленных кварцевыми мегафирами андезит-дацитового и липарит-дацитового состава. В рудной массе значительный объем занимают полиметаллические минеральные ассоциации поздних стадий рудного процесса, а эксгаляционно-осадочные руды для этих месторождений, за исключением Маканского рудного поля, не характерны.

Важное значение имеет достаточно строгая приуроченность колчеданных месторождений отдельного минералого-геохимического типа к вулканогенным формациям определенного состава, что подробно рассматривалось П. Ф. Сопко [11], М. Б. Бородаевской с соавторами [3] и др. Контрастные формации несут, как правило, собственно колчеданные месторождения (Сибай, Бурибай и др.), с непрерывными формациями связаны колчеданные месторождения с полиметаллическим уклоном (Узельгинское рудное поле, Баймакский рудный район, Джуса).

Важнейшей закономерностью размещения колчеданных месторождений Магнитогорского мегасинклиория, отмечавшейся многими исследователями, является их связь с вулканическими постройками центрального типа, которые контролировались долгоживущими разломами [2, 4, 6, 9, 12, 13].

Разным этапам накопления колчеданосных формаций соответствуют характерные формы вулканических построек, образующих два эволюционных ряда: силурийско-нижнедевонский и среднедевонский (эйфельско-живетский), во многом сходные между собой, но имеющие и существенные различия.

Силурийско-нижнедевонский вулканический цикл проявился в пределах Таналыкского поднятия, к западу от Ирландской структурно-формационной зоны, представляющей одну из древних островных дуг Южного Урала (Западно-Магнитогорскую) [8]. Он начался формированием обширных лавовых плато и щитовых вулканов, возникших в местах концентраций магмовыводящих трещин. Преобладающие породы щитовых вулканов — диабазы, диабазовые и базальтовые порфириды, в меньшей мере — спилиты. На крыльях вулканогенных поднятий залегает толща подушечных спилитов и вариолитов с прослоями гиалокластитов и отдельными потоками диабазов. Размещение щитовых вулканов контролировалось магмовыводящими зонами общеуральского простираения. Спилит-диабазовый вулканогенный комплекс образовал общий цоколь пространственно разобщенной контрастной и последовательной серий пород дифференцированной базальт-липаритовой формации. Контрастная серия пород развивалась в юго-западной части Таналыкской зоны. На склонах щитовых вулканов и базальтовых плато возникали лавовые и шлаковые спилитовые купола, а позднее — небольшие вулканические аппараты, извергавшие лавы кислого состава. Размещение вулканических построек центрального типа контролировалось Макан-Петропавловской и другими сколовыми зонами северо-западного простираения.

Параллельно с образованием верхней части контрастной серии и после завершения ее образования в северной и восточной частях Таналыкской зоны формировались непрерывные базальт-андезит-дацит-липаритовые комплексы. В Баймакском рудном районе это было связано с деятельностью многочисленных вулканических аппаратов центрального типа, которые контролировались серией сколовых трещин северо-западного и северо-восточного простираения. Наиболее крупные из этих вул-

канических построек центрального типа характеризуются более сложным строением, обусловленным длительным развитием, широким набором петрографических разновидностей вулканитов, значительными объемами пород кислого состава. Они обычно вмещают своеобразные колчеданные месторождения (Тубинские, Уваряжское, Майское и др.).

Становление баймакского вулcano-плутонического комплекса [12] завершилось образованием кальдер и сопровождалось кислым вулканизмом, который проявился во внутрикальдерных и ареальных (экструзивно-эффузивных) фациях, и внедрением субвулканических тел поздней группы. Некоторые из них внедрялись с возрастным отрывом, прорывая низы нижнедевонской порфиритовой формации. Как уже отмечалось, колчеданные руды ассоциируют именно с поздними субвулканическими телами.

В Маканской зоне Бурибай-Маканского рудного района формирование непрерывной серии было связано в основном с деятельностью крупного Маканского стратовулкана, в истории развития которого выявлены следующие стадии: 1) формирование щитовидного базальтового цоколя; 2) образование андезитового стратовулкана с диаметром основания более 10 км; 3) образование сомма-вулкана с молодым андезит — андезито-базальтовым конусом; 4) формирование вершинной кальдеры обрушения диаметром около 6 км, проявление в ней кислого вулканизма, завершившегося внедрением экструзивных и субвулканических тел, гидротермальной деятельностью и колчеданным рудообразованием.

Колчеданосные формации среднедевонского вулканического цикла в западном крыле Магнитогорского мегасинклиория развиты к востоку от Ирендыкской островной дуги, в ее периферической части (Карамалыташская, Сибайская, Бакрузьякская и Узункырская структуры) и на южном продолжении. В восточном крыле мегасинклиория они возникали главным образом на западном фланге Восточно-Магнитогорского вулканического пояса, во фронтальной части островной дуги.

В отличие от силурийско-нижнедевонского тектоно-магматического этапа среднедевонский вулканический цикл в ряде районов (Сибайском, Абзелиловском, Учалинском) оказался укороченным; он начинается с накопления эйфельской колчеданосной базальт-липаритовой формации, характеризующейся контрастным типом разреза. Типичными первично-вулканическими структурными формами этого времени являются крупные стратовулканы, впоследствии превращенные в вулканогенные брахиантиклиналы и горст-антиклиналы. В их строении отмечается переслаивание основных эффузивов — спилитов, диабазов, диабазовых и базальтовых порфиритов с липарит-дацитовыми эффузивными и пирокластическими породами. По сравнению с контрастной формацией силурийского возраста в эйфельских стратовулканах значительно возрастает объем кислых пород, в частности кислых пирокластических образований, представленных часто пемзовыми излившимися и экструзивными фациями (Сибай, Учалы). Именно с такими вулканическими постройками, где широко проявлены кислые вулканиты в субвулканических, экструзивных, эффузивных и пирокластических фациях, несущих следы высокого содержания летучих в магме, связаны колчеданные месторождения — Сибайское, Учалинское. Они локализованы в жерловых зонах вулканических аппаратов или приурочены к разрывным нарушениям, рассекающим их крылья.

В живетское время активный вулканизм переместился на восточное крыло Магнитогорского мегасинклиория. Здесь происходило накопление непрерывной базальт-андезит-дацит-липаритовой формации, главной ареной распространения которой служили Учалинско-Александринская, Ахуново-Ащебутакская и Теренсайская структурно-формационные зоны. В Учалинском рудном поле непрерывная серия пород продолжает

накопление контрастного разреза, что подчеркивает их генетическую близость.

Характерные структурные формы областей развития среднедевонской базальт-андезит-дацит-липаритовой формации — крупные кальдеры обрушения, серия которых выявлена в Учалинском и Верхнеуральском рудных районах [14]. Эти структуры контролировали интенсивный кислый вулканизм, особенно ярко проявившийся в формировании многофазных субвулканических комплексов, в апикальных зонах наиболее поздних субвулканических тел которых локализованы колчеданные руды. Характерным примером служит Узельгинское рудное поле.

ВЫВОДЫ

1. Тесная связь процессов раннегеосинклиналиного вулканизма и колчеданного рудообразования позволяет говорить о рудно-магматических системах, в которых образование основной массы рудного вещества было приурочено к заключительным этапам их развития, совпадая во времени с проявлениями кислого вулканизма в поверхностных и особенно в субвулканических фациях.

2. Разнообразие конкретных рудно-магматических систем укладывается в два главных типа — вулкано-купольный и кальдеро-депресссионный, которые отличаются составом и характером дифференциации рудовмещающей формации, морфогенезисом первично-вулканических рудовмещающих структурных форм, степенью концентрации, длительностью формирования и минералого-геохимическими особенностями колчеданного оруденения. Им соответствуют и основные генетические типы структур рудных полей.

3. Вулкано-купольный тип рудно-магматических систем, более характерный для контрастных формаций, вмещает чаще всего собственно колчеданные месторождения и характеризуется высокой концентрацией оруденения. Колчеданные руды, залегая в жерловых и прижерловых зонах вулканических построек, реже на их крыльях, ассоциируют с субвулканическими телами кислого состава ранней группы. Для этого типа характерны одиночные месторождения.

4. Кальдеро-депресссионный тип рудно-магматических систем чаще встречается в непрерывных формациях; с ним связано колчеданно-полиметаллические и колчеданные руды с примесью благородных металлов, формирование которых было более длительным и ассоциировало с внедрением поздних субвулканических тел кислого состава. Руды локализовались внутри кальдер или в их обрамлении, в связи с чем наблюдается их значительная рассредоточенность. Для кальдеро-депресссионного типа рудных полей характерны группы месторождений, размещенные кольцеобразно.

5. Типы рудно-магматических систем определяют и классификацию первично-вулканических структурных типов колчеданных месторождений, основным принципом которой служит положение оруденения в определенной вулкано-тектонической структуре. Более детальные соотношения конкретных рудных тел с деформационными, вулканогенными и интрузивными элементами структуры были рассмотрены в классификации В. А. Прокина и Б. А. Попова [9].

Литература

1. Бородаевская М. Б., Кривцов А. И. О структурной и возрастной асимметрии Урала на ранних стадиях герцинского развития.— Докл. АН СССР, 1974, 217, № 1.
2. Бородаевская М. Б., Кривцов А. И., Шишаков В. Б. Рудоконтролирующие и рудовмещающие структуры колчеданных месторождений.— Сов. геология, 1975, № 4.
3. Бородаевская М. Б., Кривцов А. И., Курбанов Н. К., Новгородова М. И. К вопросу о металлогенической специализации колчеданоносных вулканогенных формаций.— Докл. АН СССР, 1969, 187, № 2.

4. Иванов С. Н., Прокин В. А., Долматов Г. К. Основные черты строения и происхождения рудоносных брахиантиклиналей в вулканогенных толщах Урала.— В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Т. 2. Свердловск, 1963.
5. Иванов С. Н., Перфильев А. С., Нечеухин В. М. и др. Палеозойская история Урала.— В кн.: Магматизм, метаморфизм и рудообразование в геологической истории Урала. Свердловск, 1974.
6. Кривцов А. Н. Палуовулканизм и колчеданные месторождения Западно-Магнитогорской эвгеосинклинали. М., 1975.
7. Пейве А. В. Тектоника и развитие Урала и Аппалачей — сравнение.— Геотектоника, 1973, № 3.
8. Прокин В. А., Огаринов И. С. Палеотектонические условия формирования силуро-девонских вулканогенных формаций на Южном Урале.— В кн.: Силуро-девонский вулканизм Южного Урала. Уфа, 1975.
9. Прокин В. А., Попов Б. А. Структуры колчеданных месторождений Южного Урала.— Сов. геология, 1971, № 1.
10. Смирнов В. И. Зоны Беньюфа и магматогенное рудообразование.— Геол. рудн. месторожд., 1974, № 1.
11. Сопко П. Ф. Критерии для поисков колчеданных месторождений на восточном склоне Южного Урала.— Разв. и охрана недр, 1966, № 7.
12. Сопко П. Ф., Исмагилов М. И., Серавкин И. Б., Сопко Л. Н. Колчеданные месторождения Баймакского рудного района. «Наука», 1973.
13. Структурный и магматический контроль колчеданного оруденения Башкирии. «Наука», 1975.
14. Шаргородский Б. М. Некоторые особенности геологического строения и эволюции вулкано-тектонических структур Учалинско-Александринской рудоносной зоны и связь с ними колчеданного оруденения (Южный Урал).— В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М., 1973.

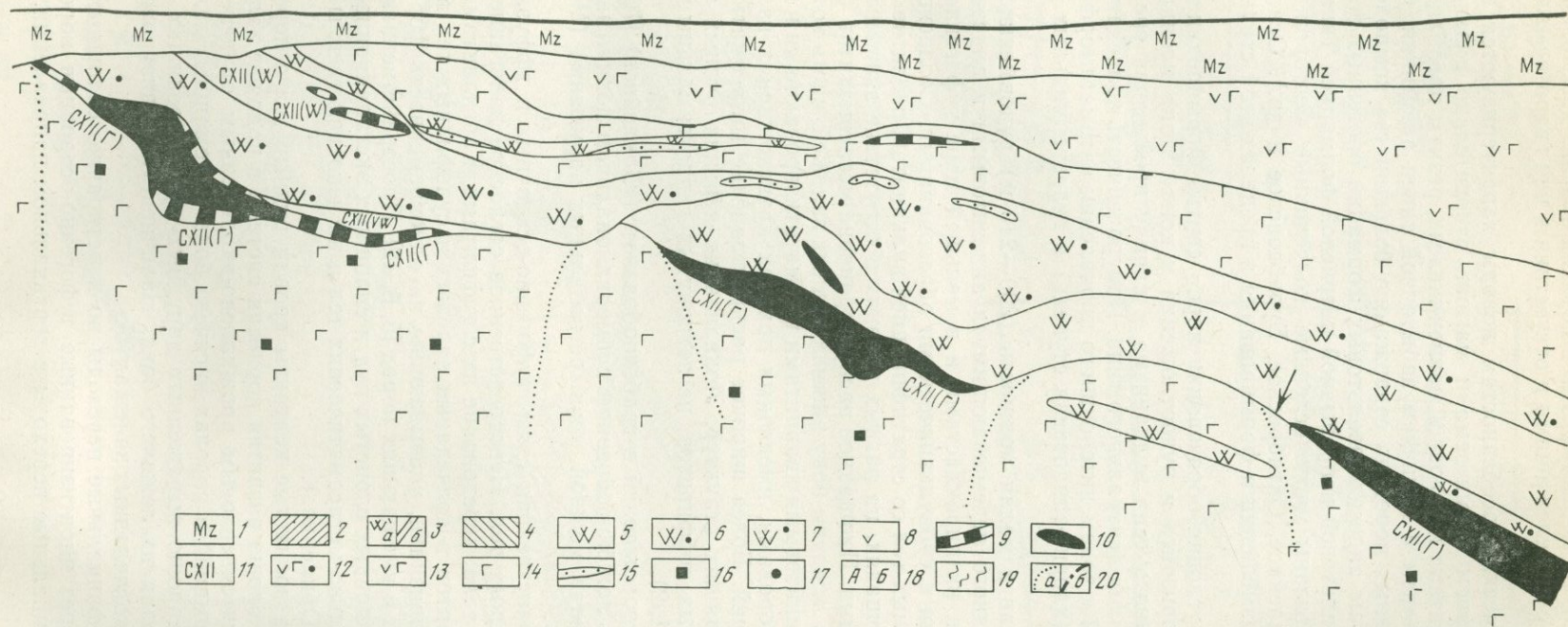
А. А. Малахов, П. В. Аржавитин, В. В. Воробьев,
Д. А. Малахов, В. И. Макаров, Е. В. Попов, В. Н. Скуратов

ОБ ЭКСГАЛЯЦИОННО-ОСАДОЧНОМ ГЕНЕЗИСЕ КОЛЧЕДАНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ТАНАЛЫКСКОЙ ЗОНЫ НА ЮЖНОМ УРАЛЕ

Таналыкская антиклинальная структура расположена в южной части Ирландской структурно-формационной зоны западного борта мега-синклиория. Она сложена вулканитами баймак-бурибаевской свиты (S_2-D_1), представленными непрерывным по кислотности рядом пород от основных до кислых, и относится нами к непрерывной липарит-базальтовой натриевой формации [1].

Формация распространена в виде прерывистой полосы протяжением около 150 км от широты пос. Тубинского на севере до Гайского рудного поля на юге при ширине 15—20 км.

Наиболее полный разрез формации имеет трехчленное строение. Нижняя часть сложена породами диабазового ряда мощностью до 1000 м, средняя — породами среднего состава (от 0 до 300 м) и верхняя часть — умеренно-кислыми и кислыми вулканитами (до 400 м). Однако в некоторых разрезах формация имеет двухчленное деление с выпадением пород среднего состава или с замещением их туфогенно-осадочными отложениями. Характерные черты формации — преобладание основных вулканитов, их выдержанность по простиранию и значительные мощности однородных по составу пачек; резкая фациальная изменчивость и невыдержанность отдельных горизонтов вулканитов среднего и кислого состава. В пределах структуры отмечается латеральная зональность — увеличение продуктов кислого вулканизма с запада на восток, что связано с миграцией центров активного вулканизма в этом направлении, и метаморфогенная зональность выражена в резком уменьшении интенсив-



Фиг. 1. Продольный геологический разрез через месторождение Юбилейное (по Е. В. Попову)

1 — мезо-кайнозой; 2 — дайки и субвулканические тела основного состава; 3 — дайки (а) и субвулканические тела (б) кислого состава; 4 — диориты и габбро-диориты; 5 — лавы дацитовые; 6 — пирокласты дацитовые; 7 — андезит-дацитовые туфолавы; 8 — андезитовые порфириты; 9 — прожилково-вкрапленные руды; 10 — сплошные колчеданные руды; 11 — метасоматиты; 12 — пирокласты андезит-базаль-

товые; 13 — лавы андезит-базальтовые; 14 — спилиты, диабазы и их туфы; 15 — туффиты; 16 — вкрапленный пирит; 17 — рудокласты; 18 — зоны, богатые (А) и бедные (Б) пирокластами; 19 — Маканский разлом; 20 — границы: а — метасоматитов, б — толщ (1 — андезит-базальтовая толща, 11 — дацитовая); стрелками показаны места развития полосчатых руд (см. фиг. 6)

ности зеленокаменного метаморфизма в породах андезит-дацитовый толщи по сравнению с нижележащими и отсутствию в ней гидротермальных изменений.

По петрохимическим особенностям породы характеризуются повышенным содержанием кремнезема и магния, относительно низкими — окисей кальция, титана и условной закиси железа, резким преобладанием натрия над калием и наличием избыточной окиси алюминия. Средние составы основных пород по содержанию большинства компонентов отвечают базальтам андезит-базальтовых формаций орогенных зон.

С липарит-базальтовой непрерывной натриевой формацией Таналыкской структуры связаны многочисленные колчеданные месторождения (Маканское, Юбилейное, Октябрьское, Бурибаевское и др.). Основные особенности их размещения и формирования в пределах этой структуры следующие.

Субмаринные условия образования пород свиты. Формирование рудовмещающего горизонта и рудоотложения к концу этапа проявления основного трещинного типа вулканизма и началу проявления среднего и кислого вулканизма центрального типа. Приуроченность колчеданоносных рудных полей к зонам интенсивного проявления аутометаморфизма, зеленокаменных (хлорит-эпидотовая ступень) и гидротермальных изменений.

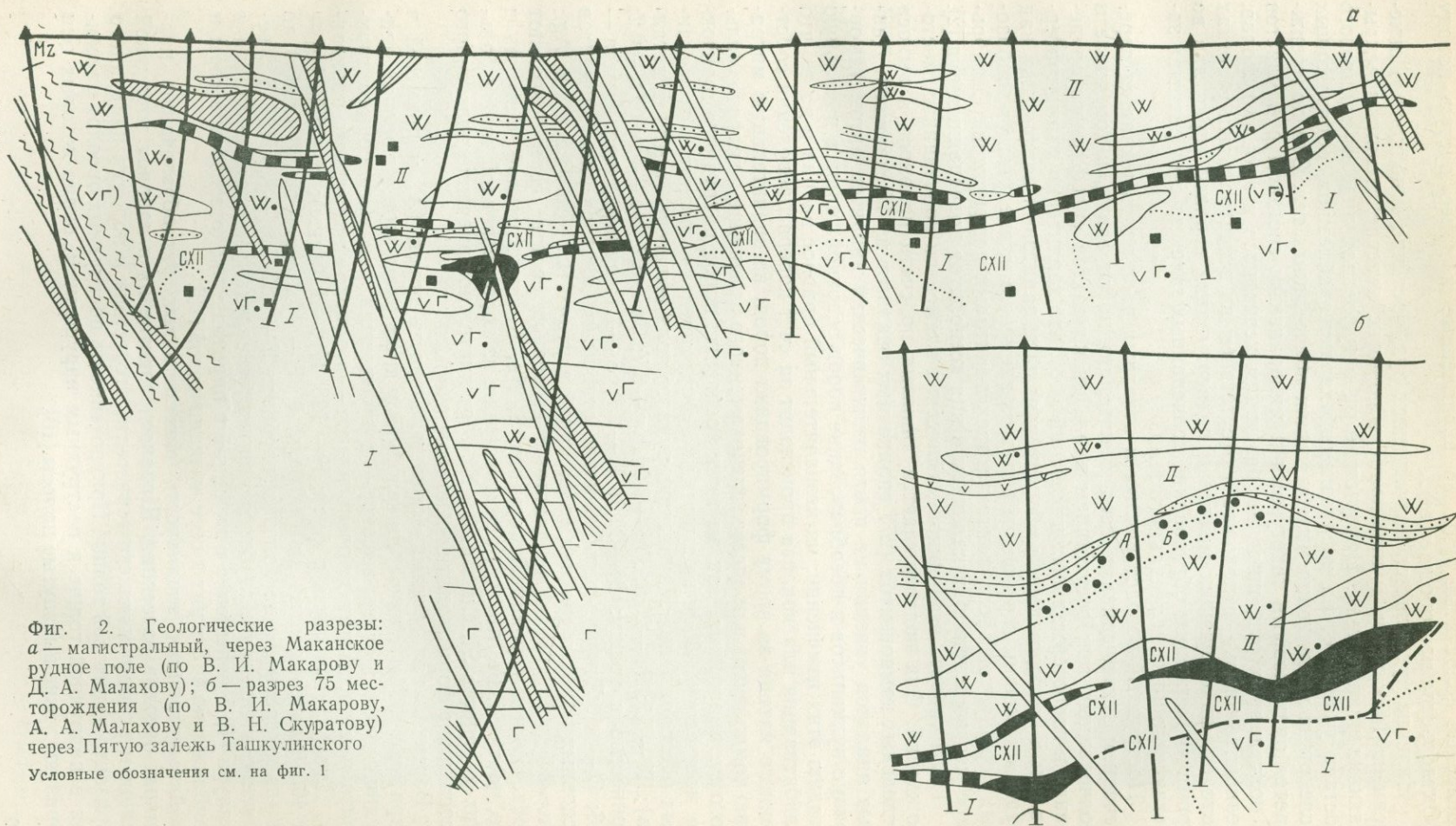
Сложный состав и малая мощность (200—240 м) рудовмещающего горизонта, сложенного перемежающимися андезитовыми и андезит-дацитовыми лавами, их пирокластами и в меньшей мере туфогенно-осадочными породами и субвулканическими образованиями. Согласно залегание колчеданных тел со стратификацией вулканитов, развитие их на значительных площадях, на разных уровнях и отсутствие взаимных переходов между ними. Площадное распространение метасоматитов (мощность 20—30 м) в лежащем боку нижних рудных залежей, часть которых представлена серицитовыми кварцитами и гематитизированными и пиритизированными породами, имеющими признак происхождения из гелеобразных скоплений. Более широкое распространение метасоматитов в зонах рудоподводящих структур. Локализация верхних рудных тел в подошве дацитовых порфиритов, не затронутых гидротермальными изменениями (фиг. 1, 2).

Залегание месторождений в грабенообразном (Юбилейное) [16] или слегка волнистом ложбинообразном субмеридиональном понижении, ограниченном с запада мощной зоной региональных нарушений (Маканское рудное поле).

Тесная пространственная связь туфогенно-осадочных и эффузивных пород и колчеданных тел. Непосредственное согласное налегание этих пород на рудные тела, чередование их с туффитами и аргиллитами, выклинивание туффитов в колчеданных залежах и сульфидных тел в туффитах и другие признаки, указывающие на одновременность формирования рудных тел и вмещающих пород [5, 8, 12]. Пространственная близость типично осадочных слонистых руд и сплошных эксгальационно-псевдо- и гидротермально-метасоматических тел и их непосредственный взаимный переход (Юбилейное).

Четкие, слегка волнистые контакты кровли рудных тел с породами всячего бока и хорошо развитая корневая система в подошве залежей, представленная штокверковым прожилково-вкрапленным оруденением. Отсутствие деформаций в породах всячего бока маломощных залежей на протяжении хорошо выраженных дорудных рудоподводящих дизъюнктивов в породах их лежащего бока. Наличие сульфидизированных окаменелостей в колчеданных залежах [6].

Постепенные фациальные переходы по простиранию сплошных колчеданных тел через пиритизированные туфогенно-осадочные породы в пусты; реже фациальные переходы в вертикальном направлении, через



Фиг. 2. Геологические разрезы:
 а — магистральный, через Маканское
 рудное поле (по В. И. Макарову и
 Д. А. Малахову); б — разрез 75 мес-
 торожения (по В. И. Макарову,
 А. А. Малахову и В. Н. Скуратову)
 через Пятую залежь Ташкулинского
 Условные обозначения см. на фиг. 1

согласные полосчатые руды во вкрапленные и далее пустую породу (Октябрьское месторождение).

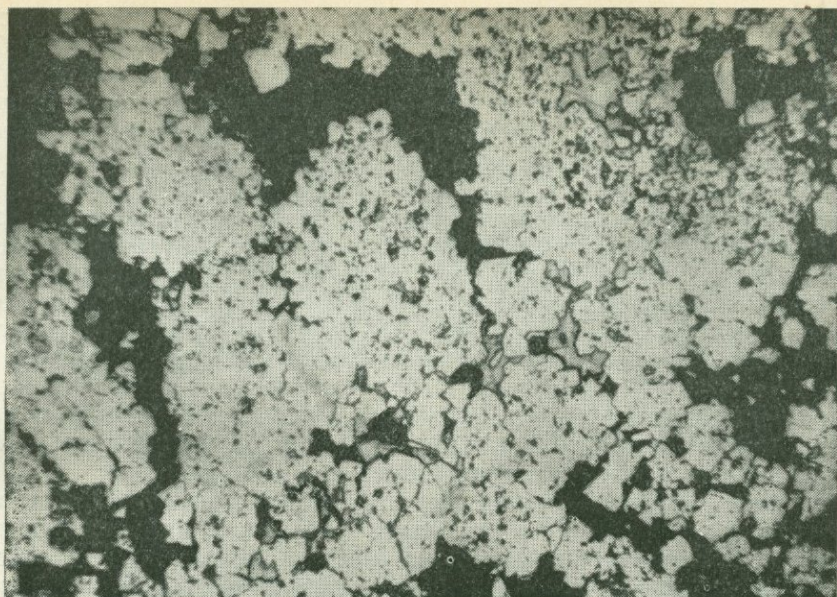
Наличие рудокластов колчеданных руд, частично и полностью окисленных (Маканское рудное поле), в породах, непосредственно перекрывающих рудные тела. Присутствие их в туфолавах андезит-дацитового состава указывает на взрывчатый характер обломков, образованных вследствие разрушения нижележащих колчеданных тел. Это подтверждается одинаковыми текстурами и минеральным составом рудокластов и колчеданных руд, широким развитием ксенолитов в кровле туфолов, незначительным — в подошве и отсутствием их в центральных участках потоков, фиксирующих механизм подвертывания верхней корки лав во время их движения; образование колчеданных галек за счет размыва залегающего ниже колчеданного тела.

Пострудный возраст кислых и основных даек подтверждается пересечением этими дайками всех вмещающих пород свиты, в том числе и колчеданных тел; отсутствием вдоль их контактов сульфидного оруденения и гидротермальных изменений даек, что характерно для гидротермальных месторождений; обогащением даек дацитовых порфиритов над рудовмещающим горизонтом рудными элементами; внедрением диабазовых порфиритов вдоль контакта даек дацитовых порфиритов (Октябрьское месторождение) и наличием в них ксенолитов колчеданных руд [2].

Полигенность источников химических элементов колчеданных месторождений. Она подтверждается данными подсчета привноса и выноса отдельных компонентов (277 силикатных анализов из 47 скважин). Данные анализов указали на почти изохимический характер аутометаморфизма вулканитов и преобразование пород основной толщи в начальную стадию этих изменений; на незначительный привнос натрия и на то, что альбитизация плагиоклаза происходит за счет перераспределения собственного натрия во время формирования пород; на значительную миграцию компонентов в процессе зеленокаменного изменения и гидротермального метаморфизма. Так, из толщи основных пород подрудного горизонта мощностью 900 м на площади 1 км² в пределах развития колчеданных месторождений Маканского рудного поля вынесено (в млн. т металла): Ti — 0,7; Fe — 26,8; Mn — 0,2; Mg — 3,7; Ca — 5,2; Na — 1,4; CO₂ — 0,2; принесено в толщу: Si — 32,3; K — 2,7; S — 7,1; сульфидного железа — 6,3; O — 1,8. Эти подсчеты, близкие отношения кларков ряда элементов основных пород и средних содержаний в рудах (Cu : Zn = 1,2 и 1,2; Ag : Au = 2,8 и 2,7), а также данные о изотопном составе серы позволяют предполагать глубинный источник S, Na, K, значительной части As и Co, части Si, Fe, Au, Ag; заимствование из пород основной толщи больших количеств Si, Cu, Ag, Ti, Ni, Mg; ничтожное значение эндогенного источника в формировании месторождений.

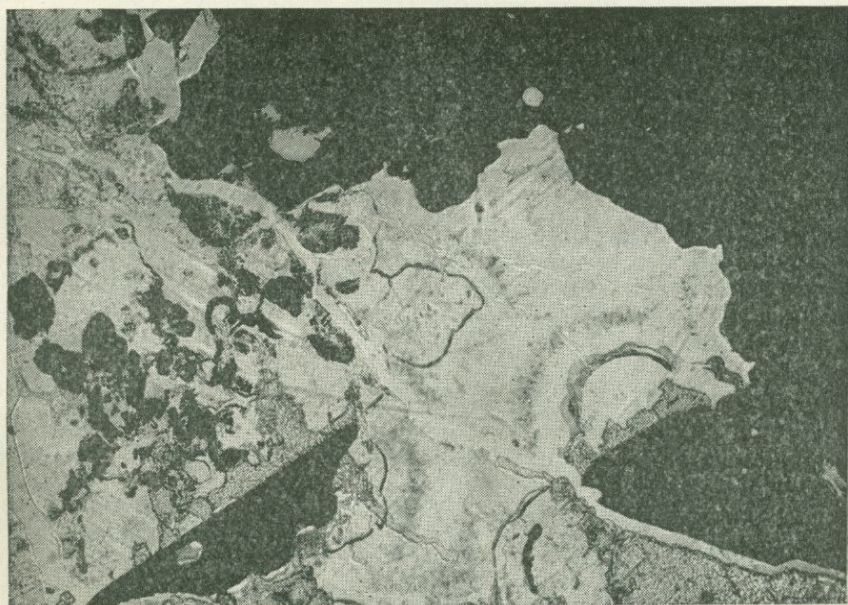
Вертикальная геохимическая зональность пород (А) и примесей в пиритах (Б). А. Низкое содержание рудных элементов в породах подрудной толщи; очень высокое — в вулканитах рудовмещающего горизонта и метасоматитах; очень низкое — в породах надрудного горизонта. Для фтора и ртути в (г/т): F — 128, Hg — 1 (лавы); F — 576, Hg — от 400 (метасоматиты) до 2000 (руды); F — 403, Hg — от 3,8 (лавы) до 14 (пирокласты), а на больших глубинах F — 283, Hg — 1,3 [10]. Б. Увеличение в пиритах с глубиной количества селена, уменьшение таллия и теллура [4]. Уменьшение с глубиной в пиритах тяжелого изотопа серы и приближение $\delta^{34}\text{S}$ в них к сере вулканической [13].

Асимметричная зональность сингенетичных рудообразованию первичных ореолов рассеяния. Широкое развитие их в породах подрудной толщи и рудовмещающего горизонта; отсутствие в породах надрудного горизонта дацитовой толщи. Приуроченность пострудных ореолов рассеяния в надрудной толще к пострудным нарушениям, около которых они образуют узкие вытянутые полосы [10].



Фиг. 3. Маканское месторождение, скв. 986, глуб. 165 м

Метаколлоидная губчатая текстура серноколчеданной руды с четко выраженной перекристаллизацией периферийных участков; в интерстициях пирита (белое) халькопирит (светло-серое, низкий рельеф) и кварц (черное). Аншлиф, увел. 40



Фиг. 4. Октябрьское месторождение, скв. 3139, глуб. 128 м, лежащий бок рудного тела

Гематитизированный метасоматит со следами каплеобразных форм кремнезема (белое), ограниченных полусферами гидроокислов железа (светло-серое до черного) на разведенных кристаллах пирита; прожилки карбоната (светлое, высокий рельеф) и кварца (белое). Шлиф, увел. 160, без анализатора

Интенсивное развитие трещиноватости, гидротермальных изменений и прожилково-вкрапленного сульфидного оруденения в лежащем боку рудных тел и отсутствие или слабое развитие их в висячем боку.

Обогащение верхних залежей благородными и цветными металлами по сравнению с нижними связано с постепенным обогащением бессернистых рудоносных флюидов их соединениями в конце процесса рудообразования.

Тенденция к зональному распределению различных типов руд и минеральных парагенетических ассоциаций в контурах наиболее мощных колчеданных тел, обусловленная трансформацией циркулирующих в этих залежах гидротермальных растворов и термальных вод в агрессивные псевдогидротермальные сульфидные растворы. Это сопровождалось псевдогидротермальным метасоматозом; осаждением дисульфидами железа халькопирита; отложением в пустотах сфалерита (что повышает плотность сульфидных руд) и образованием, преимущественно в верхних участках залежей, жильных сложного состава парагенезисов (борнит, блеклая руда, сульфиды, теллуриды и т. д.).

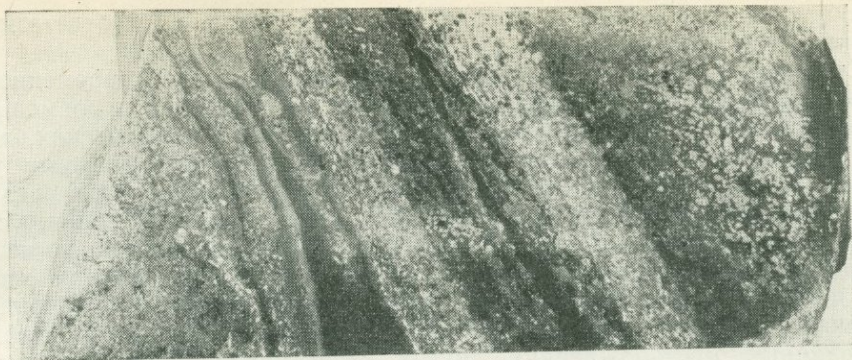
Резкая смена физико-химических параметров рудоносных эманаций в результате смешения их с морскими водами в придонных условиях (первый геохимический экран). Она зафиксирована: колломорфными текстурами сульфидов в рудах (фиг. 3) и кварца в гематитизированных кварцевых метасоматитах (фиг. 4), свидетельствующих о выпадении этих минералов в виде гелей; тонко- и микрокристаллическим сложением сплошных руд, обусловленным чрезвычайно быстрой раскristализацией коллоидных соединений, и брекчиевидными текстурами — продуктом их усыхания; брекчиевыми текстурами, сформировавшимися вследствие последующего развития микротрещин брекчиевидных текстур в уже консолидированных рудных телах; согласными с залеганием вулканогенно-осадочных пород полосчатыми текстурами, сингенетичными рудотложению (фиг. 5); оползневыми текстурами (фиг. 6, 7); скоплениями микроглобулей в сплошных серноколчеданных рудах биогенного или хемогенного происхождения; постепенным переходом брекчиевидных руд в полосчатые и далее в убогую вкрапленность сульфидов.

Преимущественно изоморфная и дисперсная форма вхождения малых элементов в ранние вкрапленные пириты лежащего бока рудных тел и в основном минеральные и сингенетичные им метаколлоидные пириты рудных тел [7].

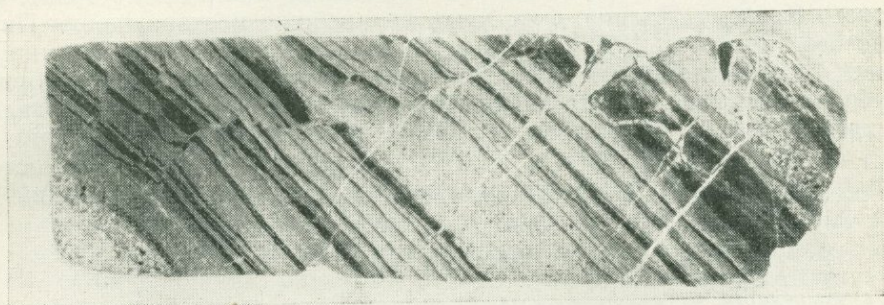
Низкая микротвердость вдавливания сингенетичных (ранних) пиритов ($922-955 \text{ кг/мм}^2$) по сравнению с эпигенетичными (поздними) пиритами ($1133-1156 \text{ кг/мм}^2$), фиксирующая различные условия их образования [11].

Сложная морфология кривых распределений $\delta^{34}\text{S}$ пиритов выражена в размещении по правую сторону от линии толеитового стандарта изотопных значений ранних сингенетичных пиритов, а по левую — поздних эпигенетичных [9].

Сложный температурный режим формирования колчеданных залежей: сравнительно низкие температуры выпадения метаколлоидных пиритов ($150-120^\circ\text{C}$) и халькопиритов ($100-70^\circ\text{C}$) в рудных телах и более высокие — ранних вкрапленных пиритов ($220-180^\circ\text{C}$) в породах лежащего бока; более высокие температуры кристаллизации поздних пиритов и халькопиритов из прожилково-вкрапленных руд и халькопирит-кварцевых жил ($170-140$ и $150-130^\circ\text{C}$); низкие — переотложенных наиболее поздних прожилковых сульфидов из контуров рудных тел (ниже 100°C); жидкие включения в сфалеритах и кальцитах из колчеданных тел, преимущественно жидкие в сфалеритах и баритах из прожилков. Температуры установлены по данным изотопии, гомогенизации



Фиг. 5. Октябрьское месторождение, скв. 3320, глуб. 95 м, висячий бок рудного тела. Переходная зона сплошных колчеданных руд (слева) через полосчатые руды в туффиты (справа); перемежающиеся кварц-пиритовые и аргиллит-пелитовые прослойки. Полир. штаф



Фиг. 6. Юбилейное месторождение

Первичные полосчатые руды, образованные перемежающимися прослойками тонкозернистого пирита, в интерстициях которого размещаются халькопирит и пелито-сульфиды — серое, пелит — черное, почти черного пелита (черное) и гематитизированного пелита (темно-серое). Полир. керн



Фиг. 7. Октябрьское месторождение, скв. 3443, глуб. 330 м

Полосчато-плойчатая текстура оползневоего происхождения; пирит (светлое), халькопирит (темно-серое). Увел. 1,4, полир. керн

и декрепитации. Данные декрепитации пересчитаны на соответствующие значения гомогенизации.

Строение, характер вулканизма, синхронность и кратковременность формирования в субмаринных условиях вулканогенного рудовмещающего горизонта и колчеданного оруденения, наличие геохимических барьеров, участие в формировании руд эксгальций, различного генезиса гидротермальных растворов и хемо(био)генно-осадочных процессов, резкое изменение физико-химических условий в момент рудоотложения, установленные на месторождениях Таналыкской зоны, принципиально не отличаются от выявленных в других колчеданосных районах мира с промышленным эксгальциционно-осадочным колчеданным оруденением. Признаки эксгальциционно-осадочного генезиса обнаружены во многих колчеданных месторождениях других структурно-формационных зон Южного Урала и Мугоджар, в частности — Им. XIX партсъезда, Учалинском, Сибайском, Блявинском, Комсомольском, Приорском месторождениях Домбаровского района, Гайском и Подольском. Последнее имеет много сходных черт с месторождениями Маканского рудного поля. К этому типу относятся также месторождения Восточных Карпат, Северного Кавказа, Японии, о-ва Крит, крупнейшие месторождения Пиренейского п-ова и др. [17]. Современные колчеданные залежи, формирующиеся из металлоносных рап в центральном грабене Красного моря, в глубоких впадинах Тихого океана (в пределах Восточно-Тихоокеанского хребта, в 3000 км к западу от Перу; на восточных склонах того же хребта, вблизи Филиппинских островов), следует выделить в самостоятельную формацию семейства родственных колчеданных формаций [3].

Л и т е р а т у р а

1. Аржавитин П. В., Аржавитина М. Ю. Вулканогенные формации Магнитогорского мегасинклинория.— Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала, 1972, вып. 5.
2. Куршакова Л. Д. Взаимоотношения жильных пород с колчеданными рудами и надрудными толщами на Бурибаевском месторождении.— Сов. геология, 1960, № 5.
3. Малахов А. А. Семейство родственных рудных формаций — основа принятой систематики.— В кн.: Эндогенные рудные формации Узбекистана. Т. 1. Ташкент, «Фан», 1966.
4. Малахов А. А. Зональность элементов-примесей в сульфидах медноколчеданных месторождений Маканской группы (Южный Урал).— В кн.: Прогнозирование скрытого оруденения на основе зональности гидротермальных месторождений. М., 1972.
5. Малахов А. А., Аржавитин П. В. О синхронности образования колчеданных месторождений и рудовмещающих толщ (Макан-Бурибаевский рудный район).— В кн.: Магматизм, метаморфизм и оруденение в геологической истории Урала. Свердловск, 1974.
6. Малахов А. А., Денисенко Е. А. Изотопный состав серы пиритизированных окаменелостей из медноколчеданных месторождений Южного Урала.— Докл. АН СССР, 1974, 218, № 4.
7. Малахов А. А., Малахов Д. А., Боброва М. С. Селен, теллур, мышьяк и таллий в пиритах и халькопиритах Маканских медноколчеданных месторождений (Южный Урал).— Геохимия, 1974, № 1.
8. Малахов А. А., Воробьев В. В., Малахов Д. А. и др. О сложном механизме формирования Октябрьского медноколчеданного месторождения (Южный Урал).— Геол. рудн. месторожд., 1974, № 3.
9. Малахов А. А., Денисенко Е. А., Засухин Г. Н. и др. Изотопный состав серы сульфидов из некоторых медноколчеданных месторождений Южного Урала.— Записки Всес. минералог. об-ва, 1973, серия вторая, ч. 102, вып. 1.
10. Малахов Д. А. Особенности распределения меди, свинца, цинка и бария в породах Октябрьского месторождения.— В кн.: Материалы 2-ой научной конференции молодых ученых (Геология). Уфа, 1971.
11. Малахов Д. А. Математическо-статистическая обработка данных микротвердости и отражательной способности пирита из группы Маканских месторождений.— Записки Башкир. отд. Всес. минералог. об-ва, 1974, вып. 1.
12. Малахов Д. А. О синхронном образовании рудовмещающей вулканогенно-осадочной толщи и колчеданного оруденения Маканского рудного поля на Южном Урале.— В кн.: Магматизм, метаморфизм и оруденение в геологической истории Урала. Свердловск, 1974.

13. Малахов Д. А. Изотопная зональность серы пиритов на медноколчеданных месторождениях Маканского рудного поля (Южный Урал).— Докл. АН СССР, 1975, 24, № 1.
14. Малахов Д. А., Вильданова К. Фтор в вулканических породах баймак-бурибаевской свиты.— В кн.: Вопросы минералогии и геохимии руд и горных пород Южного Урала. Уфа, 1976.
15. Малахов Д. А., Данукалов Н. Ф. Расчленение и корреляция магматических пород Маканского рудного поля с использованием магнитной восприимчивости (Южный Урал).— В кн.: Палеомагнетизм и магнетизм горных пород Южного Урала. Уфа, 1976.
16. Попов Е. В. О вулканической структуре и генезисе Юбилейного медноколчеданного месторождения на Южном Урале.— В кн.: Магматизм, метаморфизм и оруденение в геологической истории Урала. Свердловск, 1974.
17. Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. «Недра», 1965.

А. К. Каюпов, Т. М. Жаутиков, А. Д. Каипов

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КОЛЧЕДАНОНОСНЫХ РЕГИОНОВ ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА

Среди различных формаций месторождений цветных и благородных металлов в Казахстане одно из ведущих мест занимает колчеданный тип оруденения, генетически или парагенетически связанный с различно дифференцированными базальтоидными магматическими комплексами герцинских и каледонских геосинклинально-складчатых систем. В пределах Восточного Казахстана основные месторождения колчеданной группы формаций широко распространены в Рудно-Алтайском и Чингиз-Тарбагатайском регионах. Кроме того, известен целый ряд месторождений и перспективных зон подобного типа минерализации в Северном Прибалхашье, Агадырском, Ерементау-Ниязском и Тектурмасском регионах. Наличие колчеданного типа оруденения предполагается в Чу-Илийских горах и окраинных частях Кокчетавского поднятия. Общими особенностями колчеданноносных регионов является: а) исключительная приуроченность минерализации к вулканогенным и вулканогенно-осадочным разрезам геосинклинальных формаций с существенно базальтоидным составом их магматических составляющих; б) нередко пространственно-структурная и, вероятно, парагенетическая связь оруденения с субвулканическими (существенно порфиоровыми) и комагматичными им гипабиссальными интрузиями габбро-плагиогранитовой и габбро-диорит-гранодиоритовой формаций; в) наличие (в некоторых регионах) наряду с эпигенетическим колчеданно-медно-цинковым и колчеданно-полиметаллическим оруденением синхронной (гидротермально-осадочной) существенно серноколчеданной минерализации, связанной с подвудновулкано-гидротермальной деятельностью; г) широкий возрастной диапазон (полихронность) оруденения даже в рамках одной геосинклинально-складчатой системы; д) пространственное положение синхронной (гидротермально-осадочной) серноколчеданной минерализации обычно с убогими содержаниями цветных металлов (меди, свинца, цинка) определяется стратиграфическими и литологическими факторами, а эпигенетического медноколчеданного, колчеданно-медно-цинкового и колчеданно-полиметаллического оруденения — тектоническими, вулканотектоническими структурами, хотя оба типа минерализации нередко совмещены в рамках одних и тех же формационных комплексов; е) закономерная зависимость профиля рудной специализации от степени и

типа дифференциации и от объемных соотношений основных и кислых дифференциатов базальтоидной магмы.

Колчеданосные регионы Восточного Казахстана имеют также много общего между собой и по позиции в региональной структуре, типу развития, а также по геофизической характеристике и глубинному строению. Они характеризуются эвгеосинклинальным типом развития и отличаются нередко относительно увеличенной мощностью земной коры, в основном за счет базальтовой составляющей. Большинство колчеданосных регионов Восточного Казахстана отличается некоторой прогнутостью поверхности Мохоровичича и вогнутостью поверхности Конрада, положительными аномалиями гравитационных и слабо отрицательными — магнитных полей.

Тектоническая позиция рассматриваемых регионов определяется расположением их в межкратонных зонах, окаймляющих крупные сводово-глыбовые области Восточного Казахстана, возникшие в позднем допалеозое и раннем кембрии в результате распада ранее единой консолидированной структуры.

Ниже приведена краткая характеристика колчеданосных регионов Восточного Казахстана

Рудно-Алтайский регион представляет собой герцинскую структурно-формационную зону эвгеосинклинального типа развития, возникшую на коре континентального типа, на фоне каледонского складчатого основания. Она характеризуется фемическо-сиалическим рядом магматических формаций. Колчеданный тип оруденения находится в пространственно-парагенетических соотношениях с производными контрастно дифференцированной базальтоидной магмы (D_2e-D_3gr), обладавшей существенно-натриевым уклоном ($n=85-98$), относительно пониженным содержанием суммы щелочей и высокими значениями Al_2O_3 . Наиболее поздние субвулканические кварц-полевошпатовые порфиры отличаются некоторым повышением роли калия ($n=70-85$).

В составе формации существенную роль играют и туфогенно-осадочные породы. Количественные соотношения их с вулканитами для Рудного Алтая в целом 1 : 1,7 : 1,8. Коэффициент палеоэксплозивности 45—51 [11]. Для региона характерны гетерогенное строение каледонского основания и довольно интенсивные конседиментационные блоковые и складчатые движения, с чем связано широкое развитие региональных зон разломов и смятия, вулканоплутонических образований, метаморфических пород, а также разнообразных структурных форм (в том числе и вулканотектонических), оказавших существенное влияние на размещение месторождений, на морфологические особенности рудных тел, на масштабы оруденения и др.

Значительная часть месторождений колчеданной группы Рудно-Алтайского региона состоит из колчеданно-полиметаллического, колчеданно-медно-цинкового и медноколчеданного минеральных типов.

На Рудном Алтае, по данным некоторых исследователей [13, 16], проявлена эксгаляционно-осадочная колчеданно-полиметаллическая минерализация, не имеющая практического значения. Основная часть промышленных руд образована гидротермально-метасоматическим путем.

В ряде месторождений (Березовское, Николаевское, Лениногорское и др.), по представлению Т. М. Жаутикова и др. [6], отмечаются локальный метаморфизм руд, вызванный пострудными дайками и интрузивами верхнепалеозойского возраста, и наложение на них слабого полиметаллического оруденения.

Данные по изотопам рудного Рb [4, 15] указывают на то, что часть его, вероятно, была мобилизована из более древних, додевонских источников — месторождений или толщ нижних структурных этажей. Бли-

зость изотопных отношений серы сульфидов алтайских месторождений к метеоритным [2, 12], по-видимому, свидетельствует о ее ювенильном происхождении.

Чингиз-Тарбагатайский регион является типичной эвгеосинклинальной областью. В ее пределах широко представлены базальтоидные вулканические и плутонические магматические формации нижнего палеозоя, с которыми находятся в пространственной ассоциации и, вероятно, в парагенетическом родстве проявления полихронного и полигенного колчеданного оруденения. Здесь пока известны три хронологических уровня рудообразования: нижнекембрийский, среднекембрийский и верхнеордовикский. В течение нижнего палеозоя происходила закономерная эволюция состава и характера оруденения, изменения структурных условий образования месторождений, морфологии рудных тел и др. [7].

Нижнекембрийский уровень минерализации установлен в Акчатауской ветви Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория [1], где колчеданное оруденение тесно ассоциирует с яшмо-спилит-диабазовой формацией нижнего кембрия, которая отличается значительными вариациями содержания титана, железа и магния. По высокому содержанию титана породы данной формации резко выделяются среди магматических комплексов Чингиза и отражают слабую степень дифференциации базальтоидной магмы. По соотношению щелочей эффузивы формации относятся к существенно натриевым сериям с крайне низкими содержаниями калия ($n=87-97$). Породы формации распространены в осевых частях антиклинорных структур Чингиз-Тарбагатайской складчатой системы и образуют линейные зоны, фиксируя глубинные разломы.

Нижнекембрийские колчеданные проявления имеют стратиформное залегание и относятся главным образом к гидротермально-осадочному типу, с которым иногда совмещено оруденение гидротермально-метасоматического типа. На этих проявлениях устанавливается зависимость характера рудной минерализации от литологического состава пород яшмо-спилит-диабазовой формации. Так, кремнисто-гематитовое (с кобальтом), реже медноколчеданное и низкотемпературное кварц-халькозиновое оруденение закономерно ассоциирует с преимущественно вулканогенной, а протяженные и мощные зоны серноколчеданной минерализации (с повышенными содержаниями меди и мышьяка) — с существенно кремнисто-терригенной частями разрезов. Своеобразные углеродисто-известковисто-кремнистые фации с отдельными горизонтами спилитов и их туфов развиты между отмеченными выше типами разрезов и содержат достаточно протяженные зоны марганцевой, серноколчеданной и колчеданно-полиметаллической минерализации с примесью Ba, As, Sb, Mo, Cd, Co, Ni, Mn. Проведенный анализ корреляционных связей этих элементов в монокварцитах, гидротермально-измененных и пиритизированных осадочных породах и колчеданных рудах показывает, с одной стороны, большое сходство состава коррелятивных элементов, а с другой — последовательное усиление этих связей в пиритизированных породах и колчеданных рудах. Это, вероятно, указывает на генетическую связь процессов гидротермально-осадочного рудообразования с нижнекембрийским вулканизмом. Для всех указанных четырех типов образований характерно отсутствие корреляционных связей свинца с медью и цинком, меди и цинка с марганцем.

Аналогичная по хронологическому уровню и, вероятно, по формационной принадлежности минерализация колчеданного типа (ряд мелких месторождений и рудопоявлений) известна в Еремантауском, Агадырском (Киикбай, Кособа) и Кентерлауском (Тесиктас) районах Восточного Казахстана. Здесь также отмечаются проявления инициального магматизма фемического профиля, образования слабо дифференцированной серии вулканитов в составе рудовмещающей яшмо-спилит-диабазовой формации, стратиформность залегания, существенно серно- и мед-

ноколчеданный состав минерализации, обычно с низкими содержаниями цветных металлов (меди, цинка, свинца).

Среднекембрийский металлогенический уровень установлен в собственно Чингизском антиклинории, в строении которого участвует серия вулканитов контрастной и последовательно дифференцированной формаций, средний состав которых отвечает дациту (по Дэли).

Среднекембрийская базальт-андезит-липаритовая формация образует достаточно крупные вулкано-тектонические сооружения брахиантиклинального типа, приуроченные преимущественно к зоне Главного Чингизского разлома. Значительная часть разреза формации сложена дацитовыми и липаритовыми порфирами, кварцевыми кератофирами. Менее распространены спилиты, диабазовые, базальтовые и андезитовые порфириды. Для пород формации характерны существенно натриевая специализация вулканитов и пересыщенность их кремнеземом, устойчивость содержаний элементов железо-магнезиальной группы, щелочей и титана при крайне низких значениях последнего ($t=0,2-0,5$). С рассматриваемыми вулканитами тесно ассоциируют комагматичные им габбро-плагиогранитные интрузии.

Среднекембрийский металлогенический уровень, в отличие от нижнекембрийского, характеризуется резким уменьшением роли стратиформной вулканогенно (гидротермально)-осадочной минерализации. Для него ведущим является эпигенетическое барит-колчеданно-полиметаллическое оруденение, пространственное положение которого определяется участками наиболее активного проявления среднекембрийского вулканоплутонического магматизма.

Здесь известно несколько небольших месторождений и рудопроявлений (Аягузское, Баритовое, Егиз-Кызыл, Бозкой и др.). В известной мере возрастным и формационным аналогом минерализации среднекембрийского уровня хребта Чингиз могут оказаться месторождения северо-западной части Чингиз-Тарбагатайской складчатой системы (Тундык, Майкаин, Алкамерген и др.).

Верхнеордовикский металлогенический уровень представляет наибольший практический интерес. Колчеданное оруденение здесь связано с последовательно дифференцированной базальт-андезит-дацит-липаритовой формацией, развитой в виде островной системы субмаринных вулканитов вдоль юго-западной окраины Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория. В отличие от среднекембрийской последовательно дифференцированной формации средний состав ее пород соответствует андезитам. На этом уровне наиболее отчетливо видны эпигенетический характер оруденения, ведущая роль зон региональных разломов и вулкано-тектонических структур центрального типа в пространственном размещении колчеданно-медно-цинковых и барит-колчеданно-полиметаллических месторождений [5, 8—10].

Наибольший практический интерес представляет Мизек-Акбастауская рудная зона, где рудные поля Мизекское и Акбастау-Космурунское с одноименными месторождениями являются древними вулканическими аппаратами центрального типа, возникшими на участках пересечения субширотных разрывных нарушений с региональной Акбастауской зоной глубинного разлома.

Характерные особенности рассматриваемого металлогенического уровня следующие.

1. Слабое развитие стратиформной минерализации.
2. Относительно большой набор основных и второстепенных элементов в рудах и их более высокая степень концентрации по сравнению с ранними металлогеническими уровнями.
3. Эпигенетичность оруденения и контроль его размещения тектоническими и вулкано-тектоническими структурами.

4. Присутствие в рудах заметного количества бария и свинца, с одной стороны, и довольно широкое распространение серноколчеданной и колчеданно-медно-цинковой минерализации — с другой, что позволяет говорить о том, что чингизские колчеданоносные эвгеосинклинальные зоны содержат типические черты магматизма и металлогении Урала и Рудного Алтая, выступая между ними в качестве переходного типа металлогенических зон. Это и понятно, так как в ряду Урал — Чингиз — Рудный Алтай довольно отчетливо проявляется общая тенденция, выражающаяся в возрастании роли кислых дифференциатов в магматической серии и параллельно бария и свинца — в эндогенной металлогении.

5. Рудообразование является наиболее поздним звеном единого рудно-магматического процесса, и промышленная рудная минерализация накладывается на всю комагматичную ей серию вулканических и плутологических образований.

Из краткого рассмотрения металлогении колчеданоносных регионов Восточного Казахстана видно, что оруденение здесь имеет тесную пространственно-парагенетическую связь с геосинклинальными магматическими (вулканическими, плутологическими) формациями, положение его определяется стратиграфо-литологическими и структурно-тектоническими факторами. Одной из важнейших закономерностей является зависимость состава колчеданного типа оруденения от химизма, характера и степени дифференцированности вмещающих магматических образований. Колчеданоносным магматическим формациям свойственны следующие петрохимические признаки.

1. Андезит-базальтовые, базальтовые и диабазовые порфириды колчеданоносных комплексов характеризуются значительным колебанием содержаний магния и титана, минералы которых в большей степени присутствуют в ранних дифференциатах базальтоидной магмы. Содержание, например, титана в более поздних дифференциатах той же магмы низкое и постоянное.

2. Колчеданоносные магматиты Восточного Казахстана относятся к существенно натриевым сериям. Большие колебания значений суммы щелочей в них связаны с широко проявленной альбитизацией. В то же время закономерно резкое повышение содержаний калия в наиболее поздних дифференциатах. На диаграмме соотношения $\Sigma(K_2O + Na_2O) - K_2O$ они образуют ломаную линию, резкий изгиб которой происходит на уровне значений суммы щелочей 5,7—5,8 вес. %.

ВЫВОДЫ

1. Колчеданное оруденение в Восточном Казахстане носит полигенный и полихронный характер формирования и связано с эвгеосинклинальным типом развития подвижных зон. На Чингизском регионе установлена эволюция во времени состава и характера проявления колчеданного типа оруденения, что выражается в постепенном увеличении количества рудообразующих компонентов глубинного происхождения и в повышенной концентрации оруденения.

2. Существует зависимость состава колчеданного оруденения от химизма, характера и степени дифференцированности пространственно сопряженных с ним магматических формаций. Так, со слабо дифференцированными формациями, средний состав которых близок к толеитовому базальту, находится в ассоциации существенно серноколчеданное оруденение. Последовательно дифференцированные формации в зависимости от их среднего состава несут существенно колчеданно-медно-цинковую (андезиты) или колчеданно-полиметаллическую (дациты, дацит-липариты) минерализацию.

Литература

1. *Абдулин А. А., Есенов Ш. Е., Каюпов А. К., Сейфуллин С. Ш.* Меднорудные пояса Казахстана.— Изв. АН КазССР, серия геол., 1975, № 6.
2. *Авдонин В. В., Воинов Д. М., Гриненко Л. Н., Демин Ю. И.* Изотопный состав серы сульфидов различных групп месторождений Лениногорского района (Рудный Алтай).— Геол. рудн. месторожд., 1972, № 3.
3. *Беспяев Х. А., Пронин А. П.* Серебро в колчеданно-полиметаллических месторождениях Рудного Алтая.— В кн.: Геохимия серебра сульфидных месторождений Центрального Казахстана и Рудного Алтая. Алма-Ата, «Наука», 1975.
4. *Виноградов А. П., Тарасов Л. И., Зыков С. И.* Изотопный состав рудного свинца Алтая и Казахстана.— Геохимия, 1957, № 1.
5. *Жаутиков Т. М.* О перспективах обнаружения полезных ископаемых в центральной части Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория.— В кн.: Материалы Второй республик. научно-теор. конф. молодых геологов КазССР. Усть-Каменогорск, 1970.
6. *Жаутиков Т. М., Мергенов Ш. К., Жаксылыков М.* Магматические комплексы Березовско-Белоусовского рудного поля и их рудоносность.— В кн.: Магматические и метаморфические комплексы Казахстана. Алма-Ата, «Наука», 1974.
7. *Жаутиков Т. М., Нурбаев З. М., Полянский Н. В.* Геолого-генетические особенности колчеданного оруденения в Чингиз-Тарбагатайском районе.— В кн.: Геология, геохимия и минералогия месторождений цветных металлов Казахстана. Алма-Ата, 1976.
8. *Каюпов А. Д.* О вулканогенно-осадочном происхождении слоистых полиметаллических руд Риддер-Сокольского месторождения.— В кн.: Материалы Второй научной конф. молодых ученых АН КазССР. Алма-Ата, «Наука», 1968.
9. *Каюпов А. Д., Каюпов А. К.* Ордовикский вулканизм и медноколчеданное оруденение Акбастау-Кусмурунского рудного поля. Алма-Ата, «Наука», 1971.
10. *Каюпов А. К., Ким В. А.* Нижнепалеозойские вулканоплутонические формации Мизек-Кусмурунской рудной зоны и их отношение к рудной минерализации.— В кн.: Материалы симпозиума по вулканоплутоническим формациям и их рудоносности. Алма-Ата, 1966.
11. *Кузубный В. С.* Магматические формации Юго-Западного Алтая и их металлогения. Алма-Ата, «Наука», 1975.
12. *Покровская И. В., Замятин Н. И.* Изменение изотопного состава серы сульфидов в процессе образования Риддер-Сокольского месторождения.— Изв. АН КазССР, серия геол., 1973, № 6.
13. *Покровская И. В., Ковриго О. А.* О вулканогенно-осадочном происхождении слоистых полиметаллических руд Риддер-Сокольского месторождения.— Геол. рудн. месторожд., 1970, № 3.
14. *Смирнов В. И.* Колчеданные месторождения.— В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. «Недра», 1968.
15. *Шилов Л. И., Ковриго О. А., Покровская И. В. и др.* Изотопный состав свинца Риддер-Сокольского и Тишинского месторождений (Рудный Алтай).— Геохимия, 1971, № 2.
16. *Щерба Г. Н.* Вулканогенная гипотеза генезиса колчеданно-полиметаллических руд.— Сов. геология, 1974, № 9.

И. В. Покровская, М. А. Яренская, О. А. Ковриго

О ДОСКЛАДЧАТОМ ОРУДЕНЕНИИ НА КОЛЧЕДАНО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ РУДНОГО АЛТАЯ И СЕВЕРО-ВОСТОКА ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА

Рассматриваемые месторождения относятся к одной колчеданно-полиметаллической формации, хотя вмещающие их породы различного возраста. Месторождение Майкаин (северо-восток Центрального Казахстана) заключено в кембрийских вулканогенных породах основного и среднего состава; многочисленные месторождения Рудного Алтая приурочены к девонской терригенно-вулканогенной базальт-липаритовой формации (см. таблицу).

Сравнительная характеристика месторождений Лениногорского района и Майкаина

Характеристика месторождений	Риддер-Сокольное	Тишинское	Стрежанское	Майкаин
Геологоструктурное положение	Поперечная грабен-синклиналь, разбитая на ряд блоков, в ядре крупного антиклинория; залегание пород близко к горизонтальному	Зона смятия, на пересечении ее с зоной субширотных разломов Падение пород	Сочленение зон смятия; крыло и замковая часть синклинали близко к вертикальному	Горст-антиклиналь в пределах крупного антиклинория
Возраст вмещающих пород	D ₂ , нижняя часть березовской свиты Эйфеля	D ₂ , верхняя часть березовской свиты Эйфеля	D ₂ —D ₃ , успенская (верхний Эйфель) и белоубинская (живет — D ₃) подсвиты	Є ₁₋₂ , божекульская свита
Рудовмещающая формация	Раннегеосинклинальная базальт-липаритовая			Раннегеосинклинальная базальт-андезит-дацитовая
Состав вмещающих пород	Алевропелиты, силициты, агломератовые туффиты	Алевролиты, превращенные в кварцсерицитовые сланцы, микрокварциты	Алевролиты, туфы, туффиты, субвулканические порфиры	Туфы среднего и основного состава, андезит-базальтовые порфириты
Проявление вулканизма, синхронного с оруденением	Силициты, андезит-базальтовые порфириты	Андезит-базальтовые порфириты	Лавы, лавобрекчии и туфы кислого, реже среднего и основного состава	Туфы, лавы, андезит-базальтовые порфириты
Интрузии	Субвулканические липаритовые порфиры D ₂ —D ₃			Субвулканические габродиабазы, Сп
Морфология рудных тел	Межпластовые линзы и залежи сменяются на глубину штокверковыми зонами и крутопадающими жилами	Столбообразные рудные тела с раздувами и пережимами	Межпластовая залежь; на глубине крутопадающие линзы и жилы	Линзообразные залежи, иногда сильно раздутые, крутопадающие
Положение в палеовулканических структурах	Зона, удаленная на несколько километров от центра вулканизма, депрессия неглубокого моря	Вулканические центры находились в рудном поле	Склоны вулканических сооружений (депрессии)	Палеовулканическая депрессия кальдерного типа
Ведущий тип оруденения	Полиметаллический	Колчеданно-полиметаллический		Барит-полиметаллический, колчеданно-барит-полиметаллический
Отношение Cu:Pb:Zn	Верхний горизонт — 0,2:1:2; нижний горизонт — 1,25:1:2,4	0,46:1:5,4	2:1:5,6	1,25:0,5:3,0
Элементы-спутники	Cd, Se, Te, Bi	Cd, Se, Te, Bi	Bi, Se, Te, Ge, In	Cd, Bi, In, Te, Se
Генетические типы руд по этапам и их минералогический состав	1. Гидротермально-осадочные (галенит-пирит-сфалеритовые) 2. Гидротермально-метасоматические (халькопирит-галенит-пирит-сфалеритовые)	1. Гидротермально-осадочные (пиритовые, возможно сфалерит-пиритовые)	1. Гидротермально-осадочные (сфалерит-пиритовые) 2. Гидротермально-метасоматические (галенит-халькопирит-пирит-сфалеритовые)	1. Гидротермально-метасоматические (пиритовые)
	II этап			
	3. Гидротермальные жильные (сфалерит-халькопиритовые и золото-барит-полиметаллические)	2. Гидротермально-метасоматические (галенит-халькопирит-пирит-сфалеритовые)	3. Регенерированные в контакте с субвулканическими порфирами (халькопирит-пиритин-пирит-сфалеритовые)	2. Гидротермально-метасоматические (галенит-халькопирит-сфалерит-баритовые, борнит-баритовые)
Текстуры руд различных генетических типов	1. Слоистые, ритмично-слоистые, обломковидные, оползневые, гравитационные, конcretionные 2. Массивные, пятнистые, колломорфные 3. Крустификационные брекчиевые	1. Слоистые, сгустковые 2. Полосчатые, массивные, прожилково-вкрапленные, сланцеватые, плейчатые	1. Слоистые, ритмично-слоистые 2. Полосчатые, сланцеватые, плейчатые, вкрапленно-прожилковые 3. Атакситовые, пятнистые, вкрапленные	1. Массивные, полосчатые, брекчиевые, сланцеватые 2. Брекчиевые, полосчатые, гнездово-вкрапленные
Динамометаморфизм пород и руд	Слабый	Интенсивный		Интенсивный для рудных пирититов

Большинство месторождений Рудного Алтая образовалось, по нашим данным, в три этапа: гидротермально-осадочный, гидротермальный (основной) и метаморфогенно-гидротермальный. Доскладчатый гидротермально-осадочный этап выделен нами на основании изучения месторождений Лениногорского района. Главная масса руд алтайских месторождений образовалась в несколько стадий гидротермального этапа путем метасоматоза или реже при выполнении полостей и трещин. Последовательность проявления стадий сохраняется неизменной (серноколчеданная, медно-цинковая, полиметаллическая и барит-полиметаллическая), что свидетельствует о закономерном изменении состава рудообразующих растворов во времени.

Метаморфогенно-гидротермальный этап проявился по-разному в месторождениях, расположенных в зонах смятия и вне их. Первые подвергались интенсивному динамометаморфизму (катаклазу, смятию, перекристаллизации), во вторых локально проявился катаклиз; в тех и других месторождениях возникали карбонатно-кварцевые жилы альпийского типа с крупнозернистыми переотложенными сульфидами. Все это отражено в текстурных особенностях руд (см. таблицу).

Риддер-Сокольное месторождение приурочено к пологолежащим эйфельским породам грабен-синклинали, поперечной по отношению к Синюшинскому антиклинорию. По данным Г. Ф. Яковлева [13], блок грабена испытал весьма раннюю консолидацию в среднем девоне, в связи с чем вмещающие породы и руды месторождения сохранили близкое к горизонтальному залегание и слабо метаморфизованы.

Рудовмещающими являются породы крюковской (алевропелиты с прослоями вулканитов) и лениногорской свит (агломератовые туффиты). Участок месторождения блоково-складчатого строения [10] состоит из двух горст-антиклинальных поднятий северо-западного простирания, по обе стороны которых расположены ступенчато опускающиеся блоки. В центральном приподнятом блоке находилась Основная Риддерская залежь, а к западу от нее, в сброшенном на 90—100 м крыле, 2-я Риддерская залежь. Обе эти залежи слагают в крюковской свите верхний полиметаллический горизонт оруденения, сформированный, по нашим представлениям, в I этап. Нижний горизонт с медно-цинковым оруденением представлен крутопадающими зональными жилами в породах лениногорской свиты и относится к первой цинково-медной стадии II этапа. Во вторую барит-полиметаллическую стадию образовались золото-содержащие кварц-баритовые купола в верхней части месторождения. В III метаморфогенно-гидротермальный этап произошло внедрение секущих тел эксплозивных брекчий, содержащих обломки руд I и II этапов, и частичная регенерация оруденения (сульфидно-серицитовые руды).

2-я Риддерская залежь отличается строго выдержанным согласным залеганием с вмещающими углистыми алевропелитами. Форма отдельных рудных тел и залежи в целом пластовая. Мощность сульфидных прослоев колеблется от долей до нескольких десятков сантиметров, достигая вблизи сбросо-сдвига 1—3 м. В залежи преобладают полиметаллические руды, сравнительно редки серноколчеданные. По текстурным особенностям, кроме ранее описанных нами слоистых руд [7], выделены обломковидные, так называемые валунные и своеобразные массивные руды. Залежь состоит в основном из слоистых и обломковидных руд. Прослеживается смена типов оруденения в направлении от Центрального блока через зону сброса на запад к флангам залежи.

Основная Риддерская залежь сложена сплошными рудами полиметаллического состава, а ее лежащий бок — вкрапленно-прожилковыми. Зона измененных пород в лежащем боку составляет несколько десятков метров, а висячем измеряется единицами метров. Массивные, пятнистые и коломорфные текстуры сплошных руд свидетельствуют об отло-

жении их в полости отслаивания. Вкрапленно-прожилковое оруденение — типично метасоматическое.

Валунные руды вскрыты к западу от залежи на протяжении более 100 м по падению в одной из ветвей зоны сбросо-сдвига, мощность которой 0,5—3,0 м. Алевропелиты в зоне нарушения интенсивно перемяты, осветлены, пронизаны серией кальцит-доломитовых жил с крупными (0,2—3 м в поперечнике) округлыми глыбами сплошных полиметаллических руд, аналогичных рудам Основной Риддерской залежи, представляющих собой типичные тектониты. По периферии глыб руда перекристаллизована: более крупнозерниста, структура ее порфириобластовая.

Непосредственно к западу от зоны нарушения 2-я Риддерская залежь образвана прослоями обломковидных руд, разделенных более мощными пачками алевропелитов со слойками вкрапленной полиметаллической руды. Обломковидные руды представляют особый интерес для расшифровки генезиса руд 2-й Риддерской залежи, поэтому остановимся на них более подробно. Вблизи зоны сбросо-сдвига развиты грубообломочные руды, в которых размер обломков 0,5 м и меньше, а мощность пластов 1—2 м. По мере удаления от зоны в западном направлении грубообломочные прослои сменяются мелкообломочными и заметно уменьшается их мощность. На расстоянии 30—100 м от зоны наблюдается уже ритмичное чередование алевропелитов и прослоев вкрапленной полиметаллической руды, а еще далее — только тонкая рудная сыпь, слойки и линзочки седиментного пирита.

Для обломковидных руд характерно: 1) залегание в виде прослоев, согласных с вмещающими породами и слоистыми рудами; 2) зависимость мощности и протяженности пластов от размера слагающих их рудных обломков (грубообломочные — более мощные, но выклиниваются на сравнительно коротком расстоянии, мелкообломочные — маломощные, но более протяженные); 3) хаотическое нагромождение обломков в грубообломочных разностях и градиционная слоистость в мелкообломочных; 4) ровная верхняя граница и неровная бугристая нижняя, что обусловлено проседанием наиболее крупных обломков в осадок; 5) плавное облекание обломков слоями цементирующего их темно-серого алевропелита, прогибание слойков под крупными глыбами и оползание их с боков глыб с образованием фестончатых складочек. Все эти признаки указывают на отложение обломковидных руд в еще не полностью литифицированных глинистых осадках и позволяют рассматривать их как оползневые брекчии.

Рудные обломки обычно преобладают над нерудными. Наиболее часты обломки массивных мелкозернистых галенит-сфалеритовых руд, колломорфных полиметаллических, пиритовых, халькопирит-пиритовых или галенит-пиритовых. Характерно, что зонки и ритмично чередующиеся полосы в такой руде срезаются краями обломков, что противоречит возможным предположениям о их метасоматической природе. Важно отметить, что среди обломков не встречены барит-полиметаллические и цинково-медные руды II этапа.

Весь приведенный фактический материал позволяет прийти к выводу, что как рудные тектониты в зоне сбросо-сдвига, так и обломковидные руды могли образоваться в результате оползания и переотложения руд Основной Риддерской залежи. Геологическая обстановка крюковского времени, реконструированная Б. Л. Чепрасовым и др. [10], показывает, что такие предположения вполне реальны. Именно в это время формировалась конседиментационная горст-антиклинальная структура месторождения, в результате чего Основная Риддерская залежь оказалась приподнятой более чем на 100 м по сравнению с опускавшимся к западу от нее блоком 2-й Риддерской залежи. Причиной разрушения алевропелитов, перекрывавших Основную Риддерскую залежь, и славивших ее руд могли быть блоковые тектонические подвижки, возможно,

связанные с сейсмичностью и вулканизмом. Формирование горизонтов обломковидных руд, фиксирующее периоды неспокойной тектонической обстановки, сменялось отложением алевропелитов со слоистыми рудами в более спокойных условиях. Последние могли образоваться как путем перемива рудного материала Основной Риддерской залежи, так и при непосредственном излиянии гидротерм в илистые осадки на дно неглубокого моря. На основании этих материалов можно прийти к выводу об эйфельском возрасте не только слоистых руд 2-й Риддерской залежи, но и гидротермально-метасоматических Основной Риддерской залежи. Те и другие отнесены к I доскладчатому гидротермально-осадочному этапу минералообразования. Судя по увеличению мощности рудных слоев к востоку, т. е. к зоне конседиментационного сбросо-сдвига, район поступления гидротерм был приподнимавшийся Центральный блок месторождения, где в кривоковское время отлагались силициты и гидротермально-метасоматические руды.

На Тишинском месторождении к образованиям I гидротермально-осадочного этапа отнесена пылевидная вкрапленность, стяжения и крупная залежь тонкодисперсного пирита, а также слабо проявленная сфалерит-пиритовая минерализация в алевролитах сокольной свиты эйфеля. Во II гидротермально-метасоматический этап на них наложились богатое колчеданно-полиметаллическое оруденение. Руды мобильной Кедровско-Бутачихинской зоны смятия испытали интенсивный динамометаморфизм (кливаж, будинаж, образование поперечных трещин растяжения). В этих рудах широко распространены полосчатые текстуры. Метаморфическая природа последних подтверждается внутренней гранобластовой или ориентированно-гранобластовой структурой слагающих руду сульфидов, прорастанием их слюдистыми минералами по плоскостям расщепления, постепенными переходами полосчатых текстур в плейчатые. Хрупкие минералы — пирит и кварц, как правило, подвергаются катаклазу.

На Стрежанском месторождении выделена синхронная с осадконакоплением сфалерит-пиритовая минерализация в алевропелитах и туффитах успенской и белоубинской свит эйфеля — живета. К I этапу, вероятно, относятся гидротермально-метасоматические колчеданно-полиметаллические руды 4-го рудного тела. Те и другие испытали интенсивные деформации и подверглись термальному воздействию субвулканических порфиров. Зона контактового воздействия измеряется несколькими метрами. Преобразования руд, описанные В. Г. Золотаревым [2], Н. Г. Сухаревым и И. В. Покровской [8], заключаются в следующем: 1) в исчезновении слоистых и полосчатых текстур и замене их атакситовыми и пятнистыми; 2) в возникновении пирротина вместо пирита (возгон серы), арсенопирита за счет мышьяка, содержавшегося в пирите; 3) в образовании турмалина и переходе углистого вещества в графит; 4) в отложении в порфирах и в контакте с ними пирротин-галенит-сфалеритовых руд, что могло быть связано либо с дополнительным привнесом Pb и Zn, либо с регенерацией ранее отложенных сульфидов. Все эти преобразования происходили в девоне, так как установлено внедрение порфиров в еще не полностью литифицированные осадки белоубинской свиты живета (Н. Г. и В. К. Сухаревы).

Наличие гидротермально-осадочного оруденения, явления оползания и переотложения явно гидротермально-метасоматических руд позволяют утверждать, что рудообразование на изученных месторождениях началось еще в девоне. Все руды II этапа формировались в литифицированных породах в периоды возобновления активности рудогенерирующих очагов, связанных с новыми импульсами тектонических движений, проявившимися, по В. П. Нехорошеву [4], в живете или фране.

Преобразования руд метаморфогенно-гидротермального этапа начались уже в верхнем девоне и совпадают со временем контактового ме-

таморфизма руд субвулканическими порфирами. Динамометаморфизм руд был, вероятно, связан с основной на Алтае саурской фазой складчатости, происходившей, по А. К. Каюпову, на границе S_1 и S_2 .

Изотопный состав рудного свинца и серы сульфидов указывает на глубинный гомогенный источник для всех этапов оруденения [1, 6, 11]. Идентичность изотопного состава свинца руд I этапа и породного свинца, низкие коэффициенты его вариаций свидетельствуют о том, что таким источником мог быть очаг девонского вулканизма. Связь алтайских месторождений с вулканизмом подтверждает и выявленная зависимость этажности оруденения от этапности проявления вулканизма [12].

Структура Майкаинского рудного поля рассматривается [3] как вулканито-тектоническая. Это депрессия кальдерного типа, сложенная вулканитами кембрийской базальт-андезит-дацитово-гранитной формации, характерной для раннего этапа геосинклинального развития. Положение рудных залежей определяется элементами этой структуры и зонами рассланцевания, тяготеющими к контакту двух свит: нижней — лавовой и верхней — туфогенной. Залежи залегают согласно с вмещающими вулканитами и имеют линзообразную форму.

Руды Майкаина сформировались в два этапа — колчеданный и барит-полиметаллический, разобщенные во времени складчатой и дизъюнктивной тектоникой. В колчеданный этап синхронно с вулканитами образовались пиритовые руды и серицит-кварцевые метасоматиты. Позднее, в процессе регионального метаморфизма колчеданные руды вместе с вмещающими вулканитами и кварц-серицитовыми метасоматитами были неравномерно рассланцованы. Пиритовые руды в результате тектонических напряжений повсеместно подвергались хрупким деформациям, выразившимся в дроблении зерен и агрегатов пирита. Довольно часто катаклиз пирита сопровождался милонитизацией, перекристаллизацией и переотложением значительных его масс.

Минеральные ассоциации барит-полиметаллического этапа либо развивались метасоматическим путем в рассланцованных вулканитах (кварц-серицит-хлоритовых сланцах), либо отлагались в трещинах дробления и по сланцеватости в ранней пиритовой руде. Наблюдаемые взаимоотношения колчеданных и барит-полиметаллических руд позволили сделать вывод о значительном разрыве во времени их формирования, который подтверждается лабораторными исследованиями. В частности, калий-аргоновым методом по серициту А. И. Ивановым в лаборатории абсолютного возраста ИГН АН КазССР определен временной диапазон рассланцевания в 350—250 млн. лет. Полученный Н. Г. Сыромятниковым и др. [9] абсолютный возраст барит-полиметаллического оруденения по изотопному составу свинца галенитов (320 млн. лет) вполне согласуется с данными А. И. Иванова. Кроме того, колчеданные и барит-полиметаллические руды четко различаются как по температуре их образования, так и по составу остаточных растворов [5].

ВЫВОДЫ

1. Колчеданно-полиметаллические месторождения в геосинклинальных зонах каледонского и герцинского возраста имеют много общего. Рудообразование в них было многоэтапным и происходило по единой схеме. Первый этап на месторождениях Лениногорского района — гидротермально-осадочный, на Майкаине — синвулканический. Главную роль в формировании промышленно-ценных руд играл II этап, протекавший на тех и других месторождениях в три стадии: серноколчеданную, медную или медно-цинковую и полиметаллическую или барит-полиметаллическую. Динамометаморфизму подвергались руды I и в меньшей степени (на Алтае) II этапов. В контакте с послерудными дайками и интрузиями отмечен термальный метаморфизм руд.

2. Руды формировались в условиях непрекращающейся активности глубинного магматического очага, производными которого были рудовмещающие вулканиты, гидротермально-осадочные и гидротермально-метасоматические руды, эксплозивные брекчии и послерудные дайки.

Л и т е р а т у р а

1. Авдонин В. В., Воинков Д. М., Гриненко Л. Н., Демин Ю. И. Изотопный состав серы сульфидов различных групп месторождений Лениногорского района (Рудный Алтай).— Геол. рудн. месторожд., 1972, № 3.
2. Золотарев В. Г. Закономерности образования и локализации колчеданно-полиметаллических руд на месторождениях Белоубинского синклинория (Рудный Алтай). М., 1975.
3. Каинов А. Д., Таран А. Н. Кембрийский вулканизм и медноколчеданное оруденение Майкаинского рудного поля.— В кн.: Магматические и метаморфические комплексы Казахстана. Балхаш, 1974.
4. Нехорошев В. П. Геология Алтая. Госгеолтехиздат, 1958.
5. Парилов Ю. С., Яренская М. А., Михалева В. А. Особенности формирования колчеданно-полиметаллических руд месторождения Майкаин (Центральный Казахстан).— Геол. рудн. месторожд., 1977, № 3.
6. Покровская И. В., Замятин Н. И. Изменение изотопного состава серы сульфидов в процессе образования Риддер-Сокольного месторождения.— Изв. АН КазССР, серия геол., 1973, № 6.
7. Покровская И. В., Ковриго О. А. О вулканогенно-осадочном происхождении слоистых полиметаллических руд Риддер-Сокольного месторождения.— Геол. рудн. месторожд., 1970, № 3.
8. Сухарев Н. Г., Покровская И. В. Геология и оруденение Стрежанского месторождения (Рудный Алтай).— Изв. АН КазССР, серия геол., 1975, № 4.
9. Сыромятников Н. Г., Замятин Н. И., Яренская М. А. и др. Генетические особенности и возраст колчеданных месторождений Майкаин и Сувенир по изотопным данным.— Изв. АН КазССР, серия геол., 1976, № 5.
10. Чепрасов Б. Л., Покровская И. В., Ковриго О. А. О полигенном характере оруденения Риддер-Сокольного месторождения.— Геол. рудн. месторожд., 1972, № 6.
11. Шилов Л. И., Ковриго О. А., Покровская И. В., Шилов В. И., Лебедев В. Н. Изотопный состав свинца Риддер-Сокольного и Тишинского месторождений.— Геохимия, 1971, № 2.
12. Щерба Г. Н., Покровская И. В., Ковриго О. А. Некоторые особенности вулканогенного рудообразования на примере месторождений Алтая и Центрального Казахстана.— Труды Ин-та геол. и геох. УНЦ АН СССР, 1973, вып. 102.
13. Яковлев Г. Ф. О генезисе и возрасте алтайских колчеданно-полиметаллических месторождений.— Вестник МГУ, серия геол., 1972, № 2.

Э. Г. Дистанов, К. Р. Ковалев, В. Г. Пономарев

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ И ТИПЫ КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ЗОН СИБИРИ

Колчеданно-полиметаллические месторождения — наиболее распространенные и промышленно важные среди полиметаллических месторождений юга Сибири, они в значительной мере определяют металлогенический облик этого региона. Ранее в металлогенических построениях отдельные полиметаллические рудные районы складчатых областей юга Сибири рассматривались изолированно. Открытие ряда новых месторождений в областях докембрийской складчатости, непосредственно примыкающих к Сибирской платформе, и в кембрийских отложениях Западного Забайкалья повлекло за собой выделение В. С. Кормилицыным [4], а затем и рядом других геологов Енисейско-Байкальского полиметаллического пояса, обрамляющего с юга остро-

угольный выступ Сибирской платформы. Обобщение новых данных по полиметаллическим рудным районам этой обширной территории, в частности по колчеданно-полиметаллическим месторождениям, позволяет говорить о существовании Южно-Сибирской полиметаллической провинции. Она приурочена к полициклической складчатой системе Алтае-Саянской складчатой области Енисейского кряжа и Западного Забайкалья, обрамляющей с юга Сибирскую платформу, которая является частью Центрально-Азиатского складчатого пояса (см. фигуру).

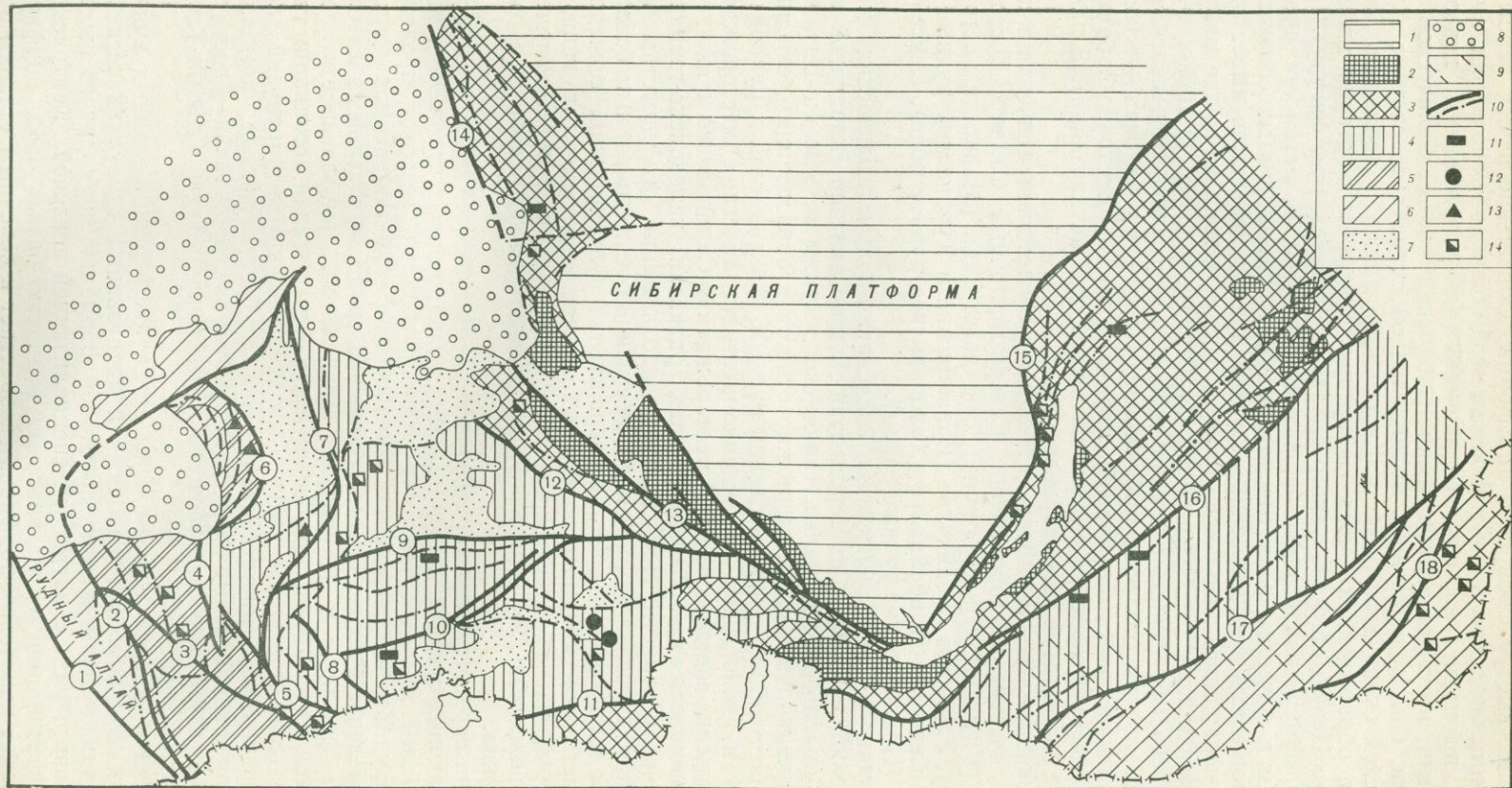
По приуроченности месторождений к отдельным металлогеническим эпохам и областям развития разновозрастных складчатых сооружений и наложенных тектонических структур рудная провинция имеет отчетливо выраженное зональное строение. Намечаются следующие металлогенические зоны (от более древних к более молодым). 1) Байкало-Саяно-Енисейская (области байкальской складчатости); 2) Алтае-Саяно-Забайкальская (области каледонской, в западных районах — полициклической каледонско-герцинской складчатости); 3) Восточно-Забайкальская (зона мезозойской тектоно-магматической активизации). В данном случае она нами не рассматривается.

Основные рудные районы, в которых сосредоточены колчеданно-полиметаллические месторождения: Северо-Восточный Салаир, Восточная Тува (Улугуйская рудная зона), Западный Саян (Маинское месторождение), Западное Забайкалье (Еравнинский и Курбинский рудные районы), Северное Прибайкалье (Холоднинское рудное поле), Енисейский кряж (Приангарский рудный район).

Подавляющее большинство колчеданно-полиметаллических месторождений, изученных на территории Алтае-Саянской складчатой области, Западного Забайкалья, Енисейского кряжа и Байкало-Витимской геосинклинальной системы, можно отнести к образованиям, связанным с раннегеосинклинальным базальтоидным вулканизмом, к рудной формации вулканогенных колчеданно-полиметаллических месторождений. Исключение составляют лишь месторождения Салаирского кряжа, сформировавшиеся на поздних этапах развития каледонско-герцинской складчатой области. По условиям рудоотложения, особенностям геологического строения и формам связи с раннегеосинклинальным базальтоидным магматизмом среди месторождений вулканогенной колчеданно-полиметаллической формации выделяются два основных типа, или субформации: 1) субвулканические гидротермально-метасоматические месторождения; 2) стратиформные гидротермально-осадочные месторождения.

Для первой группы характерен метасоматический облик рудных тел, залегающих среди алюмосиликатных вулканогенных отложений, многостадийный характер процесса рудообразования, широкое проявление окolorудного метасоматоза и зональность в строении ореолов окolorудно-измененных пород. Отмечается важная роль структурных и литологических факторов в локализации оруденения, приуроченность рудных залежей к вулканотектоническим структурам, тесная ассоциация гидротермального процесса с внедрением субвулканических интрузий дифференцированных раннегеосинклинальных базальтоидных комплексов. Наиболее характерные представители этих месторождений — достаточно хорошо изученные месторождения Восточной Тувы (Кызыл-Таштыг, Дальнее, Кызыл-Таш).

Месторождения расположены среди дифференцированных вулканогенных, вулканогенно-осадочных и интрузивных субвулканических образований базальт-андезит-дацитовый формации нормального щелочно-земельного ряда с натриевой специализацией щелочей. Контрастность дифференциации (от базальтовых и андезит-базальтовых порфиритов до риолит-дацитовых порфиров) возрастает к конечным стадиям вулканической активности.



В региональном плане размещение месторождений контролируется крупными разрывными структурами зон глубинных разломов (в частности, Каахемского разлома), к некоторым из них, а также к местам их сочленения приурочены участки повышенной вулканической активности, кустового многоэтапного проявления субвулканического интрузивного магматизма и гидротермальной деятельности. В формировании рудоконтролирующих тектонических структур этой группы месторождений большое значение имели блоковые движения, синхронные с процессами эвгеосинклинального вулканизма, приводившие к широкому проявлению брахиформных складчатых структур, интенсивному смятию пород в приразломных участках и образованию секущих и экранированных структур, благоприятных для локализации оруденения.

Для этой группы месторождений характерно развитие околорудных изменений в виде предрудной пропицитизации, серицитизации и окварцевания вмещающих пород. Наряду с этими процессами нередко проявляется синрудный мигнезиальный метасоматоз в форме оталькования, хлоритизации и доломитизации вмещающих пород и ранних метасоматитов. Наиболее четко это отмечается на месторождении Кызыл-Таштыг [1]. Широко развит, особенно на ранних стадиях рудообразования, гелевый метасоматоз. Метасоматические колчеданно-полиметаллические руды содержат элементы-примеси, среди которых следует выделить сурьму, мышьяк, олово, кобальт, индий, висмут. Этот тип субвулканических колчеданно-полиметаллических месторождений довольно детально изучен во многих рудных провинциях и особенно на примерах Южноуральских месторождений (Сибай, Учалы, Гай, Блява, Им. XIX партсъезда и др.).

Вторая группа месторождений представлена стратиформными субмаринными гидротермально-осадочными рудными залежами. К ним относятся группа месторождений Еравнинского рудного района Бурятии (Озерное, Ульдзуйтуй, Звездное), Курбинского рудного района (Зангода), Холоднинское месторождение в Олоkitской рудной зоне Северного Прибайкалья, ряд месторождений Енисейского кряжа (Линейное и др.), Маинское месторождение в Западном Саяне.

Месторождениям этого типа присущи следующие черты: 1) согласный пластовый характер рудных залежей; 2) многоярусное расположение рудных тел в разрезе; 3) высокая степень концентрации рудного вещества, существенная роль сплошных сульфидных руд; 4) относи-

Схема размещения колчеданно-полиметаллических месторождений в структурах складчатого обрамления юга Сибири (тектоническая основа составлена по данным В. А. Кузнецова, А. Л. Яншина, П. М. Хренова, Л. И. Салопа)

- | | | |
|--|--|---------------------------------------|
| 1 — Сибирская платформа; | 10 — зоны глубинных разломов, | 3 — Чарышско-Теректинский, |
| 2 — выступы древних структур, | второстепенные разломы; | 4 — Сарасинский, |
| сложенных породами архея; | 11 — 14 — колчеданно-полиметаллические месторождения; | 5 — Курайский, |
| 3 — области байкальской (протерозойской) складчатости; | 11 — вулканогенные гидротермально-осадочные, | 6 — Салаирский, |
| 4 — области каледонской складчатости; | 12 — субвулканические гидротермально-метасоматические, | 7 — Кузнецкий, |
| 5 — области каледонско-герцинской складчатости; | 13 — плутогенные гидротермально-метасоматические, | 8 — Шапшальский, |
| 6 — области герцинской складчатости; | 14 — полиметаллические месторождения других рудных формаций. | 9 — Саяно-Минусинский, |
| 7 — герцинские краевые и межгорные прогибы; | Глубинные разломы (цифры на схеме): | 10 — Саяно-Тувинский, |
| 8 — Западно-Сибирская плита; | 1 — Иртышский, | 11 — Агардагский, |
| 9 — области интенсивной мезозойской тектоно-магматической активизации; | 2 — Северо-Восточная зона смятия, | 12 — Сисимо-Казырский, |
| | | 13 — Главный Восточно-Саянский, |
| | | 14 — Приенисейский, |
| | | 15 — краевой шов Сибирской платформы, |
| | | 16 — Удино-Витимский, |
| | | 17 — Чикой-Ингодинский, |
| | | 18 — Урулюнгуевский |

тельно простой минеральный состав руд; 5) широкое развитие в слабо метаморфизованных разностях первичных слоистых и брекчиевых седиментационных текстур, наличие структур метаколлоидной кристаллизации основных рудных масс; 6) общие низкие содержания и ограниченный набор элементов-примесей; 7) практически отсутствие околорудных изменений вмещающих пород; 8) общая насыщенность разреза рудовмещающих осадочных пород тонкодисперсным рудным материалом при достаточно четких контактах рудных залежей.

По геологической позиции среди колчеданно-полиметаллических месторождений, связанных с подводной гидротермальной деятельностью, выделяются два типа: залегающие в эвгеосинклинальных вулканогенно-осадочных толщах и среди терригенных и терригенно-карбонатных отложений. Первые встречаются в областях развития раннегеосинклинального вулканизма (зонах краевых глубинных разломов и приразломных трогов, внутригеосинклинальных поднятий). Это месторождения Еравнинского рудного района, Северного Прибайкалья, Западного Саяна (Маинское) и др. Месторождения второго типа характерны для зон сопряжения складчатых областей с жесткими блоками платформ и срединных массивов с ограниченным проявлением синхронного рудообразования вулканизма и глубинной магматической деятельности (месторождения Енисейского края [5]).

Стратиформные гидротермально-осадочные рудные залежи в вулканогенно-осадочных отложениях приурочены к завершающим этапам вулканической деятельности. В сложном двухъярусном разрезе раннегеосинклинальных вулканических и вулканогенно-осадочных отложений, где собственно вулканические породы преобладают в нижних частях и перекрываются вулканогенно-осадочными и терригенно-карбонатными толщами, колчеданно-полиметаллические месторождения гидротермально-осадочного типа, в отличие от гидротермально-метасоматических рудных залежей, расположены преимущественно среди пород верхнего структурного яруса. По времени образования к ним близки поздние субвулканические интрузии диабазовых порфиритов, дацитовых порфиров, габбро-диабазов и различных автомагматических брекчий. Для рудовмещающей толщи наиболее характерны осадочные и туфогенно-осадочные породы с различной долей карбонатных отложений и кремнистых образований типа кварцитов и яшмидов.

В рудных полях стратиформных месторождений второй группы, залегающих среди терригенных и терригенно-карбонатных толщ, отмечается почти полное отсутствие проявлений эффузивов и вулканокластов базальтоидных формаций и устанавливается лишь косвенная связь с процессами синхронного вулканизма. В пределах рудных полей слоистые и вкрапленные серноколчеданные, серноколчеданно-свинцово-цинковые и свинцово-цинковые руды приурочены к строго определенным стратиграфическим и литологическим горизонтам. Рудные поля связаны с зонами разломов — сопряженных систем тектонических нарушений различного порядка. Признаки околорудного метасоматоза либо отсутствуют, либо проявлены незначительно. Связь оруденения с проявлениями магматизма прямо не устанавливается.

Гидротермально-осадочные месторождения отличаются преимущественно согласным залеганием рудных тел и многоярусным расположением их в разрезе рудовмещающей толщи. Рудные тела пластообразной, линзовидной, иногда удлиненной ленточной формы чередуются с нерудными или слабо насыщенными рудным веществом отложениями, образуя рудные пачки или горизонты. На месторождении Озерном в разрезе рудоносной толщи олдындинской свиты нижнего кембрия мощностью 1500 м выделяются три рудоносных горизонта, причем в верхнем расположено 10 согласных рудных тел [3]; на месторождении Холоднинском — три рудоносных горизонта, на Маинском — два рудоносных

горизонта. Несмотря на общую насыщенность разреза рудовмещающих отложений рассеянными рудными минералами контакты рудных залежей довольно четкие.

Одна из главных отличительных особенностей гидротермально-осадочных руд — развитие седиментационных текстур и структур, которые на ряде метаморфизованных месторождений сохраняются лишь как реликтовые. Наиболее полно признаки седиментационного строения колчеданно-полиметаллических руд были описаны нами на Озерном месторождении [2]. Типично отсутствие в осадочных сульфидных рудах скоплений барита, свойственного метасоматическим колчеданно-полиметаллическим рудам. Наряду с этим в пределах рудных залежей известны и гидротермально-метасоматические колчеданно-полиметаллические, барит-сульфидные и сидеритовые руды, возникшие в результате гидротермальной переработки первично-осадочных образований.

По минеральному составу руд среди гидротермально-осадочных колчеданно-полиметаллических месторождений достаточно четко выделяются две группы — сульфидно-силикатно-окисные и сульфидно-кремнисто-карбонатные. Для сульфидно-силикатно-окисных месторождений обычно отмечается вулканогенно-терригенно-кремнистый состав вмещающих толщ, значительное количество кремнезема в составе руд и появление на флангах рудных залежей и в ритмике с сульфидами окислов железа — магнетита и гематита. По составу основных рудных компонентов это колчеданные месторождения со значительными содержаниями меди (Маинское месторождение). Для сульфидно-кремнисто-карбонатных месторождений, залегающих в разрезе вулканогенно- и терригенно-карбонатных отложений (Озерное месторождение и др.), типично развитие в составе руд и на флангах рудных залежей карбонатов с высоким содержанием железа, магния и иногда марганца. Среди слоистых полиметаллических руд отмечаются пирит-сидеритовые ритмиты. В седиментационных типах руд наблюдается почти полное отсутствие меди (сотые и десятые доли процента).

Наиболее распространенные элементы, сопутствующие основным рудным компонентам гидротермально-осадочных руд, — мышьяк, сурьма, кадмий, галлий и марганец. Содержания на уровне фоновых и ниже отмечаются для олова, висмута, хрома, никеля, кобальта, ванадия, титана, молибдена, обычно характерных для гидротермально-метасоматических колчеданно-полиметаллических руд.

Как показывает анализ фактического материала, состав руд гидротермально-осадочных колчеданно-полиметаллических месторождений находится в определенной корреляции с составом вмещающих пород. При отсутствии в разрезе карбонатных отложений и развитии кремнистых пород (кварциты, кремнисто-углеродистые осадки, яшмоиды) сульфиды меди встречаются в составе руд наряду с другими главными минералами. В обстановке же карбонатного осадконакопления создаются условия, благоприятные для миграции соединений меди в морской воде, и месторождения имеют свинцово-цинковый состав. Высокая миграционная способность меди в условиях хлоридных растворов и повышенного давления углекислоты, что соответствует обстановке морского карбонатного осадконакопления, подтверждена экспериментально Д. С. Шляпниковым и Э. К. Штерном [6].

Есть все основания считать, что для изученных нами колчеданно-полиметаллических месторождений Сибири формирование колчеданной составляющей и большей части остальных сульфидов свинца, цинка и меди происходило близко-одновременно, в течение одного этапа гидротермальной деятельности за счет единых гидротермальных растворов. Наиболее четко это видно на примерах слабо метаморфизованных месторождений, поскольку в процессе метаморфизма происходит существенная перестройка первичных текстурных и структурных черт руд и диф-

ференциальное перераспределение рудного вещества в пределах рудных залежей, что создает впечатление наложенного характера галенит-сфалеритовой и халькопиритовой минерализации.

Для гидротермально-осадочных и колчеданно-полиметаллических месторождений в эвгеосинклинальных зонах отмечается ассоциация их с вулканогенно-осадочными месторождениями железа и марганца. В районах с ограниченным развитием синхронного вулканизма они ассоциируют с гидротермально-осадочными свинцово-цинковыми месторождениями (типа Горевского) и стратиформными месторождениями прожилково-вкрапленных свинцово-цинковых руд в карбонатных толщах.

Литература

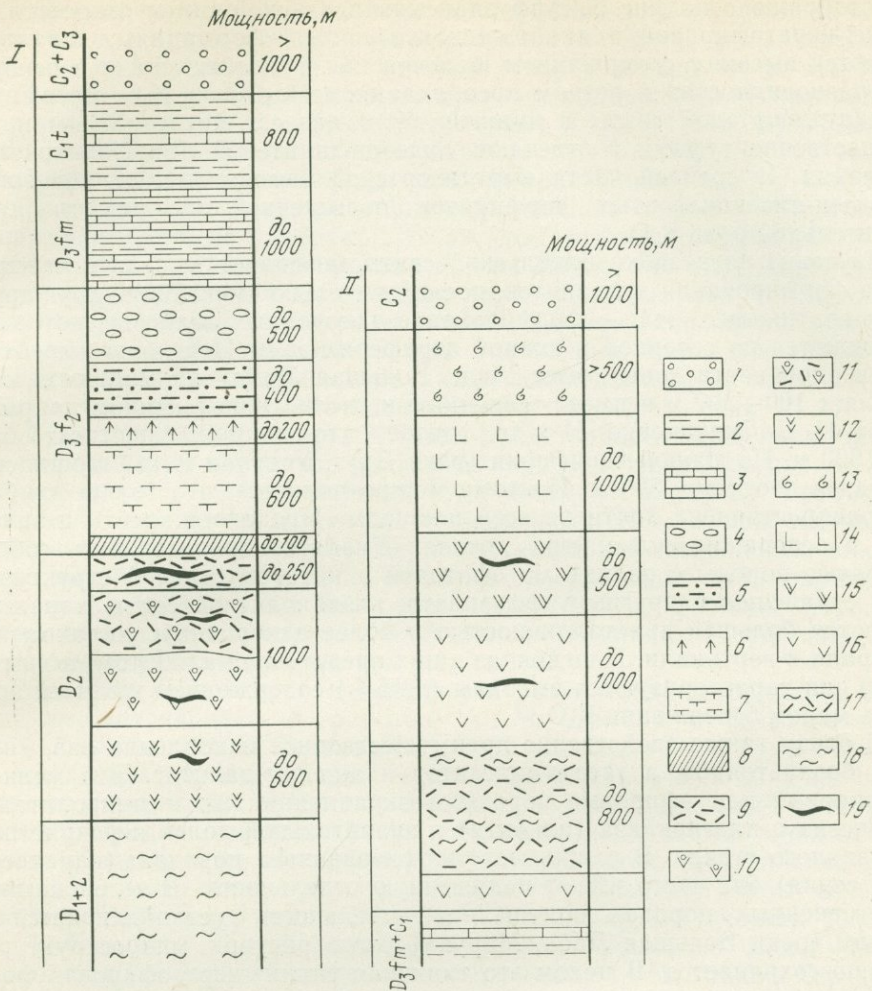
1. Дистанов Э. Г., Ковалев К. Р. О магнизиальном метасоматозе на колчеданно-полиметаллических месторождениях (на примере Восточной Тувы).— Геол. рудн. месторожд., 1968, № 6.
2. Дистанов Э. Г., Ковалев К. Р. Текстуры и структуры гидротермально-осадочных колчеданно-полиметаллических руд Озерного месторождения. Новосибирск, «Наука», 1975.
3. Дистанов Э. Г., Ковалев К. Р., Тарасова Р. С. Геологическое строение и генезис Озерного свинцово-цинкового колчеданного месторождения (Западное Забайкалье).— Геол. рудн. месторожд., 1972, № 2.
4. Кормилицын В. С. Новые полиметаллические рудные районы в складчатом обрамлении юга Сибирской платформы.— Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 1968, 155.
5. Пономарев В. Г. Стратиформные сингенетичные колчеданно-полиметаллические месторождения в протерозойских отложениях Енисейского края.— Геол. и геофиз., 1974, № 11.
6. Шляпников Д. С., Штерн Э. К. Влияние давления углекислоты на растворимость меди в системах $\text{NaHCO}_3\text{—H}_2\text{O—CO}_2$, $\text{KHCO}_3\text{—H}_2\text{O—CO}_2$ и $\text{NaCl—H}_2\text{O—CO}_2$.— В кн.: Геосинклинальные магматические формации и их рудоносность. Свердловск, 1973.

Е. А. Снежко, А. С. Тамбиев

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ КОЛЧЕДАНОНОСНЫХ ВУЛКАНОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ ПАЛЕОЗОЯ СЕВЕРНОГО КAVKAZA

Колчеданоносные вулканогенные формации палеозоя Северного Кавказа приурочены к тектонической зоне Передового хребта, которая представляет собой узкую, но протяженную полосу развития палеозойских пород, ограниченную с севера и юга кристаллическими сланцами условно докембрийского возраста. Среди вулканитов этой зоны выделяются две ассоциации, различающиеся по возрасту и структурному положению. Первая включает базальтоидную и порфиритовую формации. Возраст ее довольно точно датируется как средне-верхнедевонский. Вторая ассоциация — офиолитовая — состоит из основных эффузивов, габбро-диабазов и ультрабазитов, расположена гипсометрически выше карбонатно-терригенной толщи верхнего девона — нижнего карбона и до недавнего времени считалась нижнекаменноугольной. В связи с установлением на Северном Кавказе значительных надвигов и даже покровов [3] возраст ее проблематичен.

Вулканогенный комплекс среднего — верхнего девона развит в зоне Передового хребта, но на значительной площади скрыт под более молодыми образованиями. Породы этой зоны претерпели неравномерные метаморфические преобразования: некоторые из них испытали интенсивный зеленокаменный метаморфизм (урупская серия), другие изменены



Фиг. 1. Схематизированные разрезы вулканогенного девонского (I) и офиолитового комплексов (II)

- 1 — угленосная толща; 8 — кремнистые сланцы, яш-моиды; 12 — диабазы;
 2 — глинистые сланцы и песчаники; 9 — липаритовые плагио-порфиры; 13 — 16 — офиолитовый комплекс:
 3 — известняки; 10 — подушечные базальтовые и андезит-дацитовые порфи-риты; 13 — ультрабазиты,
 4 — туфоконгломераты; 11 — базальтовые и андезит-да-цитовые порфиры, их пи-рокласты, яшмоиды; 14 — габброиды,
 5 — глинистые сланцы, песча-ники; 15 — диабазы,
 6 — субщелочные базальтоид-ные порфиры; 16 — базальтовые порфиры;
 7 — туфогенные породы; 17 — метаморфизованные туфы и филлиты;
 18 — филлиты бахмуткинской свиты;
 19 — колчеданные руды

слабо и хорошо сохранили даже подушечную отдельность (карачаевская серия). Ранее породы обеих серий считались разновозрастными [5]. Однако новые фаунистические данные, сходство строения серий и наличие постепенных переходов по латерали привели большинство геологов к выводу об одновозрастности урупской и карачаевской серий. В дальнейшем изложении обе серии рассматриваются нами как единое целое.

Девонский вулканогенный комплекс четко расчленяется на две примерно равные по мощности части: преимущественно эффузивную (кизил-кольская свита) и вулканогенно-осадочную (картджуртская свита). Строение комплекса изучалось многими геологами. В обобщенном виде

оно отображено на фиг. 1. Эффузивы кизилкольской свиты относятся к спилит-кератофировой и диабаз-альбитофировой формациям, характеризуются высоким содержанием щелочей как в кислых, так и в основных разновидностях и резким преобладанием Na_2O над K_2O . Вулканисты картджуртской свиты в нижней части разреза представлены преимущественно туфами и отвечают андезит-дацитов (порфиритовой) формации. В средней части картджуртской свиты залегает горизонт пироксен-плаггиоклазовых порфиритов повышенной щелочности при значительной роли K_2O .

Изучение разреза кизилкольской свиты позволяет выделить четыре этапа формирования вулканитов, последовательно сменяющие друг друга по вертикали. I этап — формирование однородных диабазов, которые обнажаются по северной и южной периферии зоны Передового хребта. В северной части зоны (реки Уруп, Большая Лаба) их мощность составляет 100—300 м и имеет тенденцию к увеличению в южном направлении. Н. С. Скрипченко [11 и др.] считает, что она может достигать более 1000 м. По южной периферии (реки Даут, Учкулан и др.) мощность диабазов достигает 500 м. Поэтому можно полагать, что толща диабазов распространена почти по всей площади Передового хребта и залегает в основании вулканитов девона. Диабазы представляют собой афировые породы с реликтами офитовой и интерсертальной структуры и по сравнению с другими эффузивами кизилкольской свиты характеризуются большей кристаллическостью и более однородным составом по латерали и вертикали. Плаггиоклаз в них представлен альбитом, и химически они характеризуются высоким (до 5%) содержанием щелочей при очень малом содержании K_2O .

II этапу также свойственно преимущественное накопление лав, вначале базальтоидов, а затем андезитов и андезит-дацитов. Это мелкопорфириновые или афировые породы с вкрапленниками и микролитами пироксена и плаггиоклаза (альбита) и значительной долей перекристаллизованного стекла. В слабо метаморфизованных породах (карачаевская серия) они часто имеют подушечную отдельность. В зеленокаменно-измененных породах подушечная отдельность устанавливается с трудом (реки Большая Лаба, Маруха), хотя рисунок микроструктуры хорошо сохраняется. В целом это типичная спилит-кератофировая формация, основные члены которой характеризуются, как и в диабазах, повышенным содержанием щелочей, резким преобладанием Na_2O над K_2O , но заметно меньшим отношением суммы щелочей к MgO и CaO . В андезитах и дацитах заметно возрастает роль K_2O .

III этап по составу пород почти не отличается от II этапа, но характеризуется очень сложным строением и большой долей (до 30%) пирокластического и даже осадочного материала. Это сложное чередование потоков основных и средних лав с туфами, туфобрекчиями, лавобрекчиями и кремнисто-железистыми породами. В конце III этапа локально происходило излияние кислых лав. Химический и минеральный состав пород II и III этапов во многом сходен, и при малом количестве пирокластического материала они неотличимы.

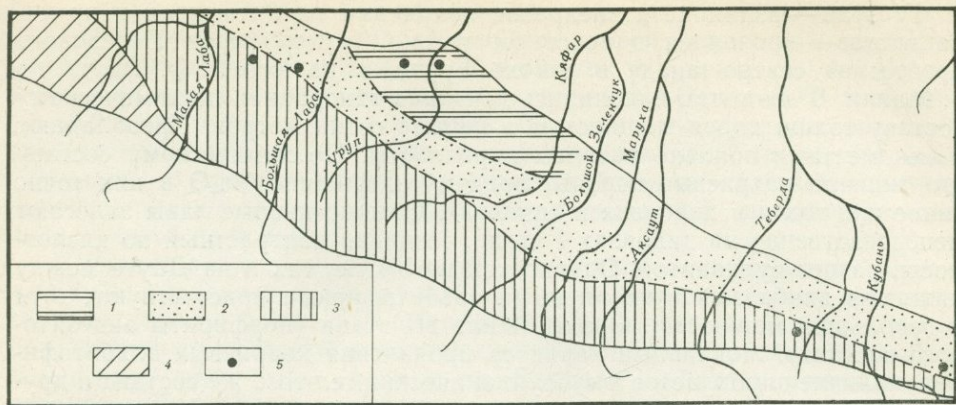
Породы II и III этапов, т. е. спилит-кератофировая формация, прослеживаются почти на всем протяжении Передового хребта, но проявились они неравномерно, и наблюдаются очень значительные изменения по латерали, которые могут быть объяснены наличием местных вулканических аппаратов, близких по своей природе к центральному типу. Таким образом, на протяжении первых двух этапов происходило излияние лав, в III этап резко изменилась тектоническая обстановка, хотя и в этом случае излияние и накопление лав и пирокластов протекало в субмаринных условиях. Эффузивно-эксплозионная толща III этапа по существу заканчивает разрез вулканитов кизилкольской свиты, особенно в осевой части зоны Передового хребта.

IV этап — излияние и внедрение кварцевых альбитофиров и их пирокластов — проявился в основном только по периферии Передового хребта: на северо-западе в районе Урупа, а на юге от р. Даута до р. Малки. В этот этап накопилась довольно однородная по химическому составу толща пород мощностью в первые сотни метров. Преобладают лавы, местами обильно развиты пирокласты. По химическому составу это типично натриевые породы, причем содержание Na_2O в них точно такое же, как и в диабазах и спилитах. Обычно кислые лавы залегают непосредственно на диабазах I этапа, создавая контрастный по кислотности разрез вулканитов. Однако как на Урупе, так и на Дауте между нижними диабазами и кварцевыми альбитофирами присутствуют, хотя и небольшой мощности, породы II или III этапа (порфириды андезитового состава). Локальный характер проявления кварцевых альбитофиров, наличие пирокластов и субвулканических тел того же состава и другие факты свидетельствуют о центральном типе извержений.

Вулканиты картджуртской свиты представлены почти исключительно туфогенными породами, причем на большей части Передового хребта преобладает переотложенный вулканогенный материал. Грубые пирокласты и даже лавы развиты спорадически. Исключение составляют пироксен-плагиоклазовые порфириды повышенной щелочности: они широко распространены и характеризуют завершающий этап формирования вулканитов девона. Это преимущественно порфиристые породы с вкрапленниками пироксена и плагиоклаза с малым содержанием SiO_2 и примерно равным количеством Na_2O и K_2O .

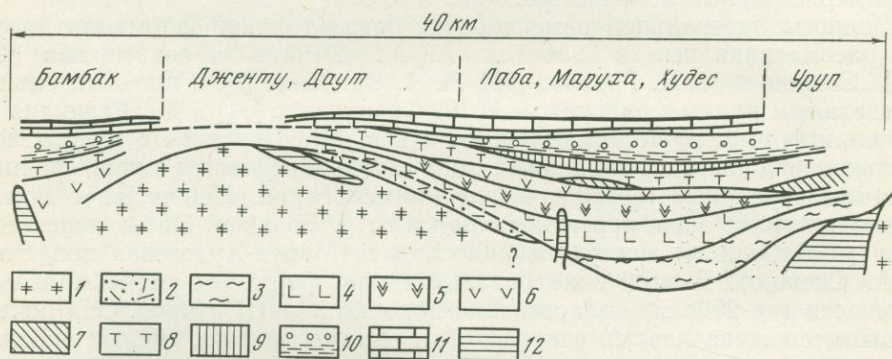
Вопросы латеральной изменчивости базальтоидной формации девона рассматривались в работах А. М. Демина с соавторами [4], Е. А. Снежко и И. И. Грекова [13], Н. А. Савченко [9], а применительно к отдельным рудным районам — Н. С. Скрипченко [11] и др. Различия в строении формации позволяют выделить в зоне Передового хребта несколько продольных фациальных зон, которым, с нашей точки зрения, приданы неудачные географические наименования. Центральное положение занимает зона, протягивающаяся от р. Большой Лабы, через долину р. Марухи до месторождения Худес (Марух-Худесская зона, по Е. А. Снежко). В этой зоне базальтоидная формация максимальной мощности (до 2000 м) представлена породами I—III этапов. Она почти целиком сложена лавами основного и среднего состава, кислые породы для этой зоны не характерны. Здесь же отмечаются и наибольшие мощности картджуртской свиты и ее наиболее полное строение. В частности, только в этой зоне широко распространена толща туфоконгломератов мощностью до 600 м. Не вызывает сомнения, что в момент формирования верхней части картджуртской свиты эта фациальная зона представляла собой наиболее прогнутый участок тектонической зоны Передового хребта.

К югу от первой, в восточной части Передового хребта, расположена вторая — Южная зона, протягивающаяся от р. Теберды до р. Малки. Она также характеризуется значительной мощностью базальтоидной формации (до 1000 м) и контрастным характером ее строения: в нижней части развиты диабазы, а в верхней — кислые лавы и пирокласты IV этапа. Особенностью этой зоны является мощное проявление кислого вулканизма и малые мощности туфогенных пород картджуртской свиты; почти полностью отсутствуют в ней и туфоконгломераты. Вероятно, в момент формирования картджуртской свиты эта зона представляла собой палеовулканическое поднятие. Такое же палеоподняtie устанавливается и в западной части Передового хребта, в районе хребта Дженту, где также отсутствуют туфоконгломераты и мощность картджуртской свиты около 300 м. На этом участке на поверхность выходят кристаллические породы фундамента. К югу от палеоподнятия известна еще одна область развития вулканитов девона, пространственно совпа-



Фиг. 2. Схема зональности развития базальтоидных формаций среднего девона

- 1 — 4 — фациальные зоны:
- 1 — северная (диабазы, липаритовые плагиопорфиры),
 - 2 — центральная (диабазы, андезит-базальтовые и андезит-дацитовые порфиры),
 - 3 — южная (диабазы, андезит-дацитовые порфириты, кварцевые липаритовые порфиры),
 - 4 — Промежуточная зона В. Н. Робинсона (диабазы, порфириты);
 - 5 — колчеданные месторождения



Фиг. 3. Вероятная модель строения базальтоидных формаций девона (тектонические контакты опущены)

- 1 — кристаллические сланцы и гнейсы протерозоя;
- 2 — пестрые сланцы;
- 3 — филлиты среднего палеозоя;
- 4 — диабазы;
- 5 — подушечные базальтовые и андезит-дацитовые порфириты;
- 6 — подушечные лавы и пирокласты;
- 7 — кислые лавы и экструзии;
- 8 — туфогенные породы, яшмы, редко основные и средние лавы;
- 9 — субшелочные базальтоидные порфириты;
- 10 — туфоконгломераты и глинистые сланцы;
- 11 — карбонатные породы верхнего девона;
- 12 — ультрабазиты

дающая с Промежуточной зоной, по В. Н. Робинсону [8]. Вулканы этой зоны изучены слабо. Во время формирования верхней части картджуртской свиты здесь накапливалась толща туфоконгломератов мощностью до 300 м.

К северу от Центральной зоны мощность эффузивов резко сокращается, и в районе Урупа их разрез, так же как и на юге, контрастный: внизу диабазы I этапа, вверху — кварцевые альбитофиры IV этапа, причем мощность тех и других примерно соизмерима — 100—200 м. Картджуртская свита на Урупе представлена мощной толщей осадочных и

туфогенных пород, но туфоконгломераты полностью отсутствуют. По аналогии с разрезом по р. Большой Лабе можно полагать, что к северу от центральной зоны они выклиниваются. Схема зональности базальтоидной формации и вероятная модель строения вулканитов девона приведены на фиг. 2 и 3.

Среди колчеданосных формаций по степени их дифференциации выделяют несколько типов [2, 14]. Применительно к базальтоидной формации Северного Кавказа могут быть выделены следующие формации: 1) однородная или недифференцированная — нижний горизонт диабазов; 2) последовательно дифференцированная — вторая и третья стадии формирования, во время которых изливались лавы от базальтовых порфиритов (спилитов) до дацитов и липаритов (кварцевых альбитофиров); 3) контрастная, которая на отдельных участках определяется условно, так как формирование диабазов и альбитофиров, вероятно, резко разорвано во времени и пока нет достоверных данных, позволяющих рассматривать кварцевые альбитофиры верхней части кизилкольской свиты как дифференциаты диабазов. Указанные формации последовательно сменялись во времени. В начальный этап происходило накопление недифференцированной, однородной формации (диабазовой), а затем дифференцированной, спилит-кератофировой. Недифференцированная формация, вероятно, имеет сплошное площадное распространение, последовательно дифференцированная развита в Центральной фациальной зоне, а контрастная — по периферии зоны Передового хребта.

Колчеданное оруденение известно только в кизилкольской свите базальтоидной формации, а в вулканитах картджуртской не отмечается. Генетическая связь колчеданного оруденения с базальтоидной формацией показана в работах В. И. Смирнова и Т. Я. Гончаровой [12], Н. С. Скрипченко [10]. Его верхний возрастной предел определяется началом накопления туфогенных пород порфиритовой картджуртской свиты. Колчеданное оруденение представлено залежами сплошных сульфидных руд и метасоматическими пиритизированными породами. Оно установлено на разных стратиграфических уровнях формации, но некоторые месторождения (Худес, Уруп, Бескес, Власинчиха) тяготеют к ее верхней части (III и IV этапы). Пространственно промышленные руды расположены или в Центральной фациальной зоне (Худес, Быковское), или в районах, прилегающих к ней (Уруп, Бескес, Даут). Вдоль южной периферии Передового хребта крупные скопления сульфидных руд пока не установлены. Колчеданное оруденение относится к медно-цинковому типу, хотя встречаются и чисто медные (Худес, Скалистое). Интересно, что последние месторождения приурочены к более низким частям формации.

Офиолитовый комплекс обнажается вдоль южной границы зоны Передового хребта и наиболее полно представлен по долинам рек Кяфара, Зеленчука и Марухи. Он залегает на метаморфизованных туфогенно-осадочных породах, возраст которых неясен (по И. И. Грекову и др. [3], возможно, среднедевонский), или на карбонатных породах верхнего девона — нижнего карбона. Контакт комплекса с подстилающими породами производит впечатление согласного, но природа его неясна. Перекрывающие породы, представленные угленосной толщей среднего карбона, залегают с резким стратиграфическим несогласием и размывом. Поэтому возраст офиолитового комплекса по существу не известен.

В целом офиолитовый комплекс представляет собой мощную (до 2000 м) пластообразную стратифицированную залежь, состоящую из четырех горизонтов. В основании — горизонт базальтовых порфиритов, сложный главный образом сильно измененными, слабо порфиритовыми породами, химический состав которых приведен в таблице. В подчиненном количестве встречаются пирокласты основного состава и мелкие

Химический состав вулканитов палеозоя Северного Кавказа (в вес.%)

Порода, этап формирования	Число анализов	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п.	Сумма
Вулканиты базальтоидной формации, D₂														
Диабазы, Уруп (I)	8	51,40	0,86	14,81	4,93	7,37	0,12	5,41	4,95	4,10	0,26	0,10	5,84	100,15
То же, р. Большая Лаба (I)	13	52,23	1,05	15,02	4,33	7,10	0,14	5,76	5,08	4,40	0,28	0,09	4,17	99,65
Афировые базальтовые порфири- ты, р. Большая Лаба (II—III)	18	52,30	0,46	15,80	5,56	5,02	0,16	5,24	6,36	3,83	0,58	0,06	4,49	99,86
То же, Худес (II—III)	13	53,48	0,59	14,53	7,03	5,07	0,28	4,81	4,17	4,79	0,67	0,21	4,29	99,92
Андезитовые порфириты, р. Боль- шая Лаба (II—III)	7	58,57	0,59	15,42	7,07	3,04	0,09	2,46	4,17	5,47	0,24	0,08	2,41	99,61
То же, Худес (II—III)	4	60,30	0,50	12,03	7,00	6,10	0,10	0,95	5,00	4,90	0,81	0,07	2,09	99,91
Дацитовые порфириты, р. Боль- шая Лаба (II—III)	5	63,35	0,85	14,51	4,23	3,91	0,11	2,21	2,43	5,86	0,12	0,12	2,20	99,84
Липаритовые порфиры, Уруп (IV)	4	74,80	0,26	12,75	0,60	2,34	0,03	0,93	0,84	5,33	0,40	0,05	1,52	99,85
Офиолитовый комплекс														
Базальтовые порфириты, р. Ма- руха	10	51,32	1,08	16,27	2,62	7,12	0,18	7,20	5,64	3,65	0,28	0,15	4,54	100,02
Сильно измененный крупнозер- нистый диабаз, р. Кяфар	1	52,54	1,18	12,16	5,60	9,33	0,08	5,54	8,75	2,44	0,01	0,12	2,50	100,25
Мало измененный крупнозерни- стый диабаз, р. Кяфар	1	52,23	0,35	17,21	1,80	4,66	0,05	7,15	10,74	3,71	0,01	0,06	1,55	99,52
Базальтоиды океанического дна [6]	—	49,38	1,32	16,43	2,02	6,98	0,15	8,34	11,26	2,74	0,28	—	—	—

тела кварцевых альбитофиров. По составу базальтовые порфириды горизонта занимают промежуточное положение между базальтоидами кизилкольской свиты и вышележащими диабазами офиолитового комплекса. Выше порфиритов расположен довольно однородный горизонт диабазов, представленный монотонным чередованием разномасштабных массивных диабазов, местами встречаются шпировидные выделения габброидов, подтверждающие генетическую связь с вышележащей залежью габброидов. Диабазы — полнокристаллические, относительно крупнозернистые породы с офитовой структурой, плагиоклаз в них нацело сосюритизирован, а пироксен замещен амфиболом. Помимо пластовых тел встречаются дайки диабазов, секущие базальтовые порфириды. По химическому составу диабазы очень близки к океаническим толеитам (см. таблицу); в них небольшое (до 3%) содержание щелочей и относительно высокое — CaO и MgO. Выше диабазов расположена залежь сосюритизированных полосчатых габброидов. Разрез комплекса заканчивается пластообразным телом серпентинизированных ультрабазитов. Схема строения комплекса с указанием средних мощностей приведена на фиг. 1. Однако местами диабазы и порфириды выпадают из разреза, и непосредственно на известняки верхнего девона налегают габброиды, а затем ультрабазиты. Прекрасные обнажения согласных пологозалегающих пластин известняков, габброидов и ультрабазитов наблюдаются на протяжении 3 км в верховьях р. Кяфар-Агур. Офиолитовый комплекс сопровождается жильными телами габбро-пегматитов, габбро-диабазов, диабазов, плагиогранитов и спессартитов.

Строение офиолитового комплекса Северного Кавказа близко к строению других офиолитовых комплексов, в частности массива Троодос на о-ве Кипр [6], и к строению океанической коры, но в нашем случае наблюдается обратная последовательность. Это позволило А. А. Белову и В. Л. Омельченко [1] высказать предположение, что офиолитовый комплекс Северного Кавказа находится в опрокинутом залегании и надвинут на палеозойские породы. Возраст комплекса, по их мнению, додевонский. Эта гипотеза заслуживает внимания, но есть ряд фактов, противоречащих ей. Укажем прежде всего на наличие в пределах кизилкольской свиты девона многочисленных даек габбро, иногда вместе с ультрабазитами, по составу сходных с габброидами офиолитового комплекса.

Диабазы и базальтовые порфириды офиолитового комплекса включают многочисленные зоны вкрапленного сульфидного оруденения, а в диабазах горы Карабек залегает небольшое тело сплошных халькопирит-магнетитовых руд. Помимо ультрабазитов, входящих в офиолитовый комплекс, на Северном Кавказе широко представлены серпентиниты, слагающие однородные тела, не ассоциирующие с габброидами, содержащие мелкие тела хромитов, асбеста и, вероятно, представляющие самостоятельный комплекс, который здесь не рассматривается.

Таким образом, выделенные комплексы резко отличаются по строению и составу. Базальтоидная формация имеет пестрый состав, хотя в ней и преобладают основные члены. Это по существу дифференцированная серия известковисто-щелочного состава, резко выраженного натриевого облика. Вулканы офиолитового комплекса характеризуются более однородным составом и представляют собой недифференцированную серию, близкую по составу к толеитовому ряду и океаническим базальтам. Намечается разделение комплексов и по характеру колчеданного оруденения. С базальтоидной формацией связаны колчеданы медно-цинкового типа, в офиолитах установлены чисто медные рудопроявления.

Указанные различия, вероятно, объясняются различными геотектоническими условиями формирования комплексов. Офиолитовый комплекс представляет собой, скорее всего, блок океанической коры, надви-

нутый на палеозой Передового хребта; базальтоидный комплекс девона, вероятно, образовался на тонком сиалическом основании, в обстановке, близкой к окраине континента и зоне субдукции (зоне Беньофа).

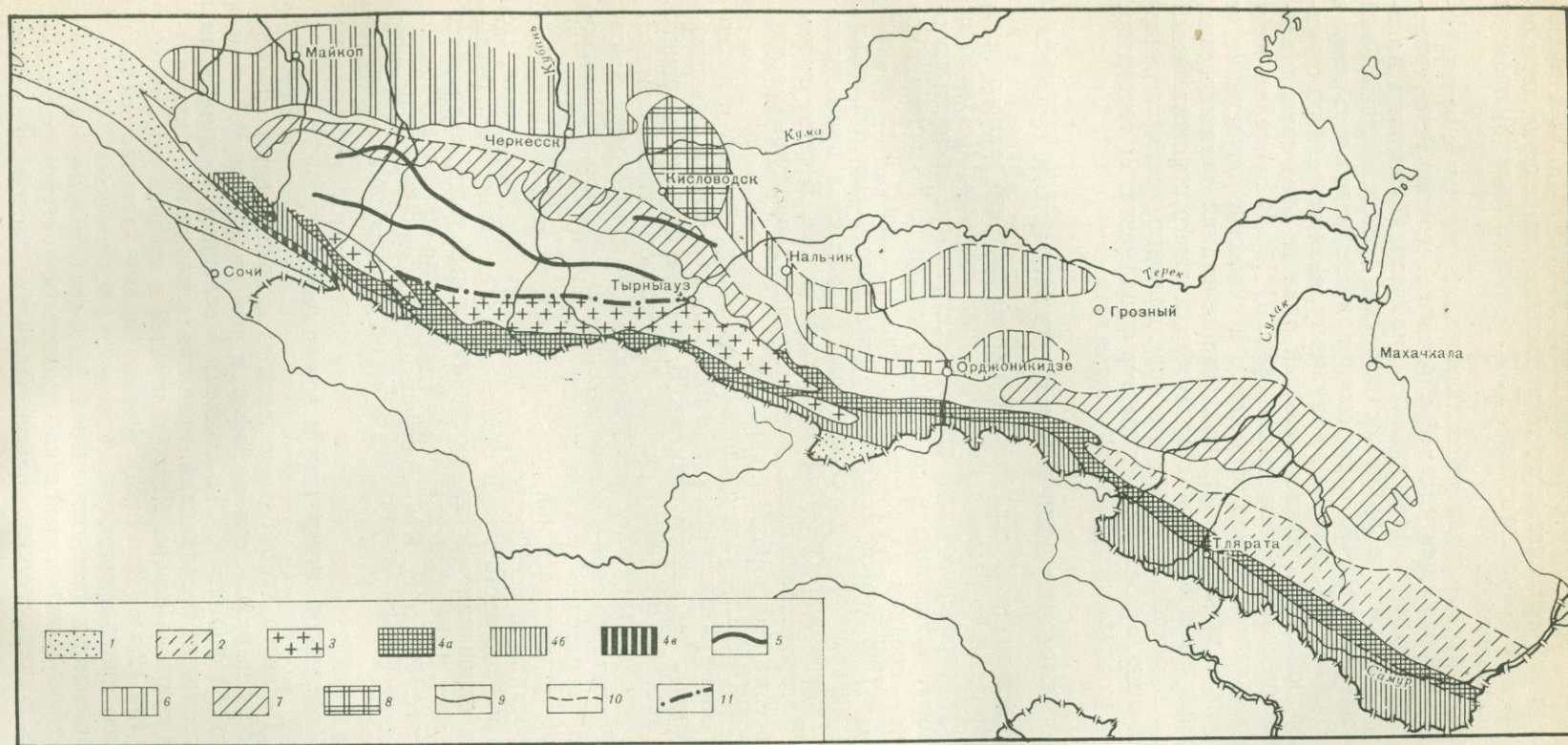
Л и т е р а т у р а

1. Белов А. А., Омельченко В. Л. Офиолиты в структуре Марухского покрова и некоторые вопросы стратиграфии и магматизма палеозоя Передового хребта Северного Кавказа.— Геотектоника, 1976, № 2.
2. Бородаевская М. Б., Ширай Е. П., Кривцов А. И., Курбанов Н. К. Геологофациальная и петрохимическая характеристика силуро-среднедевонских вулканогенных формаций Магнитогорского мегасинклинория.— Труды ЦНИГРИ, 1973, вып. 105.
3. Греков И. И., Кропачев С. М., Момот С. П., Корень Т. Н. Марухский покров в палеозое Северного Кавказа.— Сов. геология, 1974, № 2.
4. Демин А. М., Кропачев С. М., Круть В. В. Девонский вулканогенный комплекс Северного Кавказа.— Изв. АН СССР, серия геол., 1965, № 11.
5. Кизевальтер Д. С. Новая стратиграфическая схема среднепалеозойских отложений Северного Кавказа.— Изв. вузов, геол. и разведка, 1963, № 1.
6. Мурс Э. М., Вайн Ф. Дж. Массив Троодос на Кипре и другие офиолиты как древняя океаническая кора.— В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. «Мир», 1973.
7. Омельченко В. Л. Некоторые особенности среднепалеозойского магматизма бассейна р. Марухи (Западный Кавказ).— Изв. АН СССР, серия геол., 1971, № 12.
8. Робинсон В. Н. Геологический обзор области триаса и палеозоя бассейнов рек Лабь и Белой на Северном Кавказе. Л.— М., 1932.
9. Савченко Н. А. Общие особенности среднепалеозойского периода развития Передового хребта.— В кн.: Колчеданные месторождения Большого Кавказа. «Недра», 1973.
10. Скрипченко Н. С. Вулканогенно-осадочное рудообразование. «Недра», 1966.
11. Скрипченко Н. С. Гидротермально-осадочные сульфидные руды базальтоидных формаций. «Недра», 1972.
12. Смирнов В. И., Гончарова Т. Я. Геологические особенности образования колчеданных месторождений западной части Северного Кавказа.— Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 2.
13. Снежко Е. А., Греков И. И. Девонская система.— В кн.: Геология СССР. Т. IX, ч. 1. «Недра», 1968.
14. Фролова Т. И., Бурикова М. А., Гуцин А. В., Петрова М. А. О петрологических различиях колчеданоносных и неколчеданоносных вулканогенных формаций геосинклиналей.— В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М., 1974.

В. Б. Черницын, К. С. Диваков

ДООРОГЕННОЕ ОРУДЕНЕНИЕ ТЕРРИГЕННО- ВУЛКАНОГЕННЫХ ГЕОСИНКЛИНАЛЕЙ (на примере Большого Кавказа)

Исследования последнего десятилетия позволяют считать, что среди региональных металлоносных структур с интенсивным доорогенным оруденением, кроме типичных эвгеосинклиналей, существенную роль играют прогибы со слабым проявлением вулканизма. Эти структуры изучены недостаточно и в металлургических классификациях геосинклиналей еще не получили отражения. Если учитывать такой признак, как наличие оруденения, то они не находят места и в схемах М. В. Муратова, Л. П. Зоненшайна и других тектонистов, разделяющих прогибы на вулканогенный и терригенный типы. К терригенным они не могут быть причислены, во-первых, из-за хотя и слабого, но имеющегося вулканизма, а во-вторых, большинство геологов поддерживают мнение Е. А. Радкевич, что для таких структур характерно гранитообразование и редко-метальное оруденение.



Фиг. 1. Схема размещения юрского терригенно-вулканического прогиба с доорогенным оруденением среди других металлогенических зон Северного Кавказа

Металлогенические зоны в пределах геосинклинали. 1—2— альпийские: 1— Южный ртутный пояс, 2— Дагестанская ртутно-редкометалльная зона; 3—4— киммерийские: 3— Северная редкометалльная зона, 4— зоны с доорогенным медным, свинцовым и цинковым оруденением (а— Северо-Кавказский полиметаллический пояс с месторождениями свинца и цинка, б— Приводораздельная зона с медным и медно-свинцово-цинковыми месторождениями, в— Шахе-Санчарская подзона с полиметалли-

ческим оруденением). Минерагенические зоны на эпигерцинской платформе. 5— контуры юрских железорудных бассейнов; 6— Предкавказская зона осадочных месторождений марганца; 7— Предгорная зона месторождения галлита, гипса, серы и др.; 8— Кавминводский район. 9—10— контуры зон: 9— установленные, 10— предполагаемые; 11— Пшекиш-Тырныаузский глубинный разлом

Таким образом, если при классификации эвгеосинклиналей принимать во внимание их металлогению, то необходимо выделить переходного, терригенно-вулканического типа. Г. А. Твалчрелидзе [3] называл такие прогибы сланцевыми.

К терригенно-вулканогенным эвгеосинклиналям, наряду с отдельными варисцидскими зонами центральной Европы и Америки (Реногерцинская, северо-западная часть эвгеосинклинальной зоны Пьемонт в Аппалачах и др.), относится и ранне-среднеюрский эвгеосинклинальный прогиб Большого Кавказа. Он охватывает приводораздельную зону и южный склон Большого Кавказа и, по-видимому, является единой структурно-формационной зоной, представлявшей один из эвгеосинклинальных рвов киммерийской геосинклинали (фиг. 1) [4]. В пределах зоны широко распространено медное, свинцовое и цинковое оруденение, и она может служить примером оптимального сочетания тектонических, седиментационных и магматических процессов, давшего положительный рудный эффект. К основным факторам, определяющим металлогеническую специализацию, относятся: 1) характер фундамента; 2) тектоника, проявляющаяся в осадконакоплении; 3) магматизм.

ХАРАКТЕР ДОЮРСКОГО ФУНДАМЕНТА

Юрская эвгеосинклиналь является продуктом третьего этапа регенерации геосинклинального режима на территории Кавказа [2]. Наиболее ранним был верхнепротерозойский прогиб, центральные области которого, по-видимому, находились в северных предгорьях Большого Кавказа. В нижнем — среднем палеозое ось вновь возникшей эвгеосинклинали совпадает с Передовым хребтом, занимающим северный склон. Осевой прогиб киммерийской геосинклинали находился в приводораздельной части Главного хребта и на его южном склоне. В связи с этим фундамент, на котором заложилась зона с юрским доорогенным оруденением, имеет весьма неоднородный характер.

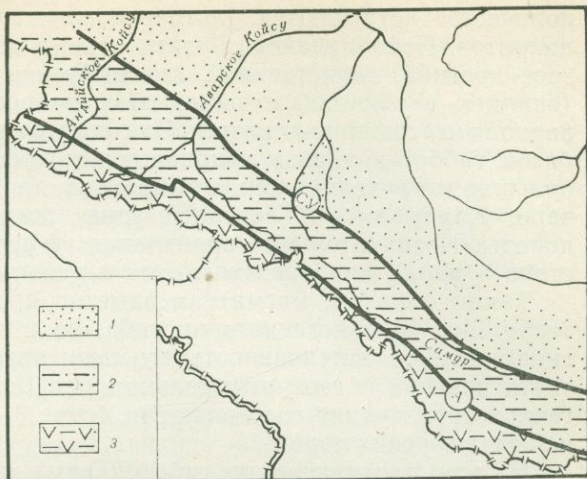
В значительной части ранне-среднеюрский прогиб совпал с палеозойским терригенно-вулканогенным прогибом южного склона, развивавшимся непрерывно с девонского времени. В отличие от вулканогенного палеозойского прогиба северного склона (Передового хребта) вулканизм в палеозое здесь был более чем умеренный, но также имел основной характер. Гранитного слоя в осевой зоне ранне-среднеюрского эвгеосинклинального терригенно-вулканогенного прогиба, по-видимому, не было, но в северной его части как при заложении юрской геосинклинали, так и на протяжении всей истории ее развития он существовал. Не исключено, что на юго-восточном и северо-западном окончаниях Большого Кавказа в основании юрских геосинклинальных толщ лежат, как и на южном склоне, домезозойские геосинклинальные образования, т. е. эти области — южный склон, Юго-Восточный, и Северо-Западный Кавказ — представляют собой прогибы, непрерывно развивавшиеся в палеозое и мезозое.

ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ И ЗОНАЛЬНОСТЬ

В пределах Главного хребта и его южного склона в период, предшествовавший оруденению, и одновременно с ним накапливались мощные толщи аспидной формации. Они сложены в основном алевролитами и аргиллитами, а также песчаниками, представляющими продукты разрушения низкой суши на севере. Разрезы нижней и средней юры достигают мощностей 15—18 км (Дагестан). Формационный характер осадков и их облик исключительно постоянны и не меняются на всем 700-километровом протяжении их распространения. Наоборот, в поперечном сечении ниже-среднеюрского прогиба наблюдается структурно-фациальная зональность. В осевой части и на южном склоне расположена зона

Фиг. 2. Схема структурно-формационного районирования Горного Дагестана (по И. И. Чернову и К. С. Дивакову)

- 1 — зона Южного склона,
 2 — Андийско-Самурская зона,
 3 — зона карахских фаций;
 разломы глубокого заложения:
 А — Ахтычайский,
 СУ — Сагадино-Уруджинский



наибольших мощностей, преобладания в разрезе аргиллитов и проявления вулканизма. К северу мощности уменьшаются, увеличивается число песчаных горизонтов. Такое изменение разреза соответствует изменению характера фундамента зоны, в частности наличию гранитного слоя в северной ее части, которую можно считать миогеосинклиналью. Она отделена от южной серией крупных разломов.

Приведенная схема строения хорошо иллюстрируется материалом по Дагестану. Здесь выделяются три структурно-фациальные зоны: 1) Южного склона; 2) средняя — Андийско-Самурская; 3) северная — карахских фаций (фиг. 2). В первой зоне преобладают глинистые осадки, мощность ниже-среднеюрских пород максимальна, и они наиболее дислоцированы. Вторая зона отделена от первой глубинным Ахтычайским разломом. В ее строении значительную роль играют песчаные фации. Дислоцированность зоны значительна. В самой верхней полосе, отделенной от второй Уруджским разломом, осадконакопление происходило в прибрежно-морских условиях, и осадки могут быть отнесены к угленосной формации. Тектоническая нарушенность этих пород невелика. Эти три зоны четко разделяются по магматизму. В южной он представлен лавовой, силловой и дайковой фациями спилит-диабазовой формации; в средней известны только дайки диабазов; северная зона лишена магматизма. Соответственно изменяется и интенсивность оруденения.

Такова же структурно-фациальная зональность и Центрального сегмента Кавказа. В междуречье Терек — Баксан можно выделить три зоны: Южную (Адайхохскую) с большими мощностями осадков и максимальным проявлением основного магматизма; Дигоро-Осетинскую, имеющую гранитный фундамент, меньшие мощности осадочных пород; северную, относящуюся уже к платформенным образованиям. Адайхохская зона отделена от Дигоро-Осетинской глубинным Бурон-Ларским (по Г. Д. Ажгирею) разломом. Подобные зоны юрского геосинклинального прогиба выделяются и на северо-западе Кавказа, где их разделяет Тугупсинский разлом.

МАГМАТИЗМ

Магматизм ниже-среднеюрского терригенно-вулканогенного прогиба носит угнетенный характер и представлен эффузивной, субинтрузивной и интрузивной фациями пород базальтоидного ряда [1]. Большинство из них относится к спилит-диабазовой формации с дифференциатами среднего и редко кислого состава, и в совершенно незначительном

количестве встречаются ультраосновные породы типа пироксенитов и пикритов. Преобладающая часть объема пород сосредоточена в южной зоне прогиба, единственной, где эффузивы играют существенную роль (спилиты с шаровой отдельностью, покровы диабазовых порфиритов, вариолиты, липарит-дациты). Они сочетаются с силлами, дайками диабазов, габбро-диабазов, кварцевых кератофилов. Здесь же отмечены небольшие интрузивные тела габброидов, диоритов, плагиогранитов (Санчаро, Кардывач). В северной зоне прогиба отсутствуют эффузивные породы. Незначительные проявления эффузивов среднего и кислого состава и дайки диабазов тяготеют к разлому, разделяющему зоны.

Таким образом, магматизм заметно проявился лишь в южной зоне терригенно-вулканогенного прогиба, но и здесь по сравнению с эвгеосинклиналями интенсивность его незначительна. Даже в центральной части прогиба, в геосинклинальном рве (по В. И. Смирнову), вулканогенные образования составляют не более 3—5% мощности разреза ниже-среднеюрских пород.

На всем протяжении прогиба (700 км) характер магматизма постоянный несмотря на различие геологической обстановки. Это указывает на глубинный характер магм и на глубинность самого прогиба. Последовательность доорогенного юрского магматизма Большого Кавказа иллюстрируется таблицей, в которой совмещены данные о магматизме

Последовательность юрского магматизма Северного Кавказа

Возраст	Северо-Западный Кавказ	Горная Осетия	Горный Дагестан
Байос	Лавы авгитовых и плагиоклазовых порфиритов; пластовые тела диабазов и диабазовых порфиритов Интрузии и дайки габбро-диоритов, гранитов	Интрузии диоритов, гранодиоритов, гранитов цейского и теплинского (?) типов	Дайки гранофилов, гранит-порфиритов (?); дайки диабазов; дифференцированные интрузии
Верхний аален	Штоки и дайки липарит-дацитовых порфиритов; туфы липарит-дацитового состава		Покровы и силлы спилитов, диабазов, диабазовых порфиритов, вариолитов
Нижний аален	Силлы и дайки диабазов, габбро-диабазов; спилиты, спилитовые порфириты, базальтовые порфириты; туфы, туфобрекчии	Дайки диабазов и диабазовых порфиритов	
Верхний лейас			Покровы и силлы диабазов, спилитов, редко вариолитов; дайки диабазов
Средний лейас		Покровы, силлы и дайки спилитов, диабазов, диабазовых порфиритов, редко пироксенитов	
	Дайки, штоки кварцевых кератофилов	Штоки и дайки альбитофилов	
	Туфы, туфобрекчии кварцевых кератофилов	Лавы плагиоклазовых порфиритов (альбитофилов) и их туфы	Туффиты

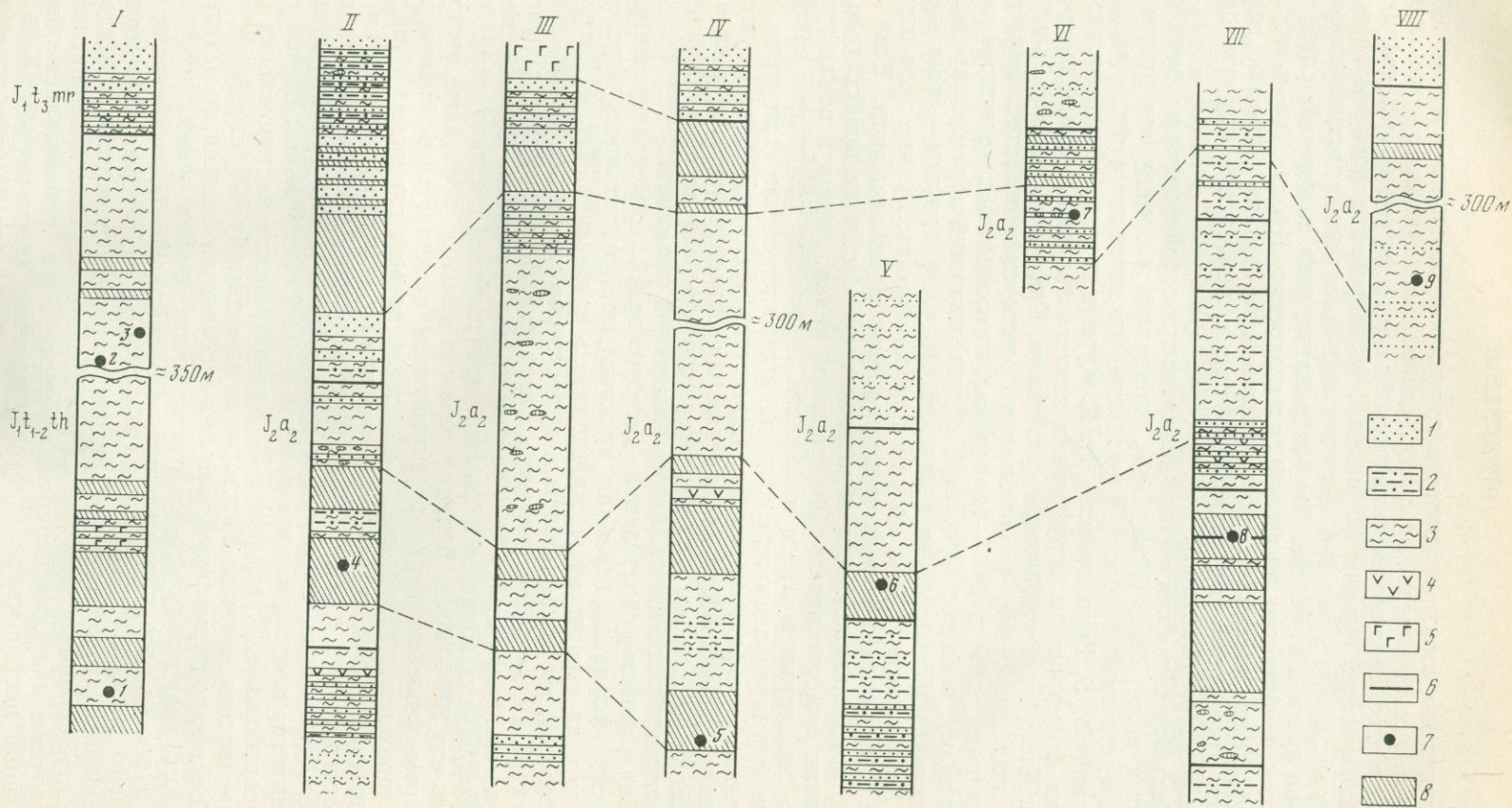
всех зон прогиба, несколько различающихся по химизму изверженных пород. Тем не менее она показывает малую дифференцированность, не контрастность магматизма и в пространстве, и во времени. До первых фаз складчатости и после них магматизм остается основным. Лишь в конце раннегеосинклинального периода намечается его «покисление» и появление в отдельных участках зоны плагиогранитных (Кардывач) интрузий. Отсутствие значительных масс ультраосновных пород свидетельствует о том, что верхняя мантия, по-видимому, не играла существенной роли при формировании магматизма или контаминация ее продуктов породами коры была значительной.

Оруденение ниже-среднеюрского прогиба Большого Кавказа представлено месторождениями цинка, свинца, меди, кобальта, относящимися к колчеданно-полиметаллической, медно-пирротиновой, кварц-полиметаллической рудным формациям. Формирование этих месторождений происходило в течение всего периода собственно геосинклинальной истории прогиба от ранних фаз осадконакопления до периода, следовавшего за раннегеосинклинальной складчатостью. Кроме того, в связи с интрузивными массивами габбро-диоритового состава в прогибе встречаются рудопроявления скарного типа с магнетитом, пирротинном и халькопиритом (Санчаро).

Месторождения колчеданно-полиметаллической формации, примером которых может быть Фелизчай, размещаются в осевой зоне прогиба в непосредственной близости к участкам проявления вулканизма. Как показали М. Б. Бородаевская, Н. К. Курабнов и др., благоприятными для их формирования структурами явились локальные прогибы, соседствующие с более устойчивыми участками. Как считает сейчас большинство исследователей, в образовании месторождений этой формации выделяются два этапа — гидротермально-осадочный, одновременный вулканизму, и гидротермальный, сопровождавший образование даек и продолжавшийся после их внедрения. Ведущие металлы — цинк и свинец. Медь присутствует в подчиненном количестве. Рудные тела согласны с вмещающими породами и участвуют в складчатости. Если при гидротермально-осадочном образовании сульфидов не происходило отложения существенных количеств меди, цинка, свинца и позже это не было осуществлено путем наложения гидротерм, то процесс заканчивался формированием серноколчеданных залежей или горизонтов, обогащенных сульфидами железа (Дагестан, урочище Золотое ущелье; Абхазия). Наличие сульфидоносных горизонтов в ряде случаев определяет перспективность отдельных частей разреза на обнаружение месторождений колчеданно-полиметаллической формации.

Синхронность образования месторождений колчеданно-полиметаллической формации периодам вулканической деятельности определяет своего рода стратиграфический контроль оруденения. Так, в Дагестане месторождения локализованы в существенно глинистых толщах плинсбахского, ниже-среднетюрского и верхнеааленского возраста (фиг. 3), где магматические породы образуют по два горизонта. Нижний состоит из эффузивных покровов и силлов, чередующихся с аргиллитами. Мощность его 300—350 м. Верхний горизонт слагают послынные интрузии, которые непосредственно перекрываются песчанистыми отложениями. Месторождения приурочены к интервалу разреза глинистых толщ, расположенному над вулканогенно-осадочным (нижним) горизонтом, или непосредственно к последнему (Мачхалорское, Бадакское, Диндичайское, Аттагайское, Курдульское-I, Кацдагское). Под верхним вулканогенным горизонтом, под песчаной толщей расположены Калакорское, Тунсариторское, Курдульское-II, Кизилдеринское месторождения и рудопроявления, а также Катехское и, по-видимому, Фелизчайское.

Если гидротермальный этап был особенно интенсивен, то результаты первого, гидротермально-осадочного этапа (форма рудных тел, текстуры руд и др.) затухивались и образовывались месторождения переходного типа, например Кизил-Дере. Когда гидротермальному рудообразованию (второй этап) не предшествовало гидротермально-осадочное, т. е. проникновение рудоносных растворов произошло после накопления осадочных или осадочно-вулканогенных толщ, образовались обычные жильные месторождения и рудопроявления медно-пирротиновой формации (Девдоракское, Каурбекхохское, перевала Цахва и др.). Они формировались после внедрения диабазовых даек и первых фаз



складчатости. Рудные жилы этой формации залегают в юрских осадках, вулканогенных и интрузивных образованиях, в кристаллическом фундаменте и в других предкелловейских породах.

Медно-пирротиновые месторождения и рудопроявления распространены на Большом Кавказе очень широко. Это объясняется возникновением в ранние фазы юрской складчатости большого числа разрывных нарушений, по которым проникали рудоносные растворы. До этих фаз, т. е. при образовании эксгалационно-осадочных скоплений сульфидов, рудоподводящими являлись только крупные разломы, так как только такие нарушения могли быть проницаемы в относительно спокойной тектонической обстановке ранних стадий погружения прогиба. Эти крупные структуры остались путями для гидротерм и после первых складчатых деформаций, являясь предпосылкой образования крупных месторождений. Подобные сочетания необходимо учитывать при прогнозировании.

Простираение большинства нарушений, вмещающих медно-пирротиновое и колчеданно-полиметаллическое оруденение, одно и то же, согласное с простираемостью складчатых структур. Область развития медно-пирротиновых жил совпадает с областью максимального проявления основного магматизма.

Образование медно-пирротиновых жил, как правило, заканчивается отложением свинцово-цинковых ассоциаций, что указывает на связь между медно-пирротиновой и кварц-полиметаллической формациями. Последняя является в нижне-среднеюрской эвгеосинклинали наиболее поздней. Не исключено, что, кроме временной последовательности, между этими формациями существуют и пространственные соотношения, когда полиметаллическое оруденение отлагается в наиболее удаленных от рудогенерирующего источника участках. К месторождениям этой формации относятся Садон, Згид, Хаником, Тубинское, Куруш и др. Время их образования соответствует предбайосскому — предкелловейскому периоду. Пространственно свинцово-цинковые месторождения несколько обособляются от медно-пирротиновых. Они расположены по периферии области развития последних и одновременно по периферии центральной, наиболее магматической зоны эвгеосинклинали и приурочены к граничной полосе между эв- и миогеосинклиалью.

Перечисленные рудные формации исчерпывают набор типов оруденения терригенно-вулканической эвгеосинклинали Большого Кавказа, однообразного на всем ее протяжении. Сокращен здесь и набор типоморфных металлов: цинк, свинец, медь и кобальт. Это мы объясняем однотипностью магматизма и парагенетической связью с ним перечисленных рудных формаций, которая устанавливается на основании следующих фактов: а) одновременность образования пород спилит-диабазовой формации и руд; б) тесное пространственное сочетание магматических пород и колчеданно-полиметаллического и медно-пирротинового оруденения и приуроченность их к одним и тем же структурам; в) зональное расположение кварц-полиметаллического орудене-

Фиг. 3. Положение колчеданного оруденения в разрезе юрских толщ Дагестана

Районы:	1 — песчаники;	7 — колчеданные месторождения и рудопроявления (1 —
I — Мачхалор-Калакорский,	2 — алевриты;	Мачхалорское, 2 — Какорское, 3 — Тунсариборское,
II — Бадакский,	3 — аргиллиты;	4 — Бадакское, 5 — Диндичайское, 6 — Аттагайское,
III — Диккичайский,	4 — покровы диабазов, спилитов;	7 — Курдульское-II, 8 — Курдульское-I, 9 — Кизил-Дере);
IV — Диндичайский,	5 — силлы габбро-диабазов;	8 — существенно вулканогенные горизонты
V — Аттагайский,	6 — тектонические осложнения разрезом;	
VI — Курдульский-II,		
VII — Курдульский-I,		
VIII — Кизил-Дере.		

ния по отношению к медному и магматическим породам; г) приуроченность скарновых рудопроявлений с магнетитом, пирротином и халькопиритом к контактам юрских диоритов, диабазов и габбро-диоритов; скарны в свою очередь имеют взаимные переходы с медно-пирротиновым оруденением.

Все это свидетельствует о парагенетической связи оруденения с глубинным магматизмом, т. е. о глубинности его источников. Не противоречит этому и изотопный состав серы, близкий к метеоритному стандарту. Состав серы колчеданно-полиметаллических, медно-пирротиновых и кварц-полиметаллических юрских месторождений четко отличается от состава серы герцинских и кайнозойских месторождений.

ВЫВОДЫ

Приведенный материал позволяет перечислить следующие основные черты металлогенической зоны с медным, цинковым и свинцовым оруденением, приуроченной к терригенно-вулканогенной эвгеосинклинали.

1. Формирование зоны происходило при интенсивном, длительном, по-видимому, компенсированном прогибании.

2. Эта структура возникла при регенерации геосинклинального режима и заложена на разнородном субстрате, отдельные блоки которого сохранили гранитный слой.

3. По классификации М. Б. Бородаевской с соавторами, зона относится к колчеданоносным областям, приуроченным к структурам окраинных и внутренних морей.

4. Для зоны характерно слабое проявление доорогенного магматизма. Орогенные палингенные гранитоиды встречаются исключительно редко. Продукты геосинклинального магматизма представлены породами базальтоидного, слабо дифференцированного неконтрастного ряда с преобладанием субвулканической и эффузивной фаций. Интрузии единичны и невелики по размерам; плагииграниты редки.

5. Оруденение связано с магматизмом и происходило в доорогенный период при прогибании зоны и в первые фазы складчатости в рамках геосинклинального этапа. Ведущими, типоморфными металлами являются цинк, свинец, медь, кобальт. Повышенная по сравнению с типичными эвгеосинклиналями роль свинца, по-видимому, объясняется характером магматизма, отличающегося отсутствием ультраосновной ветви.

6. Практически интересные месторождения и рудопроявления относятся к колчеданно-полиметаллической, медно-пирротиновой, кварц-полиметаллической рудным формациям. Они генетически связаны, имеют постепенные переходы и образовались по мере развития зоны в той последовательности, в которой перечислены.

Литература

1. Долгих А. Г., Черницын В. Б. Магматизм Горного Дагестана и его рудоносность.— Сов. геология, 1971, № 2.
2. Смирнов В. И. Некоторые черты металлогении Большого Кавказа.— В кн.: Материалы по геологии и металлогении Центрального и Западного Кавказа. Ставрополь, 1960.
3. Твалчрелидзе Г. А. Металлогеническая характеристика главных типов эвгеосинклиналей.— Сов. геология, 1972, № 12.
4. Черницын В. Б. К истории металлогенического развития Кавказа.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. VIII. «Наука», 1967.

Д. С. Штейнберг

СООТНОШЕНИЕ МАГМАТИЗМА И МЕТАСОМАТОЗА В ЭНДОГЕННОМ РУДООБРАЗОВАНИИ

Разграничение близких по составу магматических и метаморфических, в том числе метасоматических пород и руд — одна из проблем современной геологической науки, не менее важная и сложная, чем разграничение близких по составу гидротермальных и осадочных месторождений. В обоих случаях мы встречаемся с аналогичными трудностями, обусловленными сложной историей формирования пород и руд — наложением метаморфизма, метасоматоза, деформаций на первичные состав, структуру, формы залегания. Очень важно поэтому избегать придания универсального значения частным закономерностям и помнить о возможной гетерогенности внешне похожих образований.

Она особенно актуальна для рудных концентраций хромита, титаномагнетита, медно-никелевых сульфидов, платиноидов, связанных с ультрамафитами и мафитами — дунитами, оливинитами, перидотитами, пироксенитами, горнблендитами, габброидами. Для гранитоидов и сениитоидов генетические вопросы упрощаются, так как с ними ассоциировано только метасоматическое и гидротермальное оруденение.

Сказанным определяется значение проблемы для доорогенного этапа развития подвижных поясов, с которым связаны крупнейшие объемы ультрамафитов и мафитов. Анализ ее невозможен без учета некоторых общих положений, основанных на экспериментах и теоретических соображениях. Главное положение, вытекающее, как показал А. Н. Заварицкий [9], из опытов Горансона [34], — отсутствие, если исключить редкие породы, особо богатые щелочами, постепенного перехода от состояния расплава (магмы) к состоянию флюида, богатого водой. Флюид может сосуществовать с магмой как дискретная фаза, вызывая метасоматоз магматической стадии или воздействовать на уже затвердевшую магматическую породу, вызывая ее преобразование. Второе положение, вытекающее из экспериментов, наблюдений в природе и теоретических соображений, — невозможность образования рудных расплавов как остаточных продуктов кристаллизационной дифференциации, так как котектики бедны рудными компонентами. В случае силикатов магния — оливина, энстатита и магнезиального хромита — содержание последнего в котектике составляет всего около 1% [38]. Продукты фракционирования основных расплавов только в исключительных случаях — в особо восстановительных условиях могут содержать до 26% FeO главным образом в силикатной форме [19]. Физико-химические основания, следовательно, есть лишь для сохранения из числа выделенных А. Н. Заварицким классов магматических месторождений [6, 8] раннемагматических (сегрегационных) и ликвационных. Гистеромагматические и фузивные месторождения, по-видимому, следует отнести, как будет показано ниже, к постмагматическим, в основном метасоматическим, залегающим большей частью в родоначальных интрузивных породах и продуктах их пре-

образования (т. е. аутометасоматическим), частью — во вмещающих толщах в непосредственной близости от родоначальных интрузивов.

Проблема состоит в выяснении относительной роли магматических и метасоматических типов в разработке критериев различия, в установлении физико-химических условий их образования.

Наблюдения, свидетельствующие о возможности образования указанных типов рудных концентраций путем замещения твердых пород под влиянием растворов, проникавших по ослабленным направлениям, в том числе по трещинам, или путем отложения из этих растворов в открытых полостях, были сделаны давно. А. П. Карпинский привел данные в пользу пневматолитового образования ассоциированных с хромитом концентраций платины в дунитах [11]. А. Н. Заварицкий в 1932 г. описал метасоматическое развитие дунита и хромита в гарцбургитах массива Рай-Из на Полярном Урале по трещинам, перпендикулярным полосчатости [7].

Исследования А. Н. Заварицкого недавно были подтверждены и значительно детализированы А. А. Савельевым [16] на большом фактическом материале в Войкаро-Сыньинском дунит-герцбургитовом массиве, представляющем собой юго-западное продолжение массива Рай-Из. А. А. Савельев показал, что большинство хромитовых тел развиваются вместе с сопровождающими их околорудными дунитами по гарцбургитам. Автор самостоятельно и совместно с другими исследователями выделил и охарактеризовал на Урале два главных типа титаномагнетитов — метасоматический и магматический [25—29], широко распространенных во всем мире. К первому относится серия рудных концентраций с варьирующим первичным содержанием двуокиси титана в магнетите от 6—8% до десятых и сотых долей процента, включающая в порядке убывания содержания титана титаномагнетиты в габбро (волковский тип), клинопироксенитах (качканарский тип), горнблендитах (первоуральский тип), пироксен-скаполитовых породах (осокино-александровский или качарский тип, пироксен-плаггиоклазовых породах (естюнинский тип), нормальных скарнах (скарновый тип). Ко второму типу относятся концентрации титаномагнетита, богатого титаном (10—20% TiO_2), в первично расслоенных интрузиях (Бушвельд).

Главные основания для выделения указанных типов: существование двух дискретных серий, различающихся прежде всего по содержанию титана [29], обрастание первичного магматического титаномагнетита с высоким (более 15%) содержанием TiO_2 метасоматическим, с более низким содержанием (менее 6—8%) [28], вхождение бедного титаном магнетита в качканарском типе в парагенезисы с фассаитовым клинопироксеном и гиперстеном, формировавшиеся, судя по отсутствию в пироксенах структур распада, при температурах амфиболитовой фации [21, 30] и образовавшиеся на месте дунитов, а в первоуральском типе — ассоциированного с амфиболом, развивавшимся по клинопироксенитам [20].

Многочисленные данные о метасоматическом образовании хромитов и сопровождающих их хромитов по гарцбургитам альпинотипных комплексов, титаномагнетитов и ассоциированных с ними оливинитов, клинопироксенитов, горнблендитов по дунитам концентрически-зональных щелочно-ультраосновных комплексов были приведены другими исследователями для различных районов СССР [3, 13, 14]. Многократно описаны метасоматические медно-никелевые сульфидные руды, ассоциированные с дифференцированными основными интрузиями, хотя их роль и отделение от магматических дискусионны.

Очень существенно, что метасоматическое образование титаномагнетита и хромита происходит при температурах амфиболитовой или даже гранулитовой фации. В этом отличие новых представлений от старых гипотез, связывавших метасоматоз с низкотемпературными процессами, в случае хромитов — с серпентинизацией [1]. В этом состоит и главная причина дискуссий, ибо температуры образования магматических и метасоматических рудных концентраций иногда близки.

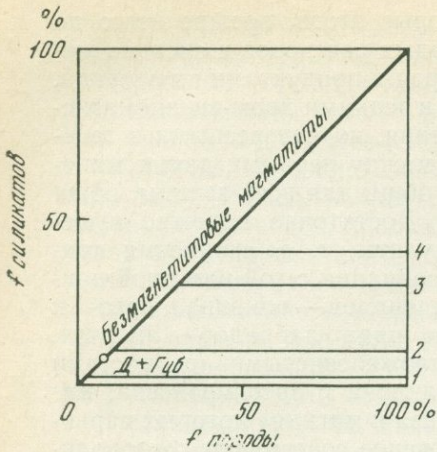
Сейчас есть основания подвести некоторые итоги, прежде всего по группе окисных руд, сложенных рядом твердых растворов в системе железо, хром, титан, алюминий, магний, кислород и продуктами их распада, т. е. хромшпинелидами, титаномагнетитами и редкими хром-титаномагнетитами, не имеющими практического значения, но интересными в генетическом отношении как связующее звено между первыми двумя минеральными видами. Генетические проблемы общи для всей группы, общи и принципы генетической классификации. Достаточно надежно выделяются магматические образования — кумуляты, т. е. скопления кристаллов хромита или титаномагнетита в ассоциации с той или иной примесью близких по времени выделения минералов — оливина, орто- и клинопироксенов, основного плагиоклаза ряда лабрадор — анортит. Хромиты, как правило, ассоциируют с маложелезистыми разностями бескальциевых мафических минералов — оливина и ортопироксена, железистость (отношение железа к сумме железа и магния) которых варьирует от 6—8 до 12—15 и даже 20%. Исключение составляют гортонолитовые дуниты Бушвельда, рвущие стратиформный комплекс, в которых железистость оливина, сосуществующего с хромитом, достигает 50%.

Хромит приурочен к нижним частям расслоенных массивов с низкой железистостью минералов и вверх по разрезу исчезает, сменяясь после некоторого безрудного интервала титаномагнетитом в форме акцессорной примеси или рудных пластообразных скоплений, подчиненных стратификации. Железистость силикатов, сосуществующих с титаномагнетитом, не менее 40%, она определяется режимом кислорода. При меньшей железистости мафические силикаты становятся устойчивыми, и железо целиком, если не считать ильменита, входит в их состав. Титаномагнетит сосуществует в момент кристаллизации с ильменитом, будучи поэтому насыщен титаном, содержание которого в расчете на двуокись обычно 15—20%. Напомним, что количество TiO_2 в акцессорном титаномагнетите ранних выделений базальтов, андезитов, дацитов достигает 20—30%. Отмеченная выше предельная железистость (около 40%) примерно одинакова для всех видов безводных мафических силикатов — оливина, гиперстена, авгита.

Любопытно, что аналогичная железистость мафических силикатов характерна для многих магнетитсодержащих гранитоидов нормального известково-щелочного ряда тоналит — гранодиорит — адамеллит — гранит и остается постоянной несмотря на возрастание железистости пород до 80% в наиболее богатых кремнеземом разностях. Это объясняется выделением избыточного железа в форме магнетита и контролируется постоянным режимом кислорода. С такими магнетитсодержащими гранитоидами связаны контактово-метасоматические магнетитовые месторождения. По-видимому, в магматических условиях магнетит может появляться только при железистости мафических силикатов, в том числе биотита и амфибола, не ниже указанной величины (фиг. 1). Максимальная железистость силикатов, сосуществующих с титаномагнетитом, может достигать почти 100% (Скергаард, рапакиви).

Магматический хром-титаномагнетит встречается как промежуточная фаза в ряду хромит — хром-титаномагнетит — титаномагнетит в серии пикритовый порфирит — базальт, являясь членом непрерывного рудного реакционного ряда, кристаллизующегося параллельно с двумя Боуэновскими рядами — мафическим и полевошпатовым (салическим); рудных скоплений он не образует.

Заведомо магматические хромиты и титаномагнетиты аналогичны по форме выделения как в акцессорных, так и в рудных концентрациях, представляя в последних результат накопления кристаллов подобно мафическим минералам, с которыми они обычно ассоциируют, подчиняясь при этом стратификации и ритмичности. Они составляют неразрывный член серий заведомо магматических пород и формируются при темпе-



Фиг. 1. Сопоставление железистости пород и силикатов

4 — наиболее распространенная нижняя граница железистости силикатов, сосуществующих с магматическим титаномагнетитом; 3 — нижняя граница железистости силикатов, сосуществующих с магнетитом в интрузивных породах, обусловленная в какой-то степени постмагматическими преобразованиями; 2 — нижняя граница железистости силикатов, сосуществующих с метасоматическим титаномагнетитом в оливинитах, пироксенитах; 1 — нижняя граница железистости антигорита, сосуществующего с магнетитом в магнетит-антигоритовых серпентинитах; Д + Гцб — минимальная железистость дуни-тов и гарцбургитов

ратурах не ниже 800—900°, а обычно более 1000°С. По принятой классификации, рудные концентрации рассматриваемого типа относятся к сегрегационным. Их происхождение в главных чертах сомнений не вызывает.

Аналогичное происхождение имеют концентрации ильменита, расположенные в всячем боку титаномагнетитовых руд, представленные обычно рудной вкрапленностью (Копанское, Маткальское месторождения на западном склоне Южного Урала, лысанский и другие комплексы Восточного Саяна, дифференцированные интрузии траппов Сибирской платформы, интрузия Маскокк в Канаде и др. [4, 10, 31]).

Обратимся теперь к титаномагнетитам, лишенным отмеченных выше признаков сегрегационного происхождения, залегающих в ультраосновных и основных породах и обладающих нередко морфологическими признаками метасоматического генезиса: замещением ранее существовавших твердых пород, сохраняющих реликты строения, на которые накладывается возникший в ходе метасоматоза рисунок, определяемый путями проникновения рудоотлагающих растворов; замещением первичных минералов, в том числе магматического титаномагнетита. Попытаемся найти отличия состава рудных и сопровождающих их нерудных минералов от заведомо магматических, обусловленные иными условиями формирования, прежде всего более низкой температурой.

В титаномагнетитах, залегающих в клинопироксенитах и оливинитах, таким отличием, помимо пониженного по сравнению с магматическим содержанием титана, является пониженная железистость сосуществующих мафических силикатов, при которой возможно появление магнетита, близкая к 10—15% против 40% в магматических выделениях. Это хорошо объясняется более низкой температурой формирования, способствующей смещению равновесия в реакциях окисления — восстановления в сторону окисления и тем самым переводу значительной части железа из закисной силикатной формы в свободную окисную (см. фиг. 1).

Напомним, что клинопироксениты с титаномагнетитовой вкрапленностью отличаются от безрудных повышенными железистостью пироксена (около 20%) и степенью окисления железа в нем (свыше 50%), приближаясь к фассаитам, и, как следствие, — более темной окраской и развиваются на месте безрудных явно метасоматически по сети трещин подобно тому, как безрудные пироксениты развиваются на месте дуни-тов. Таким образом, титаномагнетиты качканарского типа — продукт довольно сложного многоэтапного метасоматоза.

В магнетит-брусит-антигоритовых серпентинитах, образовавшихся в условиях альбит-эпидот-амфиболитовой фации (т. е. еще более низко-

температурных), железистость антигорита всего 2%. В более высоко-температурных оливин-антигоритовых породах железистость антигорита, сосуществующего с магнетитом, увеличивается до 6—8%, в связи с чем количество его значительно меньше, чем в магнетит-брусит-антигоритовых разностях.

По-видимому, минимальная железистость мафических силикатов, при которой возможно выделение железа в форме магнетита, может служить дополнительным критерием различия магматических и более низкотемпературных метасоматических рудных концентраций. Этот критерий полностью применим к магнетитовым оливинитам — характерным породам так называемых щелочно-ультраосновных комплексов центрального типа, приуроченным к платформам и слагающим вертикальные концентрически-зональные тела с дунитовым или оливинитовым ядром. Здесь прослеживаются все переходы от нормальных форстеритовых дунитов с аксессуарным хромитом к магнетитовым оливинитам, образующимся путем замещения хромита и части оливина титаномагнетитом с тем или иным содержанием хрома, что сопровождается некоторым повышением железистости оливина. Низкая железистость оливина (10—15%) подтверждает метасоматическое образование титаномагнетита при температурах, которые намного ниже магматических.

Обратимся теперь к хромшпинелидам в ультрабазитах. Состав их характеризуется четырьмя стехиометрически независимыми величинами: отношением $\text{Cr} : \text{Al} : \text{Fe}^{3+}$ в трехвалентной группе, $\text{Fe} : \text{Mg}$ в двухвалентной, содержанием титана, отношением $\text{RO} : \text{R}_2\text{O}_3$. Первая величина коррелируется с соотношением трехвалентных элементов в пироксенах, вторая — с железистостью сосуществующих мафических силикатов, третья — отличает генетические типы хромшпинелидов, четвертая — характеризует отклонения от теоретического состава, несомненно (табл. 1, фиг. 2), не случайна и определяется пока неизвестными условиями формирования пород, скорее всего режимом кислорода.

Наибольшее значение, особенно с учетом содержания титана, имеет состав трехвалентной части хромшпинелидов — чувствительный индикатор состава вмещающих пород и условий метаморфизма. Обычно он близок в аксессуарных и рудных хромшпинелидах, будучи в последних несколько обогащен хромом, но оставаясь в рамках типа. По соотноше-

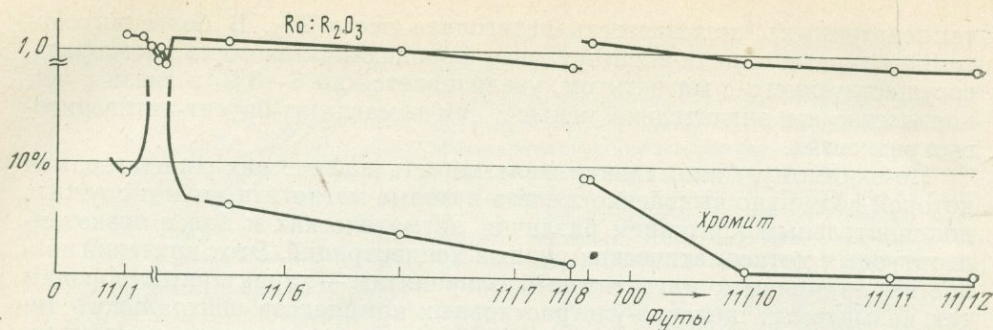
Таблица 1

Химический состав аксессуарного хромшпинелида из дунитов Нижне-Тагильского массива с различной степенью серпентинизации
(по Н. В. Бутырину, неопубликованные данные)

Местонахождение	Гл. 600 м	Гл. 400 м	Поверхность	Госшахта
Степень серпентинизации, %	0	55	80	90
$\text{RO} : \text{R}_2\text{O}_3$	1,08	1,03	1,00	0,93
$f_{\text{хр}}$	71	62	60	53
Cr	59	61	61	63
Al	15	14	15	14
Fe^{3+}	26	23	24	23
TiO_2	0,55	0,51	0,45	
$f_{\text{ол}}$	8	8	8	8
K_D	35	24	18	13

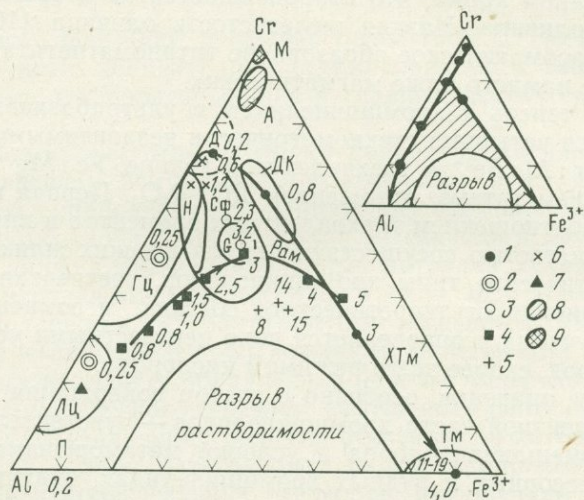
Примечание. Дуниты с глубин 600 и 400 м взяты из ядра буровой скважины 1924 г. $f = \frac{100 \text{Fe}^{2+}}{\text{Fe}^{2+} + \text{Mg}}$

$$K_D = \frac{(\text{Fe}:\text{Mg})_{\text{хр}}}{(\text{Fe}:\text{Mg})_{\text{ол}}}$$



Фиг. 2. Отношение $RO : R_2O_3$ в хромшпинелидах и их содержание в гарцбургитах с 12—16% оливина (Fe_{9-16}) из скв. 11 (ритм 2) на Великой Дайке в комплексе Хартли (Родезия)

По оси абсцисс — глубины в футах с указанием мест взятия и номеров образцов по Р. Бичану [2].



Фиг. 3. Соотношение трехвалентных катионов в шпинелидах различных типов по Е. П. Царицыну [23, 24] с дополнениями по другим авторам

Поля составов шпинелидов из мантийных ультрамафитов: Д — дунитов дунит-гарцбургитовой ассоциации (альпинотипной), Гц — гарцбургитов, Лц — лерцолитов той же ассоциации, П — вебстеритов и клинопироксенитов из глубинных включений [12], А — алмазов в кимберлитах [17]; поля составов шпинелидов из: М — метеоритов, ДК — дунитов дунит-клинопироксенитовой ассоциации, Сф — стратиформных массивов, Н и Г — одноименных зон массива Стиллуотер [5]; Тм — титаномагнетиты из метасоматических клинопироксенитов с 4% TiO_2 [21] и дифференцированных интрузий (11—19% TiO_2); средние составы шпинелидов из: 1 — дунитов и аподунитовых клинопироксенитов, хромтитаномагнетита (ХТМ); 2 — гарцбургитов и лерцолитов [23]; шпинелиды из: 3 — базальтов Гавайских о-вов [33]; 4 — расслоенной интрузии о-ва Рам [36]; 5 — базальтов плато Змеиной реки, штат Айдахо, США [40]; 6 — гарцбургитов Великой Дайки, Родезия [2]; 7 — высокотемпературных лерцолитов Лизарда, Корнуолл, Англия [35].

Числа содержания двуокиси титана указаны в %. На схеме сверху справа линиями показаны две главные серии — ультразакисных шпинелидов, наиболее бедных титаном, из мантийных и космических ультрабазитов и продуктов их метасоматического преобразования — шпинелидов с возрастающими содержаниями титана и окисного железа вплоть до титаномагнетитов; штриховкой — область составов шпинелидов с повышенными содержаниями титана — продуктов кристаллизации основных магм

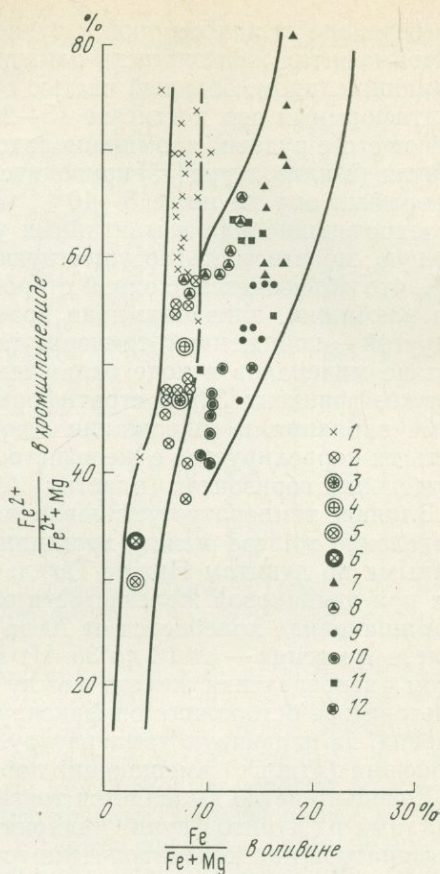
нию трехвалентных катионов четко выделяются серии хромшпинелидов различного генезиса (фиг. 3).

Хорошо выделяется ультразакисная серия хромшпинелидов из мантийных ультрабазитов с отношением $Cr : Al = 0-1$, представленных альпинотипными дунитами, гарцбургитами, лерцолитами, вебстеритами и клинопироксенитами из глубинных включений, хромшпинелидов из ал-

Фиг. 4. Сопоставление железистости сосуществующих оливина и хромшпинелида из различных типов ультрабазитов

Мантийные ультрабазиты:

- 1 — гарцбургиты альпинотипного Войкаро-Сыньинского массива на Полярном Урале по А. А. Савельеву;
- 2 — гарцбургиты Хабаровинского массива того же типа на Южном Урале по Е. П. Царицыну;
- 3 — среднее из дунитов в альпинотипной ассоциации по Е. П. Царицыну [23];
- 4 — среднее из дунитов дунит-клинопироксенитовой ассоциации по Е. П. Царицыну [23];
- 5 — рудный хромшпинелид из Хабаровинского массива по Е. П. Царицыну;
- 5 — средний состав рудного хромшпинелида из дунитов альпинотипной ассоциации [23];
- 7 — 10 — массив Стиллоутер:
- 7 — 8 — пласт G (7 — аксессуарный, 8 — рудный),
- 9 — 10 — пласт H (9 — аксессуарный, 10 — рудный);
- 11 — 12 — Великая Дайка:
- 11 — аксессуарный,
- 12 — рудный. 7—10 по [5], 11, 12 по [2]



мазов в кимберлитах и из метеоритов, наиболее бедных алюминием, вплоть до его отсутствия в последних. Помимо бедности окисным железом серия отличается предельно низким содержанием титана (от 0—0,2 до 0,4% TiO_2). Заведомо магматические хромшпинелиды, кристаллизующиеся из основных магм и слагающие фенокристы в базальтоидах или накопления кристаллов в дифференцированных интрузиях (кумуляты), занимают поле составов, обогащенных окисным железом и титаном; эта особенность отличает также разности, по содержанию окисного железа аналогичные первому типу. Так, в наиболее бедных окисным железом рудных хромитах Бушвельда и Великой Дайки содержание TiO_2 не меньше 0,5—0,6%, повышаясь в аксессуарной форме до 1—2%. Таким образом, магматические хромиты внутрикоровых интрузий по соотношению трехвалентных окислов и содержанию титана резко отличаются от входящих в состав мантийных ультрамафитов. Это также подтверждает генетическую и петрологическую дискретность ультрамафитов, представляющих собой перемещенное вещество верхней мантии, внутрикоровых дифференциатов («стратиформных») и связанных с теми и другими рудных концентраций хромитов. Если во вторых магматическое, кумулятивное происхождение хромитовых концентраций сомнений не вызывает, то относительно первых большинство геологических данных свидетельствует о формировании их за счет перемещения хрома на большие расстояния в уже твердых породах.

Второе отличие этих двух типов состоит в железистости сосуществующих хромшпинелидов и оливина, подчиняющейся закону распределения и общей для всех типов закономерности: уменьшению железистости обоих минералов по мере увеличения концентрации хромшпинелида, т. е.

при переходе от акцессорной к рудной форме. Однако если в мантийных ультрамафитах железистость оливина, сосуществующего с акцессорным хромшпинелидом, большей частью около 8% (в пределах 6—10%), то в стратиформных она достигает 15—20%; железистость оливина, сосуществующего с рудным хромшпинелидом в первом случае снижается почти до нуля (в литературе [15] приводится как нижний предел — 3%), в стратиформных она не ниже 8—10%, часто выше. Железистость акцессорного хромшпинелида в мантийных ультрамафитах, несмотря на выдержанную железистость сосуществующего оливина, колеблется от 40 до 75%, что объясняется, с одной стороны, широкими вариациями содержания алюминия, влияющими на коэффициент распределения [5, 37, 39], с другой — пониженной температурой равновесия, зафиксированной в составе минералов в ходе охлаждения пород и сильно увеличивающей этот коэффициент [32]. В стратиформных ультрамафитах в связи с меньшими вариациями содержания алюминия в хромшпинелидах железистость их коррелируется с железистостью оливина более строго, особенно в отдельных горизонтах (пластах) (фиг. 4).

Влияние температур установления окончательного равновесия на распределение железа между хромшпинелидом и оливином иллюстрируется данными по дунитам Нижне-Тагильского массива (см. табл. 1), в которых при одинаковой железистости оливина (8% фаялита) железистость хромшпинелида колеблется от 70 до 53%, а коэффициент распределения железа и магния — от 13 до 35. Из этого примера видно, что коэффициентом распределения железа между хромшпинелидами и оливином надо пользоваться осторожно: он фиксирует, как и все коэффициенты распределения, на первичную температуру, а самую низкую температуру метаморфизма (отжига) вмещающих пород.

Довольно четко выделяется третья группа, представленная хромшпинелидами из дунитов дунит-клинопироксенитовой ассоциации, известной в литературе как концентрически-зональная. Они аналогичны хромшпинелидам из альпинотипных дунитов, отличаясь повышенным содержанием окисного железа и титана. По мере повышения этих параметров они постепенно переходят в хром-титаномагнетиты и далее в титаномагнетиты, почти или совсем не содержащие хрома, с 3—4% TiO_2 , отличающиеся от магматических, помимо содержания титана, рассмотренными выше особенностями залегания. Параллельно с изменением состава хромшпинелидов оливин обогащается железом, появляется клинопироксен, и породы преобразуются в оливиновые и рудные клинопироксениты. Такие серии описаны на Урале и Аляске [18]. Есть все основания рассматривать эту серию как результат преобразования мантийных дунитов под влиянием восходящих потоков нагретых флюидов, несущих железо, титан, ванадий, кислород. Самой ранней стадией преобразования хромшпинелидов мантийных дунитов в этой серии является повышение содержания окисного железа и титана, что, как подмечено многими исследователями [18, 22], отличает эту серию от похожих на нее в остальном дунитов альпинотипной ассоциации.

Четвертая серия, представленная рядом хромит — магнетит, характеризуется почти полным отсутствием алюминия и бедностью титаном и является продуктом метаморфизма хромшпинелидов в условиях амфиболитовой фации [32].

Средние составы акцессорных и рудных хромшпинелидов различных типов приведены в табл. 2.

Альпинотипные и концентрически-зональные ультрабазиты, несомненно, представляют перемещенное вещество верхней мантии, рафинированное в результате выплавления базальтоидной или пикритовой магмы. Они лишены эффузивных аналогов, и нет никаких доказательств, что они возникли из магмы такого же состава или представляют собой продукт накопления кристаллов, выделившихся из базальтоидной или пи-

Таблица 2

Химический состав (в %) хромшпинелидов различных типов в пересчете на 32 [O]
(по Е. П. Царицыну [24])

Порода		Cr	Al	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mg	TiO ₂
<i>Дунит-гарцбургиты</i>							
Дуниты	а	11,5	3,8	0,7	3,8	4,2	0,22
	р	12,2	3,1	0,7	2,7	5,3	0,18
Гарцбургиты	а	7,9	7,4	0,7	3,3	4,7	0,25
	р	8,2	7,0	0,8	2,7	5,3	0,31
Лерцолиты	а	3,9	11,6	0,5	1,9	8,1	
<i>Дунит-клинопироксениты</i>							
Дуниты	а	10,1	2,7	3,2	4,2	3,8	0,75
<i>Стратиформные</i>							
Дуниты Стиллиутера	а	8,0	6,1	1,9	4,8	3,2	
	р	9,3	5,1	1,6	4,6	3,4	0,72
Гарцбургиты Великой Дайки	а	11,0	3,0	2,0	4,8	3,2	1,10
	р	12,0	3,7	0,3	4,0	4,0	0,60

Примечание. а — акцессорные, р — рудные хромшпинелиды. Данные по Великой Дайке дополнены по Р. Бичану [2], по Стиллиутеру — по Е. Д. Джексону [5].

критовой магмы. Это, а также экспериментальные данные исключают возможность образования хромитовых концентраций как продукта дифференциации магмы, как бы она ни происходила — путем ликвации или фракционирования. Текстуры течения, в том числе линейные, и многие особенности морфологии хромитовых тел, которые нередко рассматриваются как результат магматического течения, гораздо проще и обоснованнее объясняются пластическим течением твердых неоднородных пород, явлениями будинажа и перекристаллизации. Проблема генезиса хромитов этой группы неотделима от проблемы генезиса вмещающих их ультрабазитов.

Содержание титана в хромшпинелидах — дополнительный индикатор их происхождения, так же как и вмещающих ультрабазитов. Как мы отмечали, оно минимально в альпинотипной группе, повышено, по-видимому, за счет вторичных процессов, в дунитах концентрически-зональных массивов и наиболее высоко в хромшпинелидах стратиформных комплексов.

Выделение среди хромитов и титаномагнетитов магматических и метасоматических разностей неотделимо от генетического расчленения вмещающих их пород. В этом отношении за последние годы достигнуто очень многое: доказана метасоматическая аподунитовая природа клинопироксенитов и горнблендитов, вмещающих руды качканарско-первоуральского типа; показана близость состава клинопироксена в них к салитам и фассаит-салитам метаморфического типа; установлен метасоматический характер железо-ванадиевого оруденения волковского типа, накладывающегося на первичные титаномагнетиты в габбро; доказана метасоматическая природа многих малотитанистых магнетитов (1—2% TiO₂), относившихся ранее к магматическим (Баяновское, Осокино-Александровское, Естюнинское месторождения на Урале); подтверждены на большом числе примеров наблюдения А. Н. Заварицкого о метасоматическом развитии дунитов и хромитов по альпинотипным гарцбургитам наряду с комплементарными процессами энстатитизации. В то же время полностью подтвердилась первично-магматическая природа хромитовых и титаномагнетитовых и ильменитовых руд кумулятивного (сегрегационного) типа, приуроченных к стратиформным интрузиям платформенного типа.

Главная генетическая проблема сейчас, составляющая важнейший элемент новой глобальной тектоники и проблемы офиолитов,— познание природы ультрабазитов двух важнейших ветвей мантийных ультрабазитов — дунит-гарцбургитовой (альпинотипной) и дунит-клинопироксенитовой (концентрически-зональной). Вопрос о роли магматизма в их формировании до сих пор дискуссионен.

Литература

1. *Бетехтин А. Г.* Шорджинский хромитоносный перидотитовый массив.— В кн.: Хромиты СССР. Т. 1. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1937.
2. *Бичан Р.* Происхождение хромитовых пластов комплекса Хартли Великой Дайки (Родезия).— В кн.: Магматические рудные месторождения. «Недра», 1973.
3. *Васильев Ю. Р., Золотухин В. В.* Петрология ультрабазитов севера Сибирской платформы и некоторые проблемы их генезиса. Новосибирск, «Наука», 1975.
4. *Глазунов О. М.* Геохимия и петрология габбро-пироксенитовой формации Восточного Саяна. Новосибирск, «Наука», 1975.
5. *Джексон Е. Д.* Вариации химического состава сосуществующих хромита и оливина в хромитовых зонах комплекса Стиллуотер.— В кн.: Магматические рудные месторождения. «Недра», 1973.
6. *Заварицкий А. Н.* О классификации магматических рудных месторождений.— Изв. Геол. ком., 1926, 45, № 2.
7. *Заварицкий А. Н.* Перидотитовый массив Рай-Из в Полярном Урале. Л., ОНТИ, 1932.
8. *Заварицкий А. Н.* О фузивных магматических месторождениях.— Изв. АН СССР, серия геол., 1937, № 4.
9. *Заварицкий А. Н.* Основной вопрос физической химии образования пегматитов.— Изв. АН СССР, серия геол., 1944, № 5.
10. *Ирвайн Т. Н., Смит К. Х.* Первичные окисные минералы в расслоенной серии интрузии Маскок.— В кн.: Магматические рудные месторождения. «Недра», 1973.
11. *Карпинский А. П.* О вероятном происхождении платины Уральского типа.— Изв. АН СССР, 1926, № 2.
12. *Куголин В. А., Фролова В. М.* Глубинные включения в базальтоидах и щелочных габброидах континентов. Минусинская впадина.— В кн.: Глубинные ксенолиты и верхняя мантия. Новосибирск, «Наука», 1975.
13. *Кухаренко А. А., Орлова М. П., Булах А. Г., Багдасаров Э. А. и др.* Каледонский комплекс ультраосновных щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии. «Недра», 1965.
14. *Москалева С. В.* Гипербазиты и их хромитоносность. Л., «Недра», 1974.
15. *Павлов Н. В., Чупрынина И. И., Острогорская О. П.* О составах сосуществующих оливинов и хромшпинелидов из пород и руд дунит-гарцбургитовой формации (на примере Кемпирсайского массива).— Геол. рудн. месторожд., 1969, № 2.
16. *Савельев А. А.* Геология и хромитоносность гипербазитов Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал). Свердловск, 1974.
17. *Соболев Н. В.* Кристаллические включения в алмазах.— В кн.: Глубинные ксенолиты и верхняя мантия. Новосибирск, «Наука», 1975.
18. *Тейлор Х. П., Нобл Дж. А.* Происхождение магнетита в зональных ультрамафических комплексах Юго-Восточной Аляски.— В кн.: Магматические рудные месторождения. «Недра», 1973.
19. *Уэйджер Л., Браун Г.* Расслоенные изверженные породы. «Мир», 1970.
20. *Фоминых В. Г., Латыш И. К., Шилов В. А.* Ревдинский массив и его титаномagneтитовые руды.— В кн.: Минералогия и геохимия железорудных месторождений Урала. Свердловск, 1974.
21. *Фоминых В. Г., Самойлов П. И., Максимов Г. С., Макаров В. А.* Пироксениты Качканара. Свердловск, 1967.
22. *Царицын Е. П.* Состав хромшпинелидов как критерий генетического разделения производных ультраосновного магматизма.— Труды Ин-та геол. и геох. УНЦ АН СССР, 1973, вып. 102.
23. *Царицын Е. П.* Состав хромшпинелидов в различных типах гипербазитов как индикатор условий их образования.— В кн.: Магматизм, метаморфизм и оруденение в геологической истории Урала. Т. 2. Свердловск, 1974.
24. *Царицын Е. П.* Состав акцессорных и рудных хромшпинелидов в гипербазитах.— В кн.: Проблемы генезиса ультрабазитов. Свердловск, 1976.
25. *Штейнберг Д. С.* О взаимной связи контактово-метасоматических и так называемых магматических железорудных месторождений Урала.— Записки Всес. минералог. об-ва, 1953, № 4.
26. *Штейнберг Д. С.* Некоторые закономерности локализации уральских эндогенных месторождений железа и меди, генетически связанных с интрузиями.— Труды Сверд. горн. ин-та, 1955, вып. 22.
27. *Штейнберг Д. С.* Осокино-Александровское железорудное месторождение на Среднем Урале.— Труды Горно-геол. ин-та УФ АН СССР, 1960, вып. 35.

28. Штейнберг Д. С., Еремина М. В. Новые данные по петрологии Волковского месторождения.— В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, 1963.
29. Штейнберг Д. С., Фоминых В. Г. О составе титаномагнетитов Урала.— Докл. АН СССР, 1962, 147, № 6.
30. Штейнберг Д. С., Фоминых В. Г. Клинопироксены из пироксенитов Качканара.— Записки Всес. минералог. об-ва, 1967, ч. 96, № 2.
31. Штейнберг Д. С., Кравцова Л. И., Варлаков А. С. Основные черты геологического строения Кусинской габбровой интрузии и залегающих в ней рудных месторождений.— Труды Горно-геол. ин-та УФ АН СССР, 1959, вып. 40.
32. Evans B. W., Frost B. R. Chromespinel in progressive metamorphism — a preliminary analysis.— Geoch. et Cosmoch. Acta, 1975, 39, № 6/7, p. 959—972.
33. Evans B. W., Wright T. L. Composition of liquidus chromite from the 1959 (Kilauea Iki) and 1965 (Макаоуи) eruptions of Kilauea vollkano, Hawaii.— Amer. Mineral., 1972, 57, № 1—2.
34. Goranson K. Some notes on the melting of granite.— Amer. J. Sci., 1932, p. 227.
35. Green D. H. The petrogenesis of the high-temperature peridotite intrusion in the Lisard Area, Cornwall.— J. Petrology, 1964, 5, № 1.
36. Henderson P., Suddaby P. The nature and origin of the chromspinel of the Rhum layered intrusion.— Contrib. Mineral. Petrol., 1971, 33, p. 21—71.
37. Irvine T. N. Chromian spinel as a petrogenetic indicator. Part 1. Theory.— Can. J. Earth Sci., 1965, 2, № 6.
38. Keith M. L. Phase equilibria in the system MgO—Cr₂O₃—SiO₂.—J. Amer. Ceram. Soc., 1954, 37, № 490.
39. Medaris L. G., jr. Coexisting spinel and silicates in alpine peridotites of the granulite facies.— Geoch. et Cosmoch. Acta, 1975, 39, № 6/7.
40. Thompson R. N. Titanium chromite and chromian titanomagnetite from a Snake River Plain basalt, a terrestrial analogue to lunar spinels.— Amer. Mineral., 1973, 58, № 9—10.

Г. Г. Кравченко

ГЕОЛОГОСТРУКТУРНАЯ ПОЗИЦИЯ И ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА ХРОМИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

Все известные месторождения хромитов геосинклинальных областей залегают в ультрабазитах. Изучение массивов этих пород, анализ графических материалов и ознакомление с литературными данными [2—4, 6, 7, 10, 13, 15—17 и др.] показывают, что ультрабазиты распространены в виде протяженных поясов, контролируемых зонами глубинных разломов. Эти региональные разрывные структуры заложены по границам антиклинориев и синклинориев (некоторые пояса Урала, Алтае-Саянской складчатой области, Сихотэ-Алиня и др.); жестких консолидированных блоков (вдоль южной границы Сибирской платформы, по границе Тувинского срединного массива, Сино-Корейского щита и др.); вдоль границ горстовых выступов (Кузнецко-Алатауский пояс), грабен (Восточный пояс Восточного Саяна), узких грабен-синклиналей, осложняющих горст-антиклинории (Борусский пояс, ответвляющийся от Северо-Саянского пояса). Вдоль апофиз крупных разломов расположены также Западно-Саянский, Восточно-Саянский, Сихотэ-Алиньский и другие пояса.

Северо-западный сегмент Тихоокеанского пояса ультрабазитов контролируется сверхглубинными надвигами или поддвигами, относящимися к зонам Беньюфа. Юго-западная часть Тихоокеанского пояса ультрабазитов расположена по границе глубоких кайнозойских прогибов с антиклинориями, в строении которых участвуют более древние породы.

В Алтае-Саянской области глубинные контролируемые разломы разбиты в пределах древнекаледонской складчатой зоны, обычно в ее пограничных участках и в редких случаях — в центральных частях.

Наряду с крупными региональными разрывами контролирующее значение в распределении массивов ультрабазитов имеют локальные структуры, чаще всего антиклинальные и синклинальные складки [1, 5, 12, 19, 20 и др.]. Ультрабазитовые массивы Севано-Акеринского пояса (Малый Кавказ) приурочены к осевым частям антиклиналей, осложняющих крупный синклинорий. В антиклинальных структурах расположены некоторые массивы Восточного Саяна, Корякско-Камчатской складчатой зоны, Южного и Среднего Урала, Китая, Пуэрто-Рико, Бангладеш. В синклинальных структурах залегают массивы Миасского, Учалинского районов Урала, Динарид (Югославия), массив Сукинда (Индия) и др.

Отличительной особенностью некоторых поясов является разветвление их на флангах. В частности, Джидинский пояс на обоих флангах разобщается на две ветви, Оспинский пояс расчленяется на три ветви, Кузнецко-Алатауский пояс представлен двумя ветвями, расположенными по границам горстового выступа.

Изредка пояса ультрабазитов выходят за пределы геосинклинальных зон. Некоторые пояса Альпийско-Гималайской зоны пересекают границу этой зоны и распространяются в пределах узких прогибов, обособившихся в краевой части Аравийской платформы. Аналогичные примеры установлены в южных районах Сибири и в пределах западного побережья Тихого океана.

В некоторых складчатых зонах намечается тенденция омоложения поясов ультрабазитов в определенном направлении. В Альпийско-Гималайской складчатой зоне омоложение намечается в направлении с запада на восток и с юга на север, в Восточном Саяне — от периферии складчатой зоны к ее внутренним областям.

При изменении простирания контролирующих разрывных структур соответственно изгибаются и пояса ультрабазитов. Изогнутую, дугообразную форму имеют Байкало-Муйский пояс, пояса Саяно-Алтайской области, Армении, некоторые пояса Урала и многих других регионов.

Степень насыщения ультрабазитами и размеры массивов этих пород в различных поясах весьма изменчивы. Движения по тектоническим разломам, контролирующим размещение ультрабазитов, происходили неоднократно. Это привело к разновременному внедрению ультрабазитов в пределах одних и тех же зон разломов, что отмечено в Севано-Акеринской структурно-металлогенической зоне, на Урале, в Южной Фергане и других регионах.

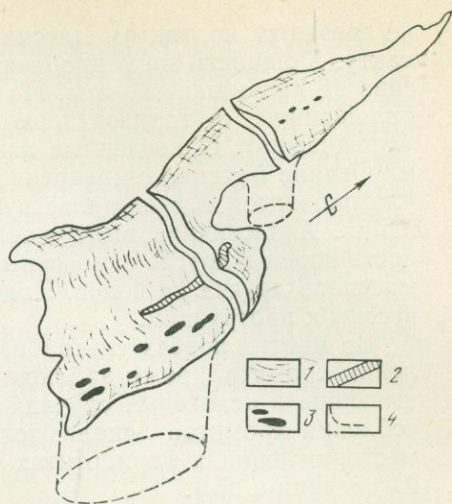
Массивы ультраосновных пород имеют линзовидные, жилообразные очертания, реже форму лакколитов, лополитов, факолитов, акмолитов.

Особенности строения ультрабазитовых поясов, приуроченных к зонам глубинных разломов, показывают, что массивы ультраосновных пород распространяются обычно не в виде линейных цепочек, а разбросаны в зонах, ширина которых достигает нередко многих, а иногда — десятков километров. В пределах этих зон разломов массивы ультрабазитов занимают различную структурную позицию: расположены непосредственно вдоль поверхностей глубинных разрывов или находятся на удалении от этих сместителей.

Рассмотрение морфологии и некоторых особенностей строения массивов, удаленных от глубинных разломов, представляет интерес в свете высказываний о внедрении на современный уровень холодных масс ультрабазитов (протрузии). В качестве примера может быть представлен Кемпирсайский массив (фиг. 1). Ультрабазиты массива не перемяты, а разбиты лишь сетью трещин, среди которых существенно преобладают крутопадающие трещины северо-восточного и северо-западного простирания. Плоскостные элементы ориентированных текстур всюду субвертикальны, а линейность пологая. Выявлена единая структура массива, в котором установлены три протяженных сводовых поднятия и вытянутая на 25 км единая рудоносная зона. Псевдослоистость ультрабазитов

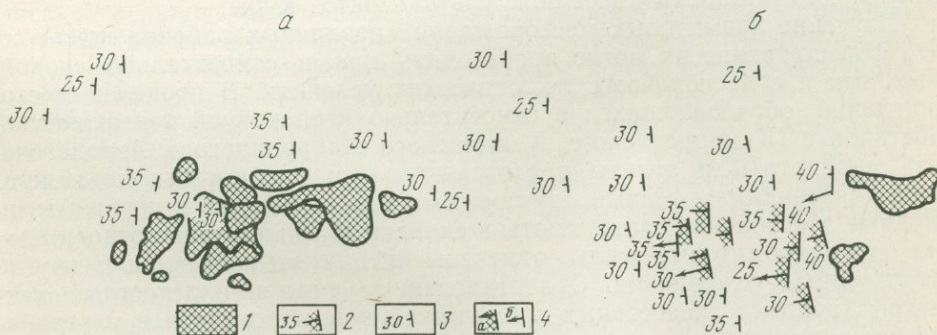
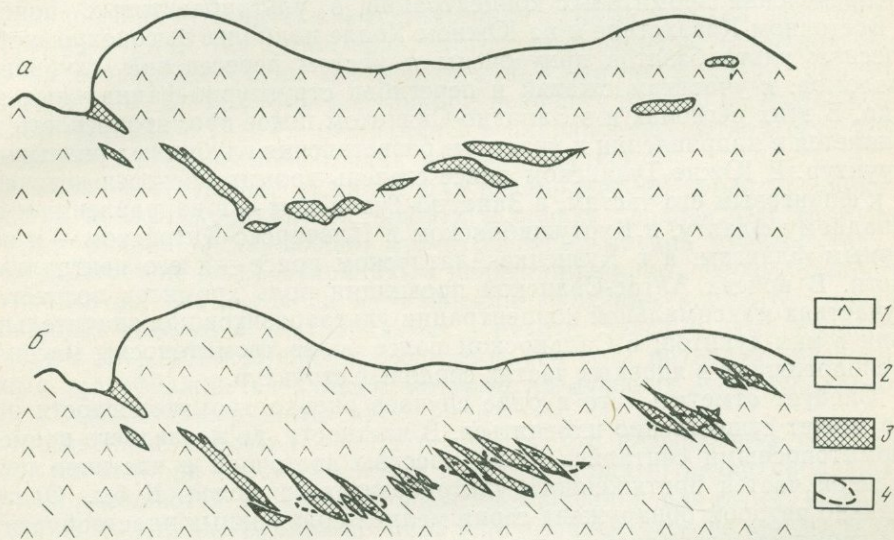
Фиг. 1. Схематическое изображение формы Кемпирсайского массива ультрабазитов

- 1 — линии изгибов поверхности массива;
- 2 — останец габбро-амфиболитов;
- 3 — хромитовые рудные тела;
- 4 — контуры магмоподводящих каналов



Фиг. 2. Залегание рудных тел месторождения Хромита: а — ранее предполагаемое, б — намеченное автором

- 1 — ультрабазиты;
- 2 — направление прослоев ультрабазитов и линейно-плоскостных текстур;
- 3 — хромиты;
- 4 — контуры хромитовых тел, показанных на фиг. 2. а



Фиг. 3. Положение рудных тел месторождений Хромита (а) и Кайюган (б) по отношению к простиранию прослоев ультрабазитов и ориентированных текстур

- 1 — хромиты; 2 — установленное залегание контактов рудных тел; 3 — направление прослоев ультрабазитов и линейно-плоскостных текстур в ультрабазитах и хромитовых рудах; 4 — ориентировка линейности: а — в рудных телах, б — в ультрабазитах

не срезается контактом массива, а становится здесь параллельной контакту. Мощность зоны дробления и перетирания пород в контакте массива не превышает 2—3 м. По данным геофизики, массив имеет форму уплощенного субгоризонтального лакколита с подводящими каналами («ножками»). Приведенные данные не дают основания связывать формирование массива с внедрением с глубоких горизонтов холодных масс ультрабазитов и свидетельствуют о магматическом пути его формирования. Аналогичная выдержанная единая структура, хорошая сохранность пород и другие отмеченные особенности характерны для некоторых массивов других регионов. Подобные массивы также не могут быть отнесены к протрузиям.

Во многих поясах ультрабазитов распространены мелкие рудопроявления хромитов, реже наблюдаются достаточно крупные концентрации, имеющие в некоторых случаях промышленный интерес. Почти все обособления хромитов локализируются в дунитах, хотя известны единичные месторождения в перидотитах (Сарановское на Урале, Дубошница в Югославии и др.).

Различные исследователи намечают определенные закономерности распределения хромитовых концентраций в ультрабазитовых поясах. В Восточном Казахстане и на Южном Урале наиболее высокохромистые массивы ультрабазитов приурочены к местам пересечений глубинных разломов, к участкам сжатий и перегибов структурно-фациальных зон и др. В этих регионах и в Западно-Саянском поясе хромитоносность повышается в направлении к участкам разветвления глубинных разрывных структур. В Южно-Тувинском поясе степень хромитоносности возрастает к фланговым его частям, в Западно-Тувинском — в направлении к его западному флангу, в Куртушибинском и Ильчирско-Китойском — к восточным флангам, а в Кузнецко-Алатауском поясе — к его центральной части. В поясах Алтае-Саянской провинции роль хромитов возрастает в участках максимальной концентрации ультрабазитов при значительной роли в них дунитов; в Салаирском поясе более хромитоносны массивы, расположенные в ядерных частях сводовых структур.

Следует отметить, что в ряде случаев оценка хромитоносности поясов может существенно изменяться. В частности, до последнего времени хромитоносными считались лишь массивы восточной и частично центральной частей протяженного ультрабазитового пояса Кубы. Однако недавно автором обнаружена серия мелких сближенных пластообразных тел хромитов в западной части указанного пояса, в массиве Кахальбана, и установлено заметное распространение в нем дунитов, что позволило считать хромитоносным весь пояс ультрабазитов Кубы.

Изучение хромитовых месторождений различных районов показало, что формирование их могло происходить как в относительно спокойных, так и в неспокойных тектонических условиях. В пределах месторождений, образовавшихся в относительно неспокойной тектонической обстановке (Кемпирсайского, Ключевского, Хабарнинского, Агардагского), перидотиты и дуниты представлены невыдержанными по залеганию линзовидными телами, местами смятыми в складки и пережатыми. Рудные обособления также смяты в складки, будинированы: относительно часты хромитовые жилы, отмечены интрарудные брекчи и другие структурные осложнения. Ориентированные линейно-плоскостные текстуры (цепочки аксессуарных хромшпинелидов, пироксенов в ультрабазитах, полосчатость, удлиненные агрегаты и другие направленные элементы в рудных телах) занимают секущее положение по отношению к перемежаемости перидотитов и дунитов. В результате данные об этих текстурах не могут быть использованы при прослеживании хромитовых тел и рудоносных зон. В практической работе целесообразно учитывать жилообразные тела хромитов, которые в ряде случаев могут служить прямыми индикаторами скрытых рудных залежей.

Месторождения, формировавшиеся в относительно спокойных тектонических условиях — Рай-Из (Полярный Урал); Каледония, Кайюган, Аморес и др. (Куба), локализуются среди перемежающихся прослоев перидотитов и дунитов, простираение, падение и мощность которых выдержаны иногда на протяжении десятков километров. Рудные тела залегают в виде согласных пластообразных залежей. Складки, интратрудные брекчии и другие осложнения отсутствуют, жильные тела единичны.

Ориентированные текстуры согласны простираению и падению псевдослоистости ультрабазитов и согласных ей рудных тел, что позволяет использовать данные об этих текстурах в практических целях. Это можно проиллюстрировать на примере уточнения залегания рудных тел месторождения Хромита на Кубе. Здесь предполагалось расположение рудных тел, показанное на фиг. 2, а. Однако выявление структуры месторождения позволило уточнить показанную схему.

В результате проведенной автором совместно с сотрудником Геологического института АН Кубы О. Васкесом детальной съемки установлено повсеместное единое направление псевдослоистости ультрабазитов, а также согласных ей рудных тел и линейно-плоскостных текстур. Это позволило составить иную схему залегания рудных тел (см. фиг. 2, б).

Группа рудных тел характеризуемого месторождения и расположенного на его продолжении месторождения Кайюган в плане линейно вытянута (фиг. 3). Поэтому все горноразведочные работы в течение многих лет, начиная с 1942 г., проводились в направлении вытянутости этой группы тел; в стороны поиски практически не велись.

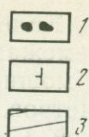
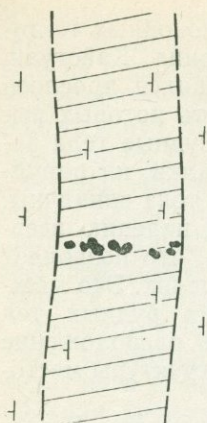
Выяснение структуры рудного поля и направления ориентированных структур позволило по-иному подойти к оценке перспективы хромитоносности района. Установлено, что отмеченная группа рудных тел в плане залегают не по простираению, а перпендикулярно псевдослоистости ультрабазитов, она согласна направлению линейных элементов ориентированных текстур в ультрабазитах и рудных телах и сама является линейным элементом крупных масштабов. На всем интервале развития рудных тел обнажаются дуниты, которые на флангах этой рудоносной полосы сменяются перидотитами.

Проведенные работы позволяют считать, что перспективы хромитоносной территории ограничиваются не узкой полосой развития рудных тел, а определяются мощностью зоны, обогащенной дунитами. Последняя равна не ширине рудной полосы, а по крайней мере ее протяженности (фиг. 4). Учитывая значительную мощность хромитоносной зоны, можно ожидать и существенное развитие ее по простираению. Имеющиеся весьма ограниченные данные свидетельствуют о наличии хромитовых руд на интервалах этой зоны, удаленных от упомянутой группы рудных тел. Не исключена возможность нахождения новых рудных концентраций и в не изученных еще частях рудоносной зоны.

В пределах намечаемой зоны дуниты местами могут исчезать или быть перекрыты наносами. В этом случае прослеживанию зоны будут содействовать сведения о направлении линейных элементов ориентированных текстур. Такие данные позволяют определить положение и простираение зоны и при ее изгибах.

В пределах массивов ультраосновных пород положение хромитовых руд определяется их геологической структурой. Выделяются несколько типов структур, контролирующих размещение хромитовых рудных тел или групп месторождений в пределах отдельных массивов ультрабазитов.

Шарнирные части сводовых структур локализуют зоны линзовидных хромитовых рудных тел (фиг. 5, а). Примером может служить Кемпирсайский массив на Южном Урале, где рудоносная зона хромитовых месторождений прослежена на 25 км в субмеридиональном направлении. Она приурочена к шарнирной части пологого сводового поднятия,

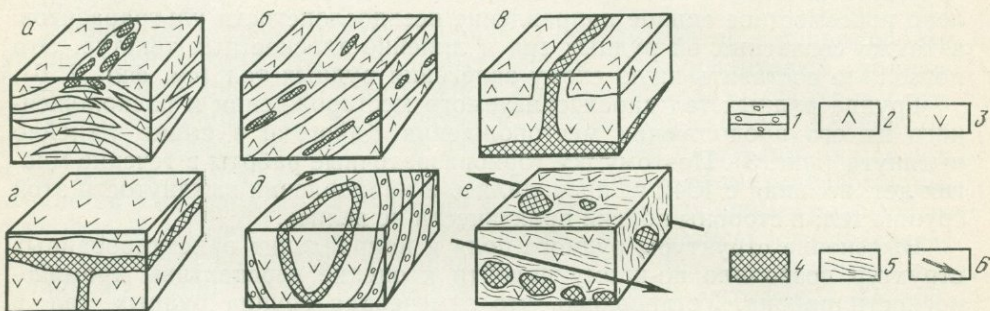


Фиг. 4. Соотношение направления линейно-вытянутой группы рудных тел месторождений Хромита — Кайогуан с простираем намечаемой рудоносной зоны

1 — хромитовые рудные тела; 2 — направление прослоев ультрабазитов и линейно-плоскостных тектур; 3 — предполагаемая рудоносная зона

Фиг. 5. Структуры, контролирующие размещение хромитовых месторождений и рудных тел

1 — конгломераты; 2 — перидотиты; 3 — дуниты; 4 — хромиты; 5 — перемычки ультрабазиты; 6 — направление тектонических перемещений



осложненного более мелкими субмеридиональными структурами, имеющими форму складок [9, 11, 14 и др.]. Развитые здесь линзообразные рудные тела имеют падение от близгоризонтального до достаточно крутого ($50-60^\circ$). Направление и углы падения определяются положением рудных тел в сводовом поднятии. Длинной осью эти тела вытянуты в субмеридиональном направлении.

Выдержанные по мощности и залеганию пластообразные прослои дунитов, обособляющиеся в перидотитах, контролируют размещение месторождений хромитов (см. фиг. 5, б). Подобное размещение характерно для массивов ультрабазитов Кубы (массив Пинарес де Маяри, район Моа-Баракоа, массив Кахальбана), а также для изучавшейся автором рудоносной части массива Рай-Из (Полярный Урал). В этих массивах близкие к пластообразным рудные тела хромитов распространены в соответствии с залеганием прослоев вмещающих дунитов.

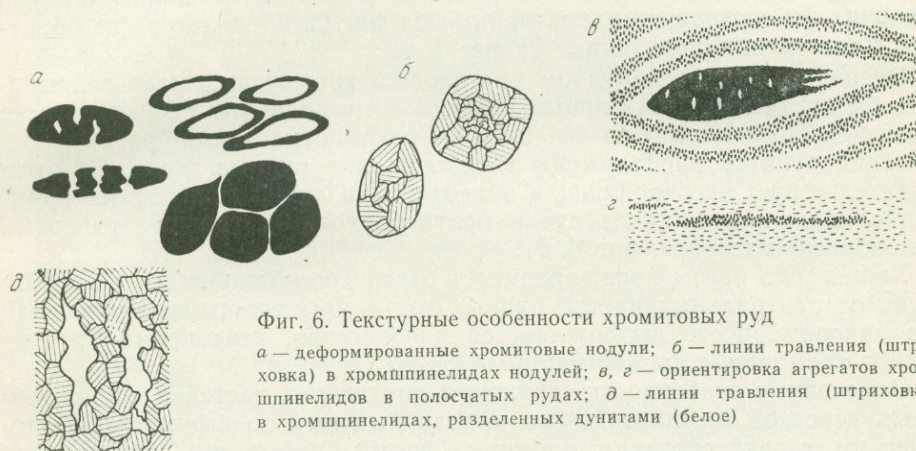
Зоны, обогащенные дунитами, и распространенные в них хромитовые обособления различных масштабов характеризуются значительной выдержанностью по простираю и падению. Одна из таких зон на Кубе имеет простираие $60-70^\circ$ и пологое ($30-40^\circ$) падение в северные румбы на интервале около 25 км.

Субвертикальные тектонически ослабленные линейные зоны субвертикального падения служили путями перемещения и локализации хромитовых масс с образованием жиллоподобных тел [9]. Мощность этих тел изменяется от сантиметров до многих метров. Рудные жилы значительной мощности наблюдались автором в Агардагском массиве (Тува), ряде массивов Кубы и других регионов, но особенно широко и наглядно они представлены на месторождениях Кемпирсайского массива и хорошо видны в стенках глубоко врезанных карьеров. Установлено, что жиллообразные тела ответвляются от пологих залежей хромитов (см. фиг. 5, в); форма их весьма невыдержана, контакты расплывчаты. Тектонические срывы вдоль таких извилистых границ рудных жил отсутствуют. В ряде случаев подобные жиллообразные тела можно рас-

смагивать как непосредственный индикатор скрытых пологих залежей.

Границы различных по составу ультрабазитов иногда представляют собой участки локализации рудных масс, перемещавшихся вверх по отмеченным тектонически ослабленным зонам [9]. Обычно хромитовые руды накапливаются в виде уплощенных залежей под пологозалегающими прослоями перидотитов и пироксеновых дунитов, сменяющихся ниже дунитами (см. фиг. 5, *г*). Рудные жилы постепенно переходят в пологие залежи, сливаясь с ними. Структурно-текстурные особенности руд из жильных тел полностью соответствуют особенностям строения хромитов пологих залежей.

Соотношения мощности экранированных рудных тел и подводящих хромитовых жил различны. Чаще мощные жилы вверху переходят в мощные пологие тела. Однако наблюдались примеры, когда жилы мощностью 10—50 см переходят по восстанию в тела значительной (10—12 м) мощности.



Фиг. 6. Текстурные особенности хромитовых руд

а — деформированные хромитовые нодули; *б* — линии травления (штриховка) в хромшпинелидах нодулей; *в*, *г* — ориентировка агрегатов хромшпинелидов в полосчатых рудах; *д* — линии травления (штриховка) в хромшпинелидах, разделенных дунитами (белое)

Границы массивов ультрабазитов в ряде случаев могут определять структурную позицию хромитовых месторождений и морфологию рудных тел. Примером может служить протяженная прерывистая рудная залежь месторождения Сукинда, Индия, штат Орисса [18]. Здесь в толще конгломератов выделяется брахисинклинальная складка, вмещающая массив ультрабазитов (см. фиг. 5, *д*). Границы массива повторяют очертания складчатой структуры. В соответствии с конфигурацией границ ультрабазитового массива вытягивается пластообразное хромитовое рудное тело. При посещении ряда месторождений автор наблюдал некоторую изменчивость мощности рудного тела и небольшие колебания в его залегании на локальных участках как по падению, так и по простиранию. В хромитовых рудах удалось выявить ориентированные линейно-плоскостные текстуры, согласные простиранию и падению рудного тела на вскрытом интервале.

Направление послерудных тектонических перемещений обуславливает вытянутость цепочек хромитовых блоков, возникших в результате дробления линзовидных и других рудных тел (см. фиг. 5, *е*). Склонение этих цепочек определяется углами наклона векторов движений.

Характеризуемый структурно-морфологический тип хромитовых рудных тел выделен автором на месторождениях Агардаг (Тува), Люботен (Югославия) и более детально изучен на месторождении Гейдара в Азербайджане [8]. Размеры грубо изометричных или несколько

удлиненных, угловатых, реже хорошо окатанных блоков изменяются от сантиметров до нескольких метров.

В пределах Люботенского массива мощная зона послерудного дробления контролирует размещение месторождений, представленных сериями относительно крупных блоков хромитовых руд. В Гейдаринском и Агардагском массивах зоны дробления определяют позицию цепочек более мелких угловатых и полуокатанных глыб хромитов.

Далее кратко охарактеризуем некоторые текстурные особенности хромитовых руд, содействующие пониманию их генезиса. Весьма часто в рудных телах наблюдаются деформированные хромитовые нодулы (фиг. 6, а), сложенные хромшпинелидами без признаков деформации. Линии травления в них не изогнуты, а повсеместно строго выдержаны по направлению (см. фиг. 6, б). В удлиненных сгустках массивных руд, нодулах и во вкрапленных полосчатых хромитах выявляются текстуры растяжения. Они обусловлены вытянутостью рудных агрегатов и обособлений силикатов в направлении, поперечном линейности. Можно было бы связать возникновение этих текстур с наложенными динамометаморфическими явлениями. Подобный механизм в какой-то мере объяснил бы соотношения, показанные на фиг. 6, в, однако он не объясняет соотношения, показанные на фиг. 6, г.

Очевидно, при послерудном растяжении хромитовых масс разрывались бы отдельные зерна хромшпинелидов, но подобные особенности не отмечены. Повсеместно по обе стороны извилистых жилообразных обособлений дунитов расположены неразорванные рудные зерна. Об этом свидетельствует несовпадающая ориентировка линий травления в хромшпинелидах, находящихся вдоль противоположных границ дунитовых жилообразных тел (см. фиг. 6, д).

Характерна неизменность размеров зерен хромшпинелидов в направлении от центральных частей рудных тел к их контактовым участкам. Эта закономерность выдерживается повсеместно, независимо от масштабов хромитовых концентраций.

Отмеченные особенности структуры внутренних частей и приконтактных участков Кемпирсайского и подобных ему по структурно-тектоническим характеристикам массивов, форма рудных тел, сохранность внутренней структуры деформированных зерен, агрегатов, нодул хромитов, наблюдаемое строение текстур растяжения, неизменность величины рудных зерен в контактах и центральных частях хромитовых тел убедительно свидетельствуют о магматическом пути их формирования. В период кристаллизации рудно-силикатного расплава в условиях тектонических деформаций происходило перераспределение пластичных рудных масс, ламинарное движение существенно раскристаллизованного рудно-силикатного расплава с образованием линейных текстур и поперечных текстур растяжения.

Расплав мог перемещаться в различных направлениях, но у контакта массивов движение его происходило вдоль линий контакта. На это, в частности, указывает направление ориентированных текстур в приконтактных участках Кемпирсайского массива ультрабазитов. Здесь ориентированные текстуры в боковых участках и в апикальной части плутона ориентированы согласно его контакту.

Таким образом, на особенности распространения и строения ультрабазитов и хромитовых месторождений существенное влияние оказали геологоструктурная позиция, а также тектонический режим, господствовавший в период становления ультрабазитовых массивов и кристаллизации хромитов. Эти факторы определили различия в морфологии, залегании и внутреннем строении ультрабазитовых тел и обусловили возникновение многообразия морфоструктурных разновидностей рудных тел.

Литература

1. *Абовян С. Б.* Возрастные взаимоотношения ультраосновных и основных интрузивных пород офиолитовой формации Армянской ССР.— Записки Арм. отд. Всес. минералог. об-ва, 1963, вып. 2.
2. *Воробьева О. А.* Габбро-пироксенит-дунитовый пояс Среднего Урала и проблема его происхождения.— В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Т. 1. Свердловск, 1963.
3. *Зимин С. С.* Дунит-верлитовая формация Тихоокеанского складчатого пояса и вопросы генезиса гипербазитов (на примере интрузии Сихотэ-Алиня).— В кн.: Магматические формации Алтае-Саянской складчатой области. «Наука», 1965.
4. *Зимин С. С.* Парагенезисы офиолитов и верхняя мантия. «Наука», 1973.
5. *Карамата С., Чирич Б.* Офиолиты Динарид и их происхождение.— В кн.: Тезисы докладов междунаrodn. симпозиума «Офиолиты в земной коре». «Наука», 1973.
6. *Колбанцев Р. В.* Особенности строения и минерогении Алтае-Саянской гипербазитовой провинции.— В кн.: Вопросы геологии Сибири. Томск, 1971.
7. *Колбанцев Р. В.* Перспективы хромитоносности Алтае-Саянской гипербазитовой провинции.— В кн.: Хромиты Урала, Казахстана, Сибири и Дальнего Востока. Материалы семинара по оценке хромитоносности ультраосновных массивов. М., 1974.
8. *Кравченко Г. Г.* Генезис овалных тел хромитов Гейдаринского месторождения (Азербайджанская ССР).— Геол. рудн. месторожд., 1969, № 5.
9. *Кравченко Г. Г.* Роль тектоники при кристаллизации хромитовых руд Кемпирсайского плутона. «Наука», 1969.
10. *Кузнецов В. А., Пинус Г. В.* Интрузивные комплексы Тувы и основные закономерности в их проявлении.— Докл. АН СССР, 1949, 65, № 1.
11. *Логинов В. П., Павлов Н. В., Соколов Г. А.* Хромитоносность Кемпирсайского ультраосновного массива на Южном Урале. Изд-во АН СССР, 1940.
12. *Михайлов А. Ф.* Некоторые особенности геологии гипербазитовой формации северной части Корьякско-Камчатской складчатой области.— В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых.— Госгеолтехиздат, 1960.
13. *Москалева С. В.* Гипербазиты и их хромитоносность. «Недра», 1974.
14. *Павлов Н. В., Соколов Г. А.* Некоторые закономерности размещения хромитовых месторождений в Кемпирсайском ультраосновном плутоне, включая скрытые рудные тела.— В кн.: Вопросы изучения и методы поисков скрытого оруденения. Госгеолтехиздат, 1963.
15. *Пинус Г. В., Колесник Ю. Н.* Джидинский гипербазитовый пояс.— В кн.: Магматические комплексы Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, СО АН СССР, 1963.
16. *Смирнов А. Д., Булдаков В. В.* Интрузивные комплексы Восточного Саяна. Изд-во АН СССР, 1962.
17. *Хаин В. Е., Сеславинский К. Б.* Некоторые основные вопросы строения и тектонической истории северо-западного сегмента Тихоокеанского подвижного пояса.— Вестник МГУ, 1972, № 6.
18. *Banerjee P. K.* Geology and geochemistry of the Sukinda ultramafic field, Cuttack district, Orissa.— Mem. Geol. Surv. India, 1972, 103.
19. *Burk C. A.* The AMSOC core hole in serpentinite near Mayaguez, Puerto-Rico. Washington, Nac. Acad. of sci., 1964.
20. *Shams F. A.* Structures in chromitebearing serpentinites, Hindubagh, Zhob Walley, West Pakistan.— Econ. geol., 1964, 59, № 7.

Л. И. Колотилов, Б. Е. Милецкий

ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ И ХРОМИТОНОСНОСТЬ КЕМПИРСАЙСКОГО ГИПЕРБАЗИТОВОГО МАССИВА

Кемпирсайский гипербазитовый массив расположен в Актюбинской области Казахской ССР. В плане он представляет собой вытянутое в меридиональном направлении тело длиной 74 км, шириной на севере до 10, на юге до 32 км. Общая площадь его около 1000 км². Массив находится на стыке мио- и эвгеосинклинальных структурно-формационных зон Уральской геосинклинальной области — Центрально-Уральского поднятия и Тагило-Магнитогорского прогиба, будучи расположенным в структурах первого из них. Некоторые исследователи считают, что мас-

сив находится в пределах Сакмарской складчато-покровной зоны, шарьированной с востока, из Тагило-Магнитогорского прогиба, на западный склон Урала. В локальном плане Кемпирсайский гипербазитовый массив расположен на южном окончании Уралтауского мегантиклинория, в одноименной антиклинальной структуре, занимая ее западную часть и южное периклинальное замыкание.

Вмещающими породами для массива служат, по Н. П. Хераскову [9], образования докембрийского, кембрийского, ордовикского и силурийского возраста. Из них наиболее распространены докембрийские роговообманковые сланцы, которые под влиянием процессов мигматизации местами превращены в амфиболиты, гранатовые амфиболиты и габбро-амфиболиты. В тесных соотношениях с этими породами находятся гранат-хлоритовые сланцы и гранатовые кварциты. На севере массива широко развиты более молодые, но, вероятно, тоже докембрийские углесто-серицитовые сланцы и кварциты. На западном его контакте гипербазиты соприкасаются с породами диабаз-спилитовой формации верхнего силура и граптолитовыми кремнистыми сланцами. На востоке они контактируют с разнообразными породами кембрийского и нижнеордовикского возраста, на юге вмещающими породами служат в основном габбро-амфиболиты, реже роговообманковые сланцы и другие метаморфические породы.

Мнения о возрасте Кемпирсайского гипербазитового массива расходятся, однако наличие интрузивных контактов слагающих его ультраосновных пород с кембрийскими амфиболитами и рудообразующих хромшпинелидов в соседних с массивом отложениях ниже-среднеордовикской кидрясовской свиты позволяет предполагать, что возраст массива средне- или верхнекембрийский, близкий возрасту большинства гипербазитов Центрального и Южного Казахстана. По-видимому, на обширной территории внедрение догерцинских гипербазитов происходило более или менее одновременно.

В геологическом строении Кемпирсайского гипербазитового массива участвуют в различной степени серпентинизированные ультраосновные породы ряда дунит — пироксенит, принадлежащие к гипербазитовой (по Ю. А. Кузнецову) или дунит-гарцбургитовой (по С. В. Москалевой) и габбро-перидотитовой формации (по Н. П. Михайлову и авторам карты магматических формаций СССР). Наиболее распространены гарцбургиты, менее — дуниты, лерцолиты, амфиболитовые перидотиты, пироксениты, верлиты, хромитовые дуниты, форелленштейны, хромититы. В дайковой и жильной фациях встречаются дуниты, пироксениты, актинолититы, габбро-диабазы, горнблендиты, оливковые нориты.

В. П. Логинов, Н. В. Павлов, Г. А. Соколов [4] отметили вертикальную петрографическую зональность массива (сверху вниз): развитые местами амфиболитовые перидотиты, порфиroidные гарцбургиты, полосчатый дунит-гарцбургитовый комплекс и дуниты. В последующем Н. В. Павлов, Г. Г. Кравченко и И. И. Чупрынина [5] несколько уточнили этот разрез. По их представлениям, в зоне висячего контакта массива находятся форелленштейны, а глубже следуют спорадически развитые небольшие обособления амфиболовых перидотитов, порфиroidных гарцбургитов, сменяемых директивными (полосчатыми) гарцбургитами. В юго-восточной части массива директивные гарцбургиты сменяются продуктивными хромитоносными зонами, состоящими из дунит-перидотитового шлирово-полосчатого комплекса. М. Ф. Шульгин и Е. П. Степанов [10] отмечают, что ниже аподунитовых серпентинитов, вмещающих хромитовые тела, находится безрудный дунит-перидотитовый полосчатый комплекс.

Согласно данным картирования и нашим наблюдениям, массив сложен в основном гарцбургитами, менее распространены дуниты, которые обособлены в виде нескольких полей различных размеров и конфигура-

ций. Наибольшие по площади поля этих пород находятся в юго-восточной части массива, причем форма их свидетельствует о приуроченности и подчиненности периклинальной структуре вмещающей массив части антиклинория.

Крупные дунитовые поля содержат местами небольшие обособления гарцбургитов, пироксеновых дунитов. Переходы в окружающие гарцбургиты обычно резкие, но местами постепенные. По данным буровых скважин, пройденных в приконтактных зонах, склонение дунитовых тел происходит в южном направлении под пологими до крутых углами. В продольных и поперечных геологических разрезах приповерхностной части массива отчетливо видно, что они окружены гарцбургитами и имеют несогласное с ними залегание. Рвущие соотношения крупных обособлений дунитов по отношению к окружающим гарцбургитам и дунит-гарцбургитовому комплексу местами наблюдаются в эксплуатационных карьерах на хромитовых месторождениях.

Наиболее полный геологический разрез доступной изучению приповерхностной зоны юго-восточной части Кемпирсайского гипербазитового массива наблюдается по керну буровых скважин, пройденных до глубины 1350 м на южном фланге месторождения Алмаз-Жемчужина. Верхи разреза представлены мощной толщей габбро-амфиболитов, покрывающих массив, под которыми залегают ультраосновные породы. Разрез их на участке месторождения имеет отчетливое трехчленное деление: 1) вверху мощная надрудная гарцбургитовая толща, 2) рудоносный комплекс ультраосновных пород («рудоносная зона»), 3) гипербазиты лежащего бока месторождения, еще нигде на всю глубину не пересеченные. Надрудная толща в пределах исследованной части месторождения мощностью до 850 м представлена более или менее однородными гарцбургитами с немногочисленными обособлениями дунитов (мощностью до 40 м). Гарцбургиты местами заметно амфиболлизированы (до 1—2, иногда до 10%). Рудоносный комплекс ультраосновных пород сложен в основном дунитами с заключенными в них различными по величине обособлениями гарцбургитов, малопироксеновых лерцолитов и хромитов, т. е. он, в отличие от вышележащей надрудной толщи гарцбургитов, представляет собой частую перемежаемость перечисленных выше ультраосновных пород и хромитовых руд. В результате воздействия рудоносного комплекса на вышележащие гарцбургиты усиливались их серпентинизация, метаморфизм аксессуарных хромшпинелидов и образование первичных геохимических ореолов согласного изменения содержаний ряда элементов-индикаторов хромитового оруденения [2]. В серпентинитах вблизи хромитовых тел отмечается также увеличение содержания брусита.

На северном фланге месторождения Алмаз-Жемчужина описанный выше трехчленный разрез массива сохранился не полностью: надрудная гипербазитовая толща частично или полностью эродирована, и на эрозионный срез выведен рудоносный комплекс ультраосновных пород, поэтому на дневной поверхности обнажились хромитовые тела. К северу от месторождения выходят, по-видимому, ультраосновные породы, лежащие лежащий бок рудоносного комплекса, мощность их пока точно не определена, но буровые скважины в интервале 260—285 м пересекли дуниты и вошли в гарцбургиты или пироксеновые дуниты. Эти породы подстилают наиболее крупное обособление дунитов, являясь одновременно частью общего гарцбургитового поля массива. Этот вывод подтверждают данные разреза по поисково-структурной скважине в северо-северо-восточной части рассматриваемого поля, южнее месторождения VIII Геофизическое. Этой скважиной пересечено 70 м дунитов, которые подстилаются перидотитами мощностью более 630 м. Несколько северозападнее буровая скважина пройдена до глубины 659 м по гарцбургитам и пироксеновым дунитам лежащего бока наиболее крупного обособле-

ния дунитов. Разрезы по буровым скважинам, пройденным к югу и юго-западу от месторождения Комсомольское, подтверждают, что данная гарцбургитовая толща находится в кровле второго по величине поля дунитов, расположенного к северу от первого. Строение этого поля не менее сложно; оно так же содержит обособления гарцбургитов, магнезиально-пироксеновых лерцолитов и дунитов, хромититов. Мощность пород рудоносного комплекса не определена, но подстилается он тоже гарцбургитами и пироксеновыми дунитами.

Глубокие структурно-поисковые скважины, пробуренные за пределами описанных дунитовых полей и хромитовых месторождений, не пересекали рудоносный комплекс ультраосновных пород. Это ставит под сомнение существование на юго-востоке массива продуктивного горизонта с хромитовым оруденением, который выделялся предыдущими исследователями [4, 5].

В центральной части массива пройдена структурная скважина до глубины 1202 м, где прослежены гарцбургиты практически без дунитов [6].

Северная часть Кемпирсайского массива отличается сложным строением, особенно в приконтактных зонах, о чем свидетельствуют геологические разрезы по ряду скважин. Здесь чередуются мощные толщи дунитов, перидотитов и пироксенитов или дуниты с несколькими интервалами амфиболитов на разных глубинах, или дуниты с многочисленными интервалами амфиболитов на разных глубинах, пироксенитов и форелленштейна. Структурная скважина в центральной части северной половины массива пройдена до глубины 1281 м почти целиком по дунитам; гарцбургиты в виде небольших интервалов отмечены только в начале и конце разреза.

Анализ фактического материала — расположения слагающих Кемпирсайский массив ультраосновных пород и их взаимоотношений, минералого-петрографические, геохимические и другие особенности приводят к выводу о его многофазном формировании. Первая, или главная, фаза представлена обычными и порфириновидными перидотитами-гарцбургитами, менее — лерцолитами и амфиболовыми перидотитами, которые прорваны ультраосновными породами дополнительной фазы — дунитами и дунит-гарцбургитовым комплексом. В третью фазу произошло, вероятно, внедрение рудообразующего силикатно-хромшпинелидового расплава, продуктами кристаллизации которого являются хромититы и вмещающие их дуниты, лерцолиты и пироксеновые дуниты, отличающиеся от аналогичных нехромитоносных пород повышенной магнезиальностью, хромитоносностью и пониженной железистостью. Заключительная фаза — жильная — состоит из дунитов, пироксенитов, габбро-диабазов и других пород.

Эти представления, впервые обоснованные Г. А. Соколовым [8], не нашли пока общего признания, поскольку взаимоотношения между фазами затушеваны последующими наложенными процессами — серпентинизацией, дизъюнктивными нарушениями и др. Однако на существование фаз указывают различный состав аксессуарных и рудообразующих хромшпинелидов в породах разных фаз, повышенная основность ультраосновных пород второй и третьей фаз, развитие около крупных хромитовых тел первичных геохимических ореолов, проявлений наложенной амфиболитизации и метаморфизма аксессуарных хромшпинелидов в гарцбургитах надрудной толщи.

Блоковое строение Кемпирсайского гипербазитового массива в связи с различной глубиной эрозионного среза отдельных частей известно давно. Новая интерпретация геофизических полей над массивом, предложенная В. И. Сегаловичем [7], позволяет считать, что южная часть массива, которую ранее представляли в виде единого очень крупного блока, в действительности расчленена на несколько меньших блоков,

совпадающих в общих чертах со сводовыми поднятиями, выделяемыми Н. В. Павловым и др. [5]. Установлено, что наиболее глубоко эродирован блок, соответствующий юго-восточному сводовому поднятию, менее — блок Тыгашасайского и еще менее — Юго-Западного поднятий. Из этого следует, что глубина эрозионного среза Кемпирсайского массива уменьшается не только с юга на север, как считалось ранее, но для южной его половины — с востока на запад. Блоки сочленяются по зонам нарушений, в которые местами «затянуты» узкие полосы габбро-амфиболитов и метаморфических сланцев, составлявших кровлю плутона.

Проявления хромитового оруденения в пределах массива размещаются среди обычных и амфиболитизированных гарцбургитов в зоне их контактов с габбро и форелленштейнами (западная часть северной половины массива), в гарцбургитах главной фазы в северной, центральной и юго-восточной частях массива, среди полосчатого дунит-гарцбургитового комплекса, в дунитовых полях дополнительной интрузивной фазы массива — в обособленных рудоносных зонах и в низах мощных толщ дунитов. Морфологически для хромитопроявлений, локализованных в породах главной интрузивной фазы массива, характерны линзо-широ- и жилообразные тела, для полосчатого дунит-гарцбургитового комплекса — плоские линзо- и жилообразные, для обособленных рудоносных зон — сложные столбо- и линзообразные формы, для хромитопроявлений в низах мощных толщ дунитов — полосчатые и псевдослоистые рудные тела, шпирь и пластообразные толщи бедных вкрапленных руд.

Таким образом, в Кемпирсайском гипербазитовом массиве выделяются четыре перечисленных рудоносных уровня и три генетических подтипа магматического хромитового оруденения: 1) сформировавшихся *in situ* в перидотитах и в полосчатом дунит-гарцбургитовом комплексе главной интрузивной фазы (автомагматический подтип); 2) образовавшихся путем сегрегации и локального осаждения зерен хромшпинелида при кристаллизации расплава в серии «слояков» в нижних частях толщ дунитов дополнительной фазы (сегрегационный подтип); 3) сформировавшихся из инъецированного с глубины силикатно-хромшпинелидового расплава в чуждых ему ультраосновных породах (гетеромагматический подтип гистеромагматического оруденения, который в пределах Кемпирсайского массива имеет наибольшее значение).

Хромитовые месторождения последнего генетического подтипа обладают большими размерами и сложным строением. Они состоят, как правило, из нескольких крупных, вытянутых по склонению, сложных столбо-, трубо- и линзообразных тел, которые сопровождаются многочисленными меньшими по размерам рудными телами неправильной линзо- или жилообразной формы. Вместе с вмещающими их ультраосновными породами они прослеживаются на расстояние до 2—3 тыс. м и в целом отчетливо обособляется в виде линейных рудоносных зон от окружающих нехромитоносных ультраосновных пород главной фазы интрузива. Их диагностическими признаками могут служить: а) развитие дополнительных интрузивных фаз массива; б) нестабильность строения отдельных горизонтов вертикального его разреза, выражающаяся в частом чередовании разнообразных по форме и мощности обособлений серпентинитов по дунитам, энстатитовым дунитам, лерцолитам и гарцбургитам, с преобладанием аподунитовых серпентинитов и присутствием хромитов; в) шпирь, линзы, прожилки вкрапленных и реже сплошных хромитов, сложенных магнохромитовой или железистой магнохромитовой разностями рудообразующего хромшпинелида; г) присутствие вблизи хромитовых тел реликтов оливина с пониженным содержанием фаялитовой молекулы (до 5—7%) и убогой вкрапленности сульфидов пентландит-пирротинового ряда; д) повышенная бруситизация аподунитовых серпентинитов, увеличивающаяся с приближением к рудным

телам; е) присутствие первичных геохимических ореолов элементов-индикаторов хромитового оруденения; ж) сонахождение идиоморфных и гипидиоморфных зерен аксессуарных хромшпинелидов.

В юго-восточной части массива рудоносные зоны отдельных месторождений местами соединяются в сложные рудные узлы, например Жарлыбутацкий, объединяющий месторождения Миллионное, Алмаз-Жемчужина, Первомайское, № 21 и, возможно, Спорное. Севернее развиты более простые по строению Жангизагачский и Северо-Восточный рудные узлы.

ВЫВОДЫ

1. Кемпирсайский гипербазитовый массив находится в восточной половине Центрально-Уральского поднятия, обладавшей в период его внедрения некоторыми чертами миогеосинклинального режима (по сравнению с соседними эвгеосинклинальными прогибами). В региональном плане массив приурочен к крупной антиклинальной структуре и занимает ее южную периклинальную и западную части.

2. Контакты его с вмещающими породами преимущественно тектонические или подорванные, отмечаются апофизы ультраосновных пород во вмещающие габбро-амфиболиты, а также грубополосчатый амфиболит-гипербазитовый комплекс с признаками инъекции ультраосновных пород.

3. Нижняя возрастная граница массива определяется нижнекембрийским возрастом амфиболитов, а верхняя — ниже-среднеордовикским возрастом отложений кидрясовской свиты, в которой присутствуют обломки гипербазитов и хромита.

4. Массив сложен породами ряда дунит — пироксенит и хромититами. Между гарцбурггитами и дунитами, дунитами и породами рудоносного комплекса существуют рвущие взаимоотношения, свидетельствующие о многофазности формирования массива.

5. Массив разбит на блоки, глубина эрозионного среза которых уменьшается с юга на север и с востока на запад.

6. Хромитовое оруденение известно на уровнях сопряжения гарцбургитовой зоны с вмещающими габбро и габбро-амфиболитами (западная часть массива), развития гарцбургитов и полосчатого дунит-гарцбургитового комплекса, а также нижних горизонтов развития гарцбургитов (юго-восточная часть массива). В дополнение к этим трем уровням в пределах Главного рудного поля выявлен четвертый, находящийся в низах мощных толщ дунитов дополнительной фазы.

7. При общем магматическом генезисе хромитов Кемпирсайского гипербазитового массива установлена полигенность хромитового оруденения, которое, по-видимому, представлено хромитопроявлениями, сформировавшимися *in situ* в перидотитах и полосчатом дунит-гарцбургитовом комплексе главной интрузивной фазы (автомагматический подтип гистеромагматического оруденения), из инъецированного с глубоких горизонтов массива силикатно-хромшпинелидового расплава в чуждых ему ультраосновных породах (гетеромагматический его подтип) и образовавшимися сегрегационно, в виде слоистых или слоисто-шлировых рудных тел в низах мощных дунитовых толщ.

8. Промышленное хромитовое оруденение юго-восточной части массива ассоциировано со специфическим комплексом высокомагнезиальных гипербазитов, принадлежащих к особым фазам и обособившихся в виде линейных рудоносных зон значительной протяженности.

9. В рудоносных зонах рудные тела местами объединяются в более крупные рудные залежи, а последние — в хромитовые месторождения. Пучки рудоносных зон составляют рудные узлы.

10. Намечается следующая таксономическая иерархия проявлений хромитового оруденения: рудное тело — рудная залежь — месторожде-

ние — рудоносная зона — рудное поле; в основе ее находятся структурные и генетические рудоконтролирующие факторы.

Данные выводы следует использовать при прогнозировании хромитового оруденения и оценке хромитопоявлений Кемпирсайского гипербазитового массива и его отдельных участков.

Л и т е р а т у р а

1. *Абдулин А. А., Байдильдин Э. А., Касымов М. А. и др.* Металлогения Мугоджар. Алма-Ата, «Наука», 1976.
2. *Колотилов Л. И., Прищепчик В. П., Крутилин И. М.* Возможности применения геохимических методов поисков скрытых хромитовых месторождений на примере южной части Кемпирсайского гипербазитового массива.— В кн.: Материалы совещания по составлению прогнозно-металлогенических карт на хромиты. М., изд. ВИМС, 1971.
3. *Колотилов Л. И., Горяев С. М. и др.* Закономерности размещения и образования хромитовых месторождений.— В кн.: Закономерности размещения и образования магнетитовых и хромитовых месторождений Мугоджар и Тургайского прогиба. Алма-Ата, 1968.
4. *Логинов В. П., Павлов Н. В., Соколов Г. А.* Хромитоносность Кемпирсайского ультраосновного массива на Южном Урале.— В кн.: Хромиты СССР. Т. 2. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1940.
5. *Павлов Н. В., Кравченко Г. Г., Чупрынина И. И.* Хромиты Кемпирсайского плутона. «Наука», 1968.
6. *Родионов В. В.* Некоторые особенности распределения никеля и размещения никелевых месторождений в Кемпирсайском массиве ультрабазитов.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Западного Казахстана. Т. III. Алма-Ата, «Наука», 1966.
7. *Сегалович В. И.* О строении Кемпирсайского ультраосновного массива.— Докл. АН СССР, 1971, 198, № 1.
8. *Соколов Г. А.* О прогнозировании хромитовых месторождений.— В кн.: Материалы совещания по составлению прогнозно-металлогенических карт на хромиты. М., изд. ВИМС, 1971.
9. *Херасков Н. П.* Тектоника и формации. Избр. труды. «Наука», 1967.
10. *Шульгин М. Ф., Степанов Е. П.* Геологическая позиция Кемпирсайского гипербазитового массива и его хромитоносность с основами карты прогноза хромитовых месторождений.— В кн.: Материалы совещания по составлению прогнозно-металлогенических карт на хромиты. М., изд. ВИМС, 1971.

В. Ф. Морковкина, С. И. Гаврилова

ПОРОДО- И РУДООБРАЗОВАНИЕ В СВЯЗИ С ПРОГРЕССИВНЫМ МЕТАМОРФИЗМОМ СЕРПЕНТИНИТОВ СКЛАДЧАТЫХ ЗОН

Проблемы петро- и рудогенеза представляют по существу лишь разные стороны единой проблемы. Поэтому принципиальные изменения в представлениях о генезисе пород влекут за собой и изменения во взглядах на образование связанных с ними полезных ископаемых.

Рудопроявления и месторождения хромитов в соответствии с представлениями об интрузивном становлении офиолитовых массивов обычно ставят в связь с процессами дифференциации ультраосновной магмы. С этих позиций была обоснована гистеромагматическая (А. Н. Заварицкий, А. Г. Бетехтин, Г. А. Соколов и др.) или позднемагматическая (В. Н. Лодочников, В. И. Смирнов и др.) концепция хромитового рудообразования, в котором главную роль играли остаточные дифференциаты ультраосновной магмы, обогащенные флюидной фазой и комплексными соединениями хрома. Проникая по трещинам и ослабленным зонам в консолидированные дуниты и перидотиты остаточный расплав

освобождался от хрома с образованием хромшпинелидов. Последующая авто- и аллометаморфическая серпентинизация пород почти не затронула хромшпинелиды, за исключением некоторого увеличения в них железа.

Эта концепция логично объясняет структурно-текстурные особенности рудных тел и морфологию их проявления, но не дает объяснения широко варьирующего состава хромшпинелидов в пределах одного тела, приуроченности их к серпентинитам, причинам появления в них глинозема при бедности им исходной магмы.

В связи с детальными исследованиями геосинклинальных зон, океанического дна, достижениями вулканологии, геофизики и эксперимента в области высоких P и T взгляды на образование офиолитов резко изменились. На основании новых данных и в свете глобальной тектоники офиолитам отводится исключительная роль в формировании океанической коры, островных дуг и складчатых зон разного возраста, в строении глубин Земли и в расшифровке геологической истории каждого региона.

Прежде всего установлено развитие типичных геосинклинальных эффузивных и глубоководных осадочных образований на меланократовом фундаменте, представленном совокупностью пород гипербазитовой альпинотипной ассоциации (серпентиниты, габброиды, амфиболиты). Во время складчатости части фундамента вместе с перекрывающими их образованиями тектонически были перемещены в различные по возрасту и фациальному составу породы сиалической коры [5, 13, 14 и др.].

На основании экспериментальных данных Д. Х. Грин и А. Э. Рингвуд [3] предполагают, что альпинотипные гипербазиты (офиолиты) представляют собой тектонические блоки, протрузии или диапиры тугоплавкого остатка вещества верхней мантии (пиролита), из которого легкоплавкая часть была удалена в виде базальта. Аналогия гипербазитов с тугоплавким остатком широко используется в приложении к конкретным офиолитовым поясам различного возраста, оставляя при этом открытыми такие вопросы, как физическое состояние этого остатка, место, время и причины образования в нем хромитового оруденения и интенсивной серпентинизации. Сторонники магматической природы альпинотипных гипербазитов склонны рассматривать этот тугоплавкий остаток в виде кашеобразной кристаллической массы, содержащей межзерновую флюидную (жидкую) фазу, которая делает массу способной к медленному внедрению в породы сиала, образованию интрузивов и их дифференциации. Однако даже с этих позиций гистеромагматическая концепция хромитообразования становится трудно приложимой, прежде всего из-за ничтожного количества флюидной фазы, обедненной к тому же летучими и глиноземом после выплавления базальтовой магмы.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И ПОЛОЖЕНИЯ ГИПЕРБАЗИТОВЫХ МАССИВОВ СКЛАДЧАТЫХ ЗОН

В последние годы получены многочисленные факты, противоречащие интрузивной природе гипербазитов складчатых зон, а следовательно, и хромитового оруденения. Отметим кратко наиболее важные из них.

1. Для большинства гипербазитовых тел независимо от их размера и возраста складчатых зон устанавливается отсутствие признаков типичных интрузивов и их дифференциации: эндоконтактов, экзоконтактовых явлений с вмещающими, в том числе карбонатными породами, закономерной смены пород по вертикали и т. д. Например, на Полярном Урале габброиды находятся в западной и восточной частях гипербазитового пояса и внутри него.

2. Гипербазиты и ассоциирующие с ними габброиды большинства складчатых зон более древние, чем вмещающие их породы. Так, по гео-

логическим и радиологическим данным [6, 10], ультраосновные породы офиолитового пояса Малого Кавказа имеют заведомо доюрский возраст, а вмещающие их толщи датируются от мела до эоцена, на основании чего часто делается вывод о многократном проявлении ультраосновного магматизма. Сходная картина выявляется для Полярного Урала, где гипербазиты древнее ордовика, тогда как вмещающие их породы эффузивно-осадочной толщи относятся к силуру, девону и карбону [8]. В Западном Тянь-Шане, древней складчатой зоне, в основании геологических разрезов находятся серпентиниты и продукты их прогрессивного метаморфизма — габброиды, амфиболиты, кремнистые и другие породы, на которых с перерывом лежат типичные эвгеосинклинальные образования, нередко в основании которых содержится терригенный материал серпентинитов. Возраст эвгеосинклинальных образований определяется от рифея до девона в зависимости от положения их в складчатой зоне [7].

3. Тектоническое положение гипербазитовых тел, массивов и поясов в разновозрастных складчатых регионах, наличие мощных краевых зон расланцевания, брекчирования и милонитизации гипербазитов и прилегающих пород различного возраста и фациального состава. Например, на Полярном Урале породы пояса надвинуты с востока на запад на миогеосинклинальные образования. При этом зона надвига отчетливо фиксируется узкой каймой дегидратации с развитием грубозернистых оливинитов с кливажированным (пластинчатым) оливином. На Малом Кавказе ряд массивов офиолитового пояса представлен тектоническими блоками, а наиболее крупный Джил-Сатанахачский массив имеет вид мощной пластины [5]. По данным наших исследований, наряду с тектоническими, указанный массив находится в стратиграфических соотношениях с известняками мела, в основании которых лежат серпентиновые песчаники, гравелиты и конгломераты из пород гипербазитовой ассоциации. Все это указывает на то, что кажущийся единым массив тем не менее состоит из ряда самостоятельных частей. Отчетливо выражены тектонические контакты в гипербазитах Шоржинского массива, который служит одним из эталонов для гистеромагматической концепции хромитового оруденения [1].

4. Бескорневая форма тел гипербазитов — линзовидная, округлая, блоковая, серповидная, пластовая, пластинообразная и др. Нередко мощность тел измеряется десятками метров при протяженности до нескольких километров. Так, в Степанованском районе (Армения) вдоль глубинного разлома прослеживается цепочка тел расланцованных серпентинитов мощностью не более 50 м.

5. Петрографическое разнообразие пород офиолитовых поясов и отсутствие в их соотношениях тех особенностей, которые присущи типичным интрузивам. Для всех разновидностей пород характерны резко неоднородный вещественный состав и такситовые структуры, быстрая смена пород в разных направлениях, развитие одинаковых разностей по всему массиву, гетерогенность породообразующих минералов, в том числе оливина, наличие во всех породах реликтов плотного петельчатого серпентинита. Хотя имеются все признаки генетического родства между породами поясов, однако мигматитоподобные соотношения между ними свидетельствуют о их метаморфогенном образовании.

6. На основании проведенных нами исследований установлено, что породы офиолитовых поясов — продукт сложных, длительных и разнообразных по условиям и химизму процессов, отражающих геологическую историю конкретного региона, в которой петельчатые серпентиниты принимали активное участие, чутко реагируя на смену каждого события изменением вещественного состава в сторону его силификации и образования более сложных по строению и составу парагенезисов, устойчивых в сложившейся обстановке. Поскольку все эти вопросы были освещены нами ранее [8, 9], в данном случае важно подчеркнуть, что длительное

формирование офиолитовых поясов не укладывается в рамки времени становления интрузива.

В геологической литературе все больше появляется информации о явлениях прогрессивного метаморфизма серпентинитов. Так, предполагается, что при тектоническом перемещении серпентиниты испытывают дегидратацию (десерпентинизацию), перекристаллизацию и метасоматические преобразования, в результате чего возникают породы, сходные с интрузивными [16, 17]. В Центральных Альпах (Италия, Швейцария) с прогрессивным метаморфизмом серпентинитов связывают образование пород в условиях, соответствующих зеленосланцевым, амфиболитовым и гранулитовым фациям [15, 18].

ОСОБЕННОСТИ ХИМИЗМА И РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ХРОМШПИНЕЛИДОВ В ПОРОДАХ ОФИОЛИТОВЫХ ПОЯСОВ

Приведенные выше факты не позволяют рассматривать массивы и тела альпинотипных гипербазитов как продукты непосредственной кристаллизации ультраосновной магмы, а следовательно, и приложения к ним схемы позднемагматического образования хромитов.

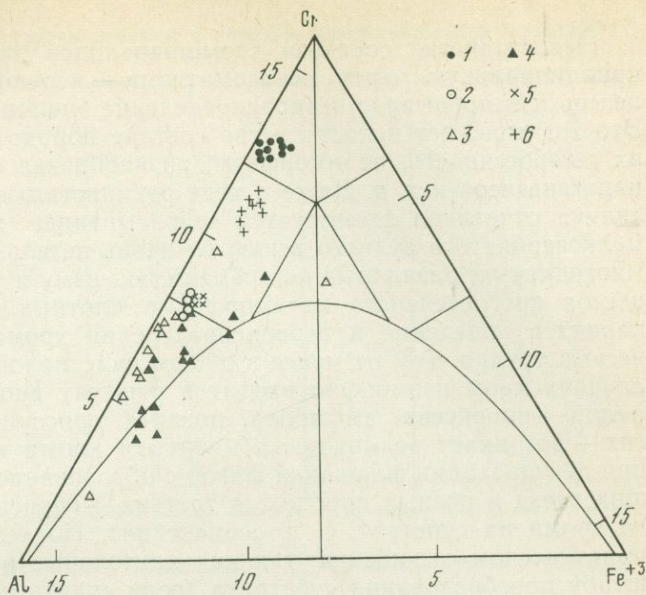
Выявленная нами на примере изучения двух разновозрастных поясов ведущая роль метасоматизма или, в широком понимании, прогрессивного метаморфизма плотных серпентинитов, играющих роль исходного субстрата, предопределяет участие во всех петрогенных процессах рудных элементов, в частности хрома и платины. Следовательно, важное значение в решении проблемы рудообразования приобретают характер поведения, перераспределения и концентрации рудных элементов в ходе трансформации исходного субстрата. В нем установлено содержание Cr_2O_3 —0,35—0,44 (Малый Кавказ) и 0,52 вес. % (массив Крака, Южный Урал). Следовательно, простая собирательная перекристаллизация субстрата может обеспечить концентрацию хрома в обычных серпентинитах, что подтверждается приуроченностью наиболее крупных месторождений именно к ним, а не к дунитам и гарцбургитам. Не случайно, по-видимому, ранее месторождения хромитов связывали с процессами серпентинизации [4 и др.].

В целом структурно-текстурные и морфологические особенности рудных тел в серпентинитах носят мигматитовый или метасоматический характер и в этом отношении сходны с породами пояса. Детальные исследования показывают, что рудообразование протекало в уже брекчированных и рассланцованных серпентинитах, которые на контакте с хромшпинелидами обнаруживают перекристаллизацию, дегидратацию, а нередко реакционные каймы из актинолита, талька, хлорита и клинопироксена. При этом устанавливается преемственность текстурно-структурных особенностей серпентинитов рудными телами. Например, для образования тонко- и кристополосчатых руд необходимо предварительное рассланцевание первичной породы, которое весьма затруднительно в кристаллических дунитах и особенно в гарцбургитах, но легко осуществимо в плотных серпентинитах.

Для получения более достоверных данных о природе хромитов в офиолитах нами проведено изучение аксессуарных хромшпинелидов на микроанализаторе «Сатеса». Для этого отобраны зерна хромшпинелидов из петельчатых серпентинитов и продуктов их прогрессивного метаморфизма — дунитов, перидотитов и различных габброидов. Полученные составы нанесены на диаграмму, на которой для сопоставления приведены составы хромшпинелидов нодулярных руд Полярного Урала и Великой Дайки (Родезия) (см. фигуру). Из приведенных данных отчетливо видно, что постоянный и высокохромистый состав хромшпинелидов характерен только для петельчатого серпентинита (Cr_2O_3 = 57,9—60,64 вес. %). В дунитах и гарцбургитах химический состав

Диаграмма составов хромшпинелидов

- 1 — плотные петельчатые серпентиниты;
 2 — полиминеральные серпентиниты;
 3 — дуниты и гарцбургиты;
 4 — габброиды;
 5 — нодулярные руды Полярного Урала;
 6 — руды Великой Дайки, Родезия [2]



хромшпинелидов широко варьирует — от алюмохромита до плеонаста. Подобная картина выявляется и для габброидов. Химический состав нодулярных руд в клинопироксенитах, жилообразное тело которых находится в серпентинитах Полярного Урала, близок к хромшпинелидам метаморфических пород Малого Кавказа. Наиболее высокохромистый состав хромшпинелидов в петельчатых серпентинитах противоречит проявлению серпентинизации после рудообразования хромитов и акцессорных хромшпинелидов, так как в этом случае рудные минералы должны были бы сохранить состав дунитов и перидотитов как исходных пород. Низкотемпературный процесс гидратации этих пород не мог быть причиной обогащения хромшпинелидов Cr или обеднения Al.

Скорее всего, различия в составе акцессорных хромшпинелидов связаны с различными условиями и химизмом той среды, в которой одновременно образовывались и породы, и рудные минералы, т. е. с характером метаморфизма исходного субстрата. Изучение хромитов в серпентинитах Центральных Альп, претерпевших прогрессивный метаморфизм от зеленосланцевых до гранулитовых фаций, показало увеличение в их составе Al и Mg и уменьшение Cr и Fe [15]. Б. Эванс и Б. Фрост [15] считают, что образование хромшпинелидов и прогрессивный метаморфизм серпентинитов осуществлялись при $T \sim 700^\circ \text{C}$.

Приведенные выше данные об изменчивом составе хромшпинелидов характерны также для руд в целом. Хромшпинелиды в рудах Кемпирсайского месторождения содержат Al_2O_3 от 7,34 до 34,7 вес. % [12], а в массиве Крака — от 8,10 до 16,60 вес. % [11].

Присутствие, а тем более значительное содержание Al в рудах не находит удовлетворительного объяснения с магматических позиций, так как ультраосновная магма в принципе бедна глиноземом, хотя в составе хромшпинелидов его даже больше, чем в хромшпинелидах дериватов основной магмы, богатой Al.

Хромшпинелиды месторождения Великой Дайки (Родезия), образование которых связывают с дифференциацией основной магмы, имеют выдержанный высокохромистый состав и на треугольнике локализованы в самостоятельное поле. При этом их более высокая хромистость по сравнению с хромшпинелидами дунитов и перидотитов с позиции магматического генезиса непонятна, так как базальтовая магма содержит значительно больше Al_2O_3 , чем ультраосновная.

Непостоянство составов хромшпинелидов по существу выражает принципиальную черту метасоматизма — неравномерное развитие процессов и непрерывное перераспределение элементов, в том числе хрома. Это же отражает непостоянство состава породообразующих минералов, их гетерогенность, полиморфизм, разнообразие сочетаний минеральных парагенезисов и т. д. Даже в ходе раскristализации плотного серпентинита отчетливо фиксируется «сбрасывание» хрома с образованием мелкозернистого рудного вещества вдоль петель. В конечных продуктах многоактных, различных по времени, химизму и условиям развития процессов прогрессивного метаморфизма плотных серпентинитов выявить характер поведения и перераспределения хрома и других элементов весьма трудно. Тем не менее в общем виде можно полагать, что в одних случаях хром изоморфно входит в решетку вновь возникающих минералов — пироксена, амфибола, цоизита, гроссуляра и хлорита; в других — возникает возможность миграции хрома вместе с выделившейся при дегидратации флюидной фазой с образованием прожилков и небольших гнезд в разных породах; в третьих — сбрасывание высвобожденного хрома на субстрат, т. е. серпентинит. Последнее особенно важно в практическом отношении, так как длительные и региональные по масштабу преобразования субстрата (если судить по наличию серпентинитов в основании разрезов складчатых областей разного возраста) могут служить причиной мобилизации хрома с огромных площадей и накопления его в не затронутых метасоматизмом серпентинитах, т. е. в их реликтовых телах. Однако для крупных и локализованных его концентраций необходима многократная собирательная перекристаллизация. Трудность выявления продуктивных серпентинитовых останцов заключается в том, что они большей частью аллохтонны, оторваны от площадей, за счет которых произошло сбрасывание хрома.

Следовательно, благоприятными породами для хромитов являются серпентиниты, окруженные вновь генерированными дунитами и перидотитами или метасоматитами или находящиеся вблизи них. Поскольку процессы прогрессивного метаморфизма плотных серпентинитов совершались многократно, в разных условиях и сопровождалась рядом побочных процессов, то формирование месторождений хрома происходило в условиях, исключающих возможность его вовлечения в решетку возникающих минералов. Например, с повышением P и T в пироксенах и оливинах увеличивается содержание Cr и Al , о чем свидетельствуют экспериментальные данные, состав минералов кимберлитов и др. Следовательно, можно предположить, что минералообразование с явлениями сбрасывания хрома должно отражать термодинамические и геодинамические условия главных петрогенных процессов, обусловленных, скорее всего, определенными этапами геологического развития данного региона.

На основании проведенных исследований установлено, что поведение, характер перераспределения и концентрация элементов группы платины имеют много общего с хромом. Так, их повышенное содержание обнаружено в тех же останцах серпентинита, где сосредоточены хромиты, но для образования заметных концентраций платиноидов необходима, кроме собирательной перекристаллизации, дополнительная сульфидная минерализация, играющая роль мобилизующего фактора.

Как видно из приведенных данных (см. таблицу), содержание элементов группы платины в плотных петельчатых серпентинитах вполне достаточно, чтобы быть источником их концентрации в результате длительного перераспределения в ходе петрогенных процессов. Так, в обычных, богатых пылевидным магнетитом серпентинитах содержание платиноидов выше, чем в исходном субстрате и в свежих ультраосновных породах. Наиболее ощутимые содержания платиноидов установлены в серпентинитах со слабой сульфидной минерализацией, а также в апо-

Средние содержания металлов группы платины в породах гипербазитовой ассоциации
(в $\text{п} \cdot 10^{-6}$ г/т)

Порода	Число анализов	Pt	Pd	Rh	Ru	Ir
Петельчатые серпентиниты (субстрат)	3	2,1	2,9	0,2	0,1	—
Обычные серпентиниты	9	3,4	4,0	0,2	—	0,3
Реликты серпентинитов среди метасоматитов	4	3,8	8,6	0,7	—	—
Дуниты	1	—	3,4	—	—	—
Гарцбургиты	3	1,3	2,5	0,3	—	—
Верлиты	2	1,3	2,1	—	—	—
Пироксенит	1	—	—	—	—	—
Такситовые габброиды	5	0,9	1,5	—	0,1	—
Габброиды с вкрапленностью хромита	2	4,3	3,4	0,1	—	—

серпентинитовых горнблендитах, обогащенных вкрапленностью магнетита.

Приведенные данные позволяют сделать вывод о концентрации платиноидов в серпентинитах с повышенной сульфидной минерализацией, а также в продуктах их прогрессивного метаморфизма, обогащенных магнетитом (горнблендитах, габброидах и др.).

В формировании альпинотипных гипербазитов главную роль играли процессы прогрессивного метаморфизма плотных серпентинитов или их длительная эволюция, идущая в направлении силификации. Независимо от природы субстрата совершающиеся в нем петрогенные процессы отражают главные этапы геологического развития региона, скорее всего, стадии развития геосинклинальной зоны, каждая из которых характеризуется резкой сменой условий и химизма среды. В ходе преобразований присутствующие в плотном серпентините хром и платиноиды непрерывно перераспределялись в сторону как рассеивания, так и концентрации. В последнем случае решающую роль играли условия, при которых силикаты не ассимилировали рудные элементы, а сбрасывали их на породу-хозяина. В накоплении хрома ведущее значение имела длительная собирательная перекристаллизация серпентинита с явлениями стягивания рудного вещества в локальные участки с образованием хромшпинелидов. Платиноиды при этом могли быть захвачены хромшпинелидами, но в основном их перегруппировке способствовала сульфидная минерализация. Независимо от факторов мобилизации концентрации хрома и платиноидов следует ожидать в серпентинитах, находящихся вблизи или внутри полей развития продуктов прогрессивного метаморфизма субстрата.

Л и т е р а т у р а

1. Бетехтин А. Г. Шоржинский хромитоносный перидотитовый массив (в Закавказье) и генезис месторождений хромитового железняка вообще.— В кн.: Хромиты СССР. Т. 1. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1937.
2. Бичан Р. Происхождение хромитовых пластов комплекса Хартли Великой Дайки (Родезия).— В кн.: Магматические рудные месторождения «Недра», 1973.
3. Грин Д. Х., Рингвуд А. Э. Петрология верхней мантии. «Мир», 1968.
4. Карпинский А. П. О вероятном происхождении коренных месторождений платины уральского типа. Л., 1926.
5. Книппер А. Л. Океаническая кора в структуре альпийской складчатой области. «Наука», 1975.
6. Книппер А. Л., Костянян Ю. Л. Возраст гипербазитов северо-восточного побережья озера Севан.— Изв. АН СССР, серия геол., 1964, № 10.

7. Макарычев Г. И. Два типа разрезов офиолитовой ассоциации в Западном Тянь-Шане.— Докл. АН СССР, 1975, 220, № 3.
8. Морковкина В. Ф. Габбро-перидотитовая формация Полярного Урала. «Наука», 1967.
9. Морковкина В. Ф. Петрология гипербазитов Севанского хребта. «Наука», 1974.
10. Морковкина В. Ф., Арутюнян Г. С. О радиологическом возрасте гипербазитов Севанского хребта (Армения).— Изв. АН СССР, серия геол., 1971, № 11.
11. Павлов Н. В., Григорьева-Чупрынина И. И. Закономерности формирования хромитовых месторождений. «Наука», 1973.
12. Павлов Н. В., Кравченко Г. Г., Чупрынина И. И. Хромиты Кемпирсайского плутона. «Наука», 1968.
13. Лейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого.— Геотектоника, 1969, № 4.
14. Штрейс Н. А. Магматизм и тектоника.— В кн.: Проблемы геологии на XXIII сессии Международного геологического конгресса. М., 1971.
15. Evans B. W., Frost B. R. Chrome-spinel in progressive metamorphism a preliminary analysis.— Geoch. et Cosmoch. Acta, 1975, 39, № 6/7.
16. Roever W. P., de. Sind die alpinotypen Peridotitmassen vielleicht tektonisch verfrachtete Bruchstücke der Peridotitschale.— Geol. Rundschau, 1957, 46, H. 1.
17. Rost F. Probleme der Ultramafitite.— Fortchr. Miner, 1971, 48, H. 1.
18. Trommsdorff V., Evans B. W. Progressive metamorphism of antigorite schist in the Bergell tonalite aureole (Italy).— Amer. J. Sci., 1972, 272, № 5.

В. М. Немцович, Д. М. Орлов

МЕТАЛЛОГЕНИЯ ТИТАНА И ХРОМА ДООРОГЕННЫХ ИНТРУЗИЙ ЭВГЕОСИНКЛИНАЛЕЙ

Доорогенные интрузии эвгеосинклиналей разнообразны в формационном отношении, что отражает различия как составов исходных магматических расплавов, так и условий становления плутонов. К типичным доорогенным интрузиям принадлежат офиолитовые дунит-гарцбургитовая и габбровая формации. Альпинотипные гипербазиты дунит-гарцбургитовой формации относятся к наиболее ранним интрузивным проявлениям развивающихся геосинклиналей и представляют собой продукты дифференциации глубинной перидотитовой магмы, сравнительно обогащенной хромом.

Наряду с хорошо изученными альпинотипными гипербазитами синхронно с ними в зонах тектонической активизации древних структур возникают постконсолидационные гипербазиты. Они развиваются как результат отражения типичного доорогенного магматизма, но сами, строго говоря, не являются собственно доорогенными. Постконсолидационные гипербазиты отличаются от альпинотипных гипербазитов слабой нарушенностью акордантных тел послеинтрузивными дислокациями, слабой метаморфизованностью пород, низкой асбестоносностью. Гипербазиты зоны активизации можно выделить в качестве самостоятельной субформации постконсолидационных гипербазитов в пределах дунит-гарцбургитовой формации. Примером служит соольджерский комплекс кембрийских постконсолидационных гипербазитов Сангиленского краевого массива (синхронных с альпинотипными гипербазитами актоврацкого или саланского и других комплексов), однотипные гипербазиты устанавливаются к Кокчетавском выступе докембрия Восточного Казахстана и на Северо-Западном Кавказе.

Интрузии офиолитовой габбровой формации (иначе габбро-диорит-диабазовой) часто пространственно тесно связаны с гипербазитами, образуя совместно с последними единую базит-гипербазитовую офиолитовую ассоциацию. Габброиды — продукт дифференциации базальтоидной магмы. Как и альпинотипные гипербазиты, они испытали интенсивный наложенный региональный метаморфизм. В определенных

геологоструктурных условиях синхронно с габбровой формацией возникают более крупные дифференцированные интрузии перидотит-пироксенит-габбровой формации.

С интрузиями габбровой и перидотит-пероксенит-габбровой формаций связано железо-титановое высокотитанистое оруденение, первично-магматическое, метаморфически преобразованное. Наиболее продуктивны позднепротерозойские интрузии этих формаций, что отражает повышенную титаноносность позднепротерозойских базальтоидных магм. Примерами месторождений служат Кусинское на Урале, Мало-Тагульское в Восточном Саяне, а также Лысанское месторождение Восточного Саяна как представитель более дифференцированной перидотит-пироксенит-габбровой формации.

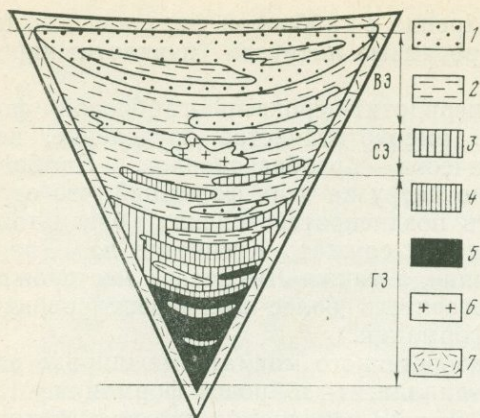
В эвгеосинклинальных зонах доорогенного магматизма широко развиты расслоенные плутоны дунит-диаллагит-габбровой формации. Массивы включают малотитанистые железо-ванадиевые титаномангнетитовые месторождения качканарского типа, иногда с апатитом и медью. Их тектоническое положение весьма дискуссионно. Большинство геологов считают их доорогенными. Однако не исключено, что это последние версии послеорогенные интрузии, которые закономерно возникают одновременно с малыми габбро-диабазовыми интрузиями среди древних раннеконсолидированных жестких вмещающих толщ в виде приразломных плутонов.

На фиг. 1 представлена принципиальная схема строения массивов расслоенных основных интрузий, которые формируются в процессе гравитационно-кристаллизационной дифференциации. В ходе остывания магмы происходит гравитационное погружение тяжелых минералов — оливина и пироксена, чистично рудного вещества в глубинные зоны магматической камеры и всплывание плагиоклаза; в срединной зоне накапливаются поздние дифференциаты — феррогаббро, диориты, гранитоиды. Состав и рудоносность отдельных вертикальных массивов дунит-диаллагит-габбровой формации зависят от глубины их эрозионного среза. Глубоко эродированные воронкообразные массивы включают малотитанистые титаномангнетитовые руды, а при наиболее глубоком срезе — концентрации хромита. Крупные мало эродированные массивы габбро-анортозитового состава вмещают ильменит-титаномангнетитовое оруденение, часто с апатитом. Среднеэродированные массивы содержат, титаномангнетитовое оруденение, сопровождаемое нередко медно-сульфидным и апатитовым.

Зависимость состава и рудоносности расслоенных интрузий от глубины их эрозионного вскрытия учитывали также Х. Д. Вильсон [4], И. М. Волохов и В. М. Иванов [2], В. А. Решитько. Однако в отличие от представлений этих исследователей в основе предлагаемой модели лежит допущение о раскристаллизации магмы в камере не снизу вверх, а от контактов по направлению к тепловому центру, что приводит к принципиально иной вертикальной петрографической и рудной зональности интрузивов.

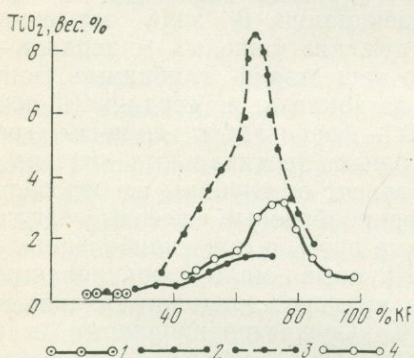
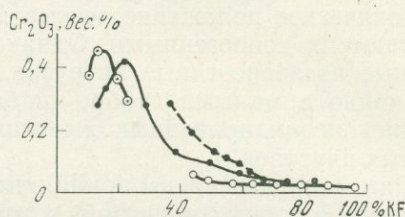
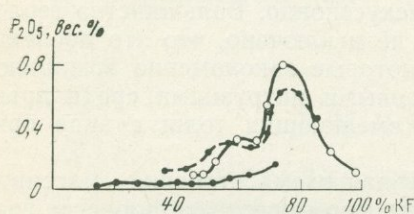
Доорогенные интрузии часто вытягиваются в виде протяженных рудоносных поясов вдоль глубинных разломов (на границе структурно-формационных зон). При тщательном изучении поясов рудоносных доорогенных интрузий выявляется подчиненность массивов и узлов их скопления зонам сопряжения разломов разных направлений. Это отчетливо проявлено для массивов дунит-диаллагит-габбровой формации и даже для крупных гипербазитовых массивов дунит-гарцбургитовой формации.

Морфология, структура, рудоносность интрузий во многом зависят от характера взаимодействия магмы с вмещающими толщами, что в свою очередь определяется степенью дислоцированности пород рамы и их литологическим составом.



Фиг. 1. Схема внутреннего строения воронкообразных интрузивов дунит-диаллагит-габбровой формации

- 1 — габбро-анортозиты, анортозиты;
 - 2 — габбро, габбро-нориты;
 - 3 — пироксениты;
 - 4 — перидотиты;
 - 5 — дуниты, оливиниты;
 - 6 — гранитоиды;
 - 7 — габбро краевой фации;
- ВЗ — верхняя зона эрозионного среза (верхняя расслоенная серия);
 СЗ — срединная (промежуточная) зона;
 ГЗ — глубинная зона (нижняя расслоенная серия)



Фиг. 2. Связь содержаний рудных компонентов с величиной коэффициента фракционирования (KF) в породах разных формационных типов Алтае-Саянской области

Формации:

- 1 — дунит-герцбургитовая;
- 2 — дунит-диаллагит-габбровая;
- 3 — перидотит-пироксенит-габбровая;
- 4 — сиенит-габбровая.

Каждая точка на диаграммах отвечает среднему по 20—40 пробам с близкими значениями KF

Доорогенные интрузии внедрялись обычно в неконсолидированные вмещающие толщи, слабо дислоцированные в момент интрузии. Магма, поднимаясь по глубинным разломам, проникает в трещинные структуры, сопряженные со складкообразованием. В результате возникают близкие к горизонтальным силлы и межформационные залежи, подчиненные межпластовым трещинам и полостям отслоения: в крутопадающих трещинах отрыва и местах их пересечений образуются дайки и мелкие штокоподобные тела. Все это доконсолидационные доскладчатые интрузии. Позднее они претерпели интенсивные деформации в твердом состоянии в сопровождении с явлениями протрузий, меланжа, тектонических перемещений и будинажа рудных залежей хромита среди окружающих ультраосновных пород. Масштабы перемещений гипербазитовых массивов и их блоков различны и достигают многих километров.

Иными были условия становления интрузий среди сложно дислоцированных консолидированных толщ фундамента, где формируются постконсолидированные интрузии. Примером их служат плутоны дунит-диаллагит-габбровой формации, приразломные, сравнительно крупные, сложно дифференцированные (как петрографически, так и в от-

ношении рудного вещества). Эти интрузии могут возникать одновременно с доконсолидационными малыми слабо дифференцированными интрузиями габбро-диабазовой формации верхнего структурного этажа, подобно тому как постконсолидационные гипербазиты зон активизации древних структур могут формироваться синхронно с доконсолидационными гипербазитами офиолитовых поясов эвгеосинклиналей. Постконсолидационные интрузии заполняют открытые камеры, которые возникают при неравномерных глыбовых перемещениях по разломам в местах пересечений последних.

Руды титана и хрома представлены в большинстве случаев залежами, согласными с элементами первично-магматического расслоения вмещающих мафитовых и ультрамафитовых пород, и не выходят за пределы материнских интрузивов. По-видимому, это первично-магматические руды, возникшие в ходе длительной, преимущественно внутрикамерной дифференциации магмы с проявлением гравитационного и кинетического фракционирования. Консолидация интрузивов осуществлялась от контактов тел к их центру. Соответственно соотношение элементов вертикальной зональности с контактами плутонов зависит от формы тел. В доконсолидационных пластообразных и межформационных залежах элементы зональности ориентируются в процессе гравитационного и кинетического фракционирования в целом параллельно контактам первично-субгоризонтальных плутонов. Лишь в результате наложенных послепитрибутивных дислокаций такие массивы и элементы их расслоения приобретают крутопадающее падение. В воронкообразных постконсолидационных интрузивах элементы петрографической и рудной зональности ориентированы в основном поперек вертикальной оси тела.

Намечаются определенные тенденции в распределении рудных элементов в пределах титаноносных интрузивов по результатам сопоставления неполных разрезов отдельных вертикальных расслоенных массивов, разных по глубине эрозионного среза, но однотипных по формационной принадлежности. Отношение Ti/Fe растет от глубоко эродированных массивов к мало эродированным, а железистость (Fe/Mg) пород максимальна в средне эродированных массивах [1].

Ранжирование пород по железистости, в частности по коэффициенту фракционирования:

$$KF = \frac{FeO + Fe_2O_3}{FeO + Fe_2O_3 + MgO} \times 100,$$

в общем случае совпадает с естественной последовательностью дифференциатов: дунит — перидотит — пироксенит — габбро, но в то же время позволяет более корректно судить о поведении рудных компонентов в ходе магматической дифференциации мафит-ультрамафитовых интрузий. Характер изменения содержаний TiO_2 , P_2O_5 , Cr_2O_3 в ряде пород с возрастающими значениями KF (фиг. 2) четко отражает приуроченность повышенных концентраций хрома к высокомагнезиальным породам и накопление TiO_2 и P_2O_5 в поздних железистых дифференциатах. Вместе с тем устанавливается, что максимум содержаний хрома в породах дунит-гарцбургитовой и дунит-диаллагит-габбровой формаций наблюдается не в самых крайних магнезиальных дифференциатах, а смещен в сторону более железистых пород. Это указывает на недосыщенность хромом исходных расплавов и согласуется с имеющимися данными о локализации хромитового оруденения в виде «висячих» горизонтов.

Намечается приуроченность ценных металлургических хромитовых руд и заключающих их дунитов и плосчатого дунит-гарцбургитового комплекса к нижней зоне факолитообразных массивов. В верхней и внутренней зонах массивов гарцбургиты, менее пироксениты содержат

обычно небольшие концентрации хромита, обогащенного алюминием. Эти особенности структуры хорошо согласуются с представлениями о возникновении рудно-петрографической зональности в процессе остывания перидотитовой магмы в субгоризонтальных пластинообразных залежах при интенсивном проявлении гравитационной и кинетической дифференциации твердой и жидкой фаз. В процессе послепетризовых тектонических деформаций рудные тела часто будинируются и перемещаются среди отличных от них по физико-механическим свойствам дунит-гарцбургитов в связи с различиями в объемных эффектах преобразований руд и окружающих ультрамафитов в ходе метаморфизма.

Рудные сегрегации хромита возникают также среди стратиморфных интрузий дунит-диаллагит-габбровой формации, в глубинных частях разреза интрузий, где руды образуют хорошо выдержанные маломощные пласты и прослои среди слабо серпентинизированных ультрабазитов. Хромит здесь высокоглиноземистый и, в отличие от позднемагматических, часто ликвационных руд дунит-гарцбургитовой формации, раннемагматический (с идиоморфными выделениями хромита среди зерен оливина и пироксена). В качестве примеров массивов этого типа могут рассматриваться Сараны, Соловьева гора на Урале, Шельтингский массив Сахалина. Интересно, что в пределах Шельтингского дунит-пироксенит-габбрового массива, по В. В. Слодкевичу [3], наблюдается редкое сочетание руд хромита и титаномагнетита.

Металлогения доорогенных интрузивов во многом определяется проявлением в них наложенного метаморфизма (как регионального, так и позднего гидротермального), а нередко и метасоматоза. Как правило, метаморфизм благоприятно отражается на качестве железо-титановых руд, обуславливая преобразование первично-титаномагнетитовых концентраций в ильменитовые и даже рутиловые. Глубокий региональный метаморфизм докембрийских титаноносных интрузивов является важнейшей причиной исключительной продуктивности докембрия в отношении месторождений руд титана. Наоборот, метаморфизм обычно весьма неблагоприятен для руд хромита, вызывая их магнетизацию, что, по-видимому, служит одной из существенных причин непродуктивности на хромит офиолитов докембрия.

Л и т е р а т у р а

1. *Абрамович И. И., Немцович В. М., Орлов Д. М., Парадеева Л. Н.* Петрохимия и вопросы генезиса расслоенных габброндных интрузий Алтае-Саянской области.— Геол. и геофиз., 1973, № 5.
2. *Волохов И. М., Иванов В. М.* Лысогорский габбро-пироксенит-перидотитовый массив.— Геол. и геофиз., 1961, № 11.
3. *Слодкевич В. В.* Шельтингский перидотит-пироксенит-норитовый расслоенный плутон Восточного Сахалина.— Докл. АН СССР, 1975, 222, № 4.
4. *Wilson H. D. B.* Structure of lopoliths.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1956, 67, № 3.

П. Я. Ярош, Е. П. Царицын

ПРИЗНАКИ ПЕРЕКРИСТАЛЛИЗАЦИИ В ОЛИВИНАХ ИЗ ГИПЕРБАЗИТОВ

Проблема гипербазитов — одна из главных в петрологии. Детальное и всестороннее изучение этих пород дает сведения не только о их составе и истории формирования, но также способствует решению вопросов истории формирования геосинклиналей, платформ и эволюции Земли в целом. Однако, как было отмечено в 1976 г. на V Всесоюзном петрографическом совещании, эта проблема является наименее ясной в современной петрологии. Действительно, до сих пор идет дискуссия между сторонниками «протрузивного» и интрузивного способов внедрения ультраосновных масс в земную кору, нет ясности в вопросах об агрегатном состоянии ультраосновного вещества на больших глубинах, о роли метасоматоза в формировании отдельных разновидностей пород и др. Несмотря на очень простой химический и минеральный состав гипербазитов отсутствуют надежные критерии для отличия «первичных» и «вторичных» минералов в них, на что неоднократно обращали внимание многие исследователи. Вероятно, этим объясняется сложность расшифровки природы ультраосновных пород, которая, кроме того, затуманена постмагматическими процессами.

В настоящее время считается как будто бы общепризнанным, что ультрабазиты являются производными верхней мантии Земли и в твердом или пластичном состоянии тектонически выведены в верхние горизонты коры. Имеются многочисленные данные, позволяющие утверждать, что при выведении из глубинных зон вещество ультраосновных пород должно претерпевать изменения, сопровождающиеся перестройкой структуры пород и изменением химического состава минеральных фаз. Так, явления катаклаза и признаки перекристаллизации пород, грануляцию оливина подчеркивали Р. Б. Форбес [2], Д. Х. Грин [3] и др.

Впервые детально явления десерпентинизации, перекристаллизации и образования вторичных минералов (энстатита и оливина) в гипербазитах Полярного Урала описаны В. Ф. Морковкиной [1], подчеркнувшей, что десерпентинизация и перекристаллизация дунит-серпентинитов являются, возможно, общей закономерностью становления гипербазитов складчатых областей.

Вслед за этим широкое распространение получило мнение о том, что процессы преобразования (перекристаллизации) захватывают весь объем породы, все зерна минералов в равной мере; считается, что гипербазиты полностью утратили следы тех процессов, которым они подвергались, и можно фиксировать лишь конечный результат этих процессов. Вероятно, этим объясняется, что исследователи заостряют внимание на конечных результатах процесса, подчеркивая гранобластовую структуру гипербазитов, равновесность состава минералов —

свойства, характерные для метаморфических пород, и не приводят данных по промежуточным стадиям преобразования пород.

Действительно, ультраосновные породы многих массивов обнаруживают гранобластовую структуру, постоянный и выдержанный состав породообразующих минералов, что является признаками их сильного и равномерного по всему объему метаморфизма. Однако при детальном изучении нередко обнаруживаются колебания в составе оливина и энстатита в пределах 2—3 мол.%, во многих массивах в зернах породообразующих минералов наблюдаются включения рудного вещества, распределенные крайне неравномерно даже в пределах небольшого объема породы и приуроченные в основном к центральным участкам зерен. Кроме того, структура породы иногда далека от совершенства: присутствуют зерна с заливчатыми краями, сохраняется гипидиоморфнозернистая структура и др.

В полевых условиях (например, в массиве Кондер) видна перекристаллизация пород, которая идет избирательно по скрытым микротрещинам в очень ограниченном объеме (фиг. 1). В породах этого же массива наблюдалось развитие массивного дунита по рассланцованному, тоже в небольшом объеме относительно всей массы дунита.

Учитывая изложенное и стремясь получить принципиально новую информацию по истории формирования и изменения минералов ультрабазитов, авторы выполнили структурное травление оливина: полированные поверхности образцов помещали в смесь концентрированных кислот — серной (H_2SO_4) и фтористоводородной (HF) в соотношении 1:10 и выдерживали в ней в течение 2—5 мин при температуре 20°С. Следует подчеркнуть, что для травления пригодны только хорошо подготовленные поверхности, поскольку ямки и царапины, если они сохраняются после полирования, сильно затрудняют изучение картин травления. Поэтому все полировки, подвергавшиеся травлению, тщательно доводили алмазным порошком в 1 мкм, а затем для окончательной полировки требовалось лишь кратковременное полирование на сукне или батистве в течение 20—30 сек. Однако и при такой методике нам не удалось полностью избавиться от дефектов подготовки полированных поверхностей. Поэтому полезно воспользоваться методикой В. Вагнер и Дж. М. Кристи [4], которые рекомендуют окончательное полирование проводить корундовым порошком размером 0,05 мкм. Мы не смогли также полностью предотвратить выпадение солей на протравленную поверхность, поэтому после травления необходимо было очищать поверхность путем кратковременного полирования на сукне.

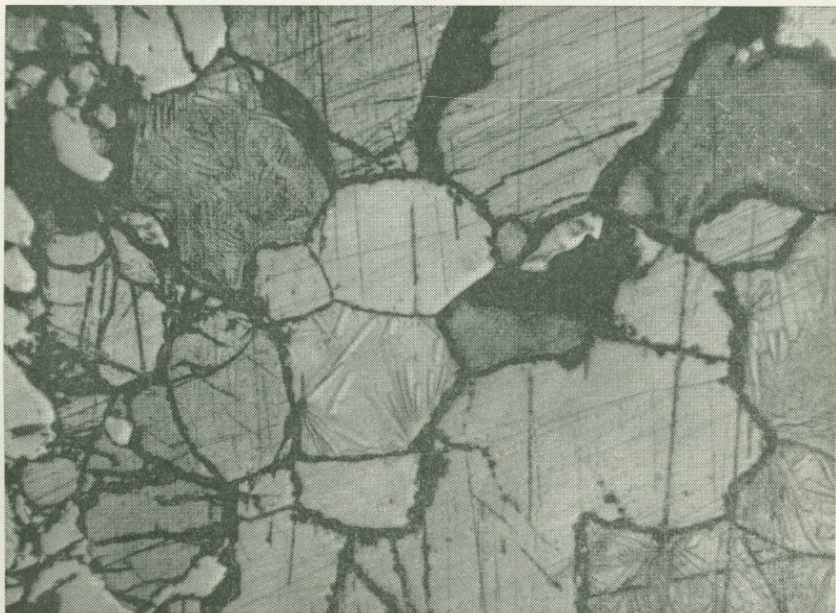
Описанным методом изучены образцы из оливинсодержащих пород (ультраосновных и основных) Дальнего Востока, Тувы, Западного Саяна, Кузнецкого Алатау, Гулинской интрузии, Урала, Кольского п-ова, включений в базальтах вулканов, лерцолитов дна Индийского океана, кимберлитов и гранатовых перидотитов Якутии и некоторых каменных метеоритов.

Изучение результатов травления оливинов показало, что многие зерна этого минерала всех без исключения пород независимо от их минерального состава, формационной принадлежности, геологического положения и региона имеют неоднородное строение. При этом количественное соотношение однородных и неоднородных зерен изменяется от образца к образцу.

Фиг. 2 дает общее представление о типичной картине протравленной поверхности полированного образца. В центре — небольшое зерно оливина с отчетливо видимым дендритоподобным рисунком, который проявился и на некоторых других зернах. Часть зерен затравилась равномерно и интенсивно, потемнела, но осталась однородной. Другие зерна, как правило, более крупные, как будто бы не протравились совсем. Однако при внимательном изучении обнаруживается, что верхний



Фиг. 1. Развитие вторичного дунита (светлые прожилки) по более раннему дуниту. Разница в окраске обусловлена тем, что оливин более раннего дунита содержит многочисленные включения в виде тонкой сыпи рудного минерала, а оливин светлых прожилков свободен от каких-либо включений. Массив Кондер



Фиг. 2. Поверхность полированного образца после травления. Отраженный свет, увел. 50. Обр. 10 871. Дунит, Нижне-Тагильский массив



Фиг. 3. Зерно оливина, протравленное в двух взаимно перпендикулярных срезах. Дендритоподобный рисунок сохраняется на обеих плоскостях зерна. Отраженный свет, увел. 100. Обр. 10 883

полированный слой — «наклеп» — растворился, а из-под него появились царапины, ямки и другие дефекты полировки. Такое неравномерное и разнохарактерное травление зерен не зависит от ориентировки плоскости среза относительно кристаллографических направлений зерен (фиг. 3). Травлением часто выявляется своеобразное зональное строение зерен оливина.

Выделяются два типа зональности. Первый тип зональности характеризуется хорошо протравившейся центральной частью зерна (ядром), по краям которой наблюдается светлая однородная кайма (фиг. 4). Если



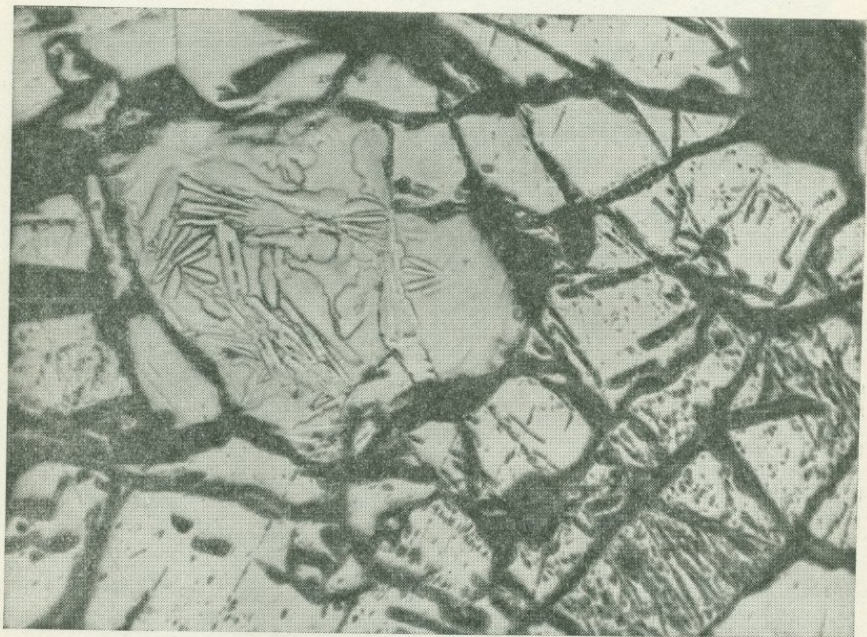
Фиг. 4. Зональное зерно оливина. Хорошо видна кайма вокруг протравившейся центральной части зерна и отдельных его обломков. Отраженный свет, увел. 45. Обр. 112-75. Дунит, Довыренский массив



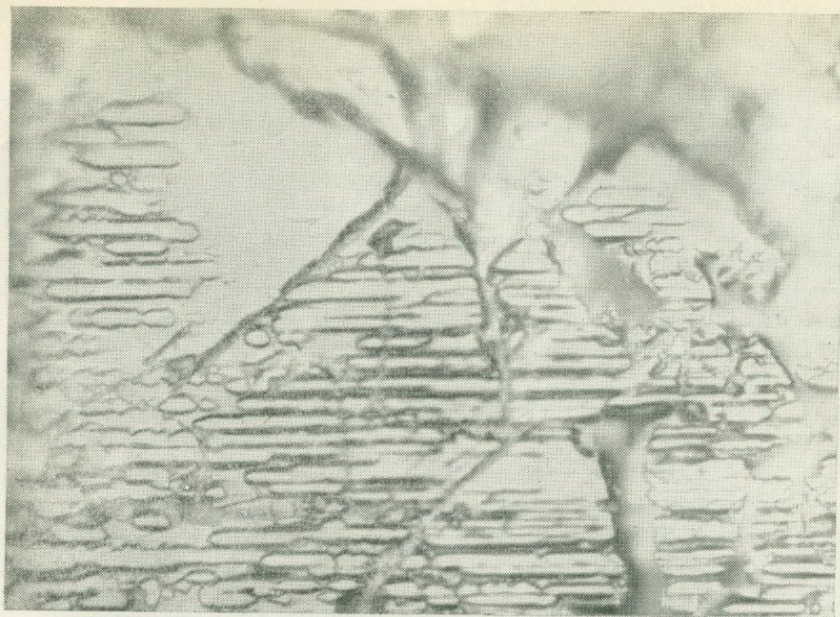
Фиг. 5. Участок мелко раздробленного зерна оливина. Видны светлые однородные каймы вокруг каждого обломка и неоднородное строение центральных частей обломков. Отраженный свет, увел. 100. Обр. 33. Дунит, массив Рай-Из



Фиг. 6. Деталь фиг. 5. Видны мелкие изометричные кристаллики, погруженные в основную массу центральных частей обломков. Увел. 400



Фиг. 7. Зерно оливина, в центральной части которого после травления выявились дендриты, переходящие в краевых частях зерна в однородную кайму. Отраженный свет, увел. 75. Обр. 10 883



Фиг. 8. Край зерна оливина. Перекристаллизация по трещинам спайности. Отраженный свет, увел. 150. Обр. 33

зерно сильно трещиноватое, то нередко такая картина появляется в каждом отдельном обломке (фиг. 5). При детальном наблюдении в центральных участках обломков обнаруживается иногда сложное строение: в основную массу — «матрицу» — более низкого рельефа «погружены» изометричные кристаллики (фиг. 6).

Второй тип зональности иллюстрируется фиг. 7. В этом случае центральная часть зерна сложена дендритами, которые к краям переходят также в однородную кайму.

Изучение большого числа образцов методом структурного травления показывает, что мы имеем дело с явлением перерождения — перекристаллизации зерен оливина или их обломков. Поэтому описанные два типа зональности относятся, вероятно, к разным стадиям одного процесса, конечным результатом которого являются однородные зерна, лишенные структурных и фазовых неоднородностей.

Возвращаясь к фиг. 1, где показано развитие более позднего дунита по раннему, надо отметить, что оливин из светлого дунита прожилков (более поздний оливин) действительно не обнаруживает структурных неоднородностей, в отличие от оливина раннего, в котором после травления обнаружены различные стадии перерождения зерен и содержатся включения рудного минерала.

Иногда после травления в зернах оливина появляется спайность в одном или двух направлениях, хорошо развитая лишь в центральных частях и исчезающая к краям зерен. Можно также наблюдать процесс перекристаллизации, идущий по спайности (фиг. 8), т. е. подтверждается мнение о том, что при преобразовании ультраосновных пород большую роль играла деформация как один из главных факторов, стимулирующих процесс метаморфизма пород.

Для изучения химизма перекристаллизации авторами проведено определение содержания порообразующих компонентов (Fe, Mg, Si) в дендритах, междендритовом пространстве, однородных каймах и ядрах оливиновых зерен. Определение выполнено на приборе JXA-5 при ускоряющем напряжении 20 кв и диаметре зонда 2—3 мкм. В качестве

Таблица 1
Химический состав зерен оливина в дуните после травления (в вес.%)

Окислы	1			2			3	4	5	6		
	дендриты		между дендритами	дендрит	между дендритами		центральные части не затравившихся зерен					
FeO	7,20	7,20	7,33	7,20	7,29	7,33	7,33	7,37	7,53	7,33	7,37	7,37
MgO	51,34	51,40	51,07	51,68	52,16	51,45	52,66	52,34	50,68	50,68	50,85	50,90
SiO ₂	41,00	41,50	41,34	41,34	41,92	40,85	41,70	41,56	41,56	41,41	41,86	41,77
Сумма . . .	99,54	100,14	99,74	100,22	101,37	99,63	101,69	100,27	99,77	99,42	100,08	100,04
RO/SiO ₂	2,02	2,05	2,00	2,02	2,02	2,04	2,04	2,04	1,98	1,98	1,97	1,97
f, мол. %	7,2	7,2	7,3	7,2	7,1	7,3	7,2	7,3	7,6	7,4	7,5	7,5

Примечание. Обр. 46ИС, дунит крупнозернистый, Нижне-Тагильский массив, Средний Урал. Серпентин — 50%, оливин — 50%, хромшпинелид ~1%. Оператор В. Гмыра. 1—6 — номера зерен.

Таблица 2
Химический состав зерен оливина в дуните после травления (в вес.%)

Окислы	1				2		5			6
	дендриты		между дендритами	хорошо затравившееся ядро	дендрит	между дендритами	дендриты		хорошо затравившееся ядро	не затравившееся зерно
FeO	6,63	6,60	6,65	6,52	6,72	6,69	6,56	6,59	6,56	6,78
MgO	51,89	52,06	50,29	51,68	51,94	51,28	52,00	50,45	51,77	51,18
SiO ₂	41,86	41,43	41,28	41,43	41,99	40,92	40,15	40,49	40,43	40,31
Сумма . . .	100,38	100,09	98,22	99,63	100,65	98,89	98,71	97,53	98,76	98,27
RO/SiO ₂	1,99	2,02	1,96	2,00	1,99	2,01	2,08	2,00	2,05	2,04
f, мол. %	6,6	6,6	6,8	6,5	6,7	6,8	6,6	6,8	6,6	6,8

Примечание. Обр. 44ИС, дунит крупнозернистый, Нижне-Тагильский массив, Средний Урал. Серпентин — 70%, оливин — 30%, хромшпинелид ~1%. Оператор В. Гмыра.

стандартов использованы: для железа и хрома — чистые металлы, для магния — синтетический периклаз, для кремния — пьезокварц. В каждой точке сделаны три независимых определения, вычисленное среднеарифметическое значение приведено в табл. 1—3. Разница содержаний компонентов в одной точке по трем замерам не превышала 0,05—0,07 вес. %. Некоторую трудность представляло определение состава ядер: из-за сильной пористости и неровной поверхности содержания компонентов, особенно магния, сильно занижены.

Из данных таблиц следует, что разные зоны одного зерна по содержанию основных компонентов практически неразличимы. Однако полностью преобразованные однородные зерна в некоторых случаях имеют железистость на 0,1—0,2 мол. % выше, чем зональные и неоднородные зерна. Несмотря на ограниченное количество данных нам представляется возможным в предварительном виде высказать мысль о том, что перекристаллизация в ряде случаев может приводить к увеличению железистости оливина.

Таблица 3
Химический состав зерен оливина в гарцбургите (в вес.%)

Оксиды	2а		3	4	5	
	дендриты	между дендритами	центральные части не затравившихся зерен			
Cr ₂ O ₃						
FeO	7,81	7,81	7,68	7,63	7,75	7,63
MgO	51,40	51,30	52,01	50,12	50,35	49,02
SiO ₂	41,28	41,64	41,43	40,98	41,07	41,50
Сумма . . .	100,49	100,75	101,12	98,73	99,17	98,15
RO/SiO ₂	2,0	2,00	2,04	1,99	2,00	1,93
f, мол. %	7,8	7,8	7,6	7,8	7,9	7,9

Примечание. Обр. 10 883. Гарцбургит свежий, несерпентинизированный; включение в лаве Авачинского вулкана. Оливин — 90%, энстатит ~10%, хромшпинелид ~1%. Оператор В Гмыра.

Анализ большого фактического материала по травлению оливинов из пород разного состава и формационной принадлежности, а также из различных геологических регионов подтверждает мнение многих исследователей о том, что ультраосновные породы подверглись длительному и сложному метаморфизму, неразрывно связанному (и обусловленному) с геологической историей развития того или иного региона. Принципиально новым результатом настоящих исследований является вывод о том, что эта сложная и многоэтапная история изменения ультраосновных пород с помощью разработанного метода может быть расшифрована и прослежена от самых начальных до заключительных ее этапов. Одним из главных в этой истории был процесс перекристаллизации минеральных фаз, сопровождавшийся диффузией вещества в твердом состоянии и совпадающий по времени, вероятно, с периодом выведения гипербазитовых масс в верхние горизонты земной коры.

Как отмечалось выше, процесс перекристаллизации шел от краев зерен к их центральным частям, используя трещины (в том числе и трещины спайности), возникшие при деформации. Это подтверждается хорошо выраженной последовательностью образования зон (от ранних к более поздним): ядро — дендриты — однородная кайма. Конечным продуктом этого процесса являются компактные гранобластовые зерна оливина, свободные как от фазовых, так и от структурных неоднородностей.

Л и т е р а т у р а

1. Морковкина В. Ф. Габбро-перидотитовая формация Полярного Урала. «Наука», 1967.
2. Forbes R. B. Ultrabasic intrusion from the basalts of the Hut Point area, Ross Island. Antarctica.— Bull. volcanol., 1963, 26.
3. Green D. H. The petrogenesis of the high-temperature peridotite intrusion in the Lizard area, Cornwall.— J. Petrology, 1964, 2, № 1.
4. Wegner M. W., Christie J. M. Preferential chemical Etching of Terrestrial and Lunar Olivines.— Contrib. Mineral., Petrol., 1974, 43, № 3.

Я. П. Баклаев

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ СКАРНОВО-МАГНЕТИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НА УРАЛЕ

Урал — одна из важнейших скарново-рудных провинций Советского Союза, и контактово-метасоматические месторождения в его рудном балансе занимают особое положение. Они являются главными источниками добычи богатых железных руд и представляют определенный интерес в отношении медного сульфидного оруденения. Металлогении этих уникальных природных образований посвящен ряд работ Д. С. Коржинского [10], Л. Н. Овчинникова [12—14], Г. А. Соколова [16], А. М. Дымкина [7], П. Н. Кобзаря [9], М. И. Алешина [1], Я. П. Баклаева [3] и некоторых других исследователей. В настоящей статье кратко рассмотрены основные вопросы металлогении скарново-магнетитовых месторождений, имеющие непосредственное отношение к прогнозированию и поискам.

РУДНЫЕ ПОЯСА И СТРУКТУРНО-ТЕКТОНИЧЕСКАЯ РЕШЕТКА

В размещении скарново-магнетитовых месторождений Урала отражено его линейно-полосчатое строение, обусловленное чередованием крупных структурных элементов. Л. Н. Овчинников [12] впервые указал, что контактово-метасоматические месторождения Среднего и Северного Урала расположены в виде узких меридиональных поясов, причем основная часть их находится в двух поясах, ограничивающих с запада и востока Тагило-Магнитогорский прогиб. Последующие работы большого коллектива уральских геологов подтвердили это положение. Все вновь открытые месторождения оказались приуроченными к выделенным им или новым поясам аналогичного структурного плана.

В пределах восточного склона Урала на всем его протяжении с севера на юг выделяются 10 поясов скарново-магнетитовых месторождений, которые обнаруживают определенные черты сходства [3].

1. Приуроченность поясов к зонам разломов глубокого заложения, которые, по классификации В. Е. Хаина [18], относятся к коровым глубинным разломам, зарождающимся в подошве земной коры или самых верхних частях мантии.

2. Для зон разломов, а следовательно, и рудных поясов, характерны узкие, часто линейно вытянутые, штоко- и лакколитообразные тела гипабиссальных габброидов и гранитоидов пестрого состава, относящиеся к габбровой формации Урала и иногда примыкающие к линейно выраженным полям развития ультрабазитов, размеры тел которых по простиранию измеряются сотнями километров.

3. Во всех рудных поясах наблюдается сочетание вулканитов и вулканогенно-осадочных пород основного и среднего состава с мелковод-

ными морскими отложениями, представленными известняками, известковистыми песчаниками, туфоаргиллитами и др. Установлено, что крупные и средние по запасам руд месторождения, как правило, встречаются только среди мощных толщ вулканитов, которые создавали, видимо, более устойчивые термодинамические условия для рудообразования и служили в значительной мере источником рудогенного железа.

4. Намечается определенное сходство тектонических режимов в период формирования рудных поясов: возникновение месторождений в связи со складчатыми и разрывными дислокациями в период каледонского ($S_2 - D_2$) и герцинского ($D_3 - C_2$) тектогенеза.

Рудные пояса отличаются возрастом образования, различной перспективностью в отношении масштабов рудоотложения, а также соотношениями развитых здесь типов структур рудных полей. Как показано рядом исследователей и нами [3], это связано с особенностями глубинного строения различных структурно-фациальных зон Урала и с интенсивностью проявления каледонского и герцинского диастрофизмов.

Принадлежность рудного пояса в целом, отдельных продуктивных интрузивных массивов и соответственно месторождений к тому или иному разлому глубокого заложения рассматривается в настоящее время многими металлогенистами на Урале [1, 13—15] как первая — меридиональная координата локализации месторождений и их рудных полей. Важное прогнозное значение ее несомненно.

В качестве второй, широтной координаты размещения рудных полей могут быть приняты направления крупных поперечных к Уралу складчато-разрывных структур, которые в последнее время стали отчетливо намечаться по данным региональных геофизических и геологических исследований. Детальный анализ и обобщение имеющихся материалов, а также обследование соответствующих территорий позволяют выделить 14 поперечных к Уралу субширотных структур северо-западного направления, которые имеют металлогеническое значение для скарново-магнетитовых (по-видимому, и для других) месторождений. Существование этих структур¹ подтверждают линейные изменения интенсивности полей силы тяжести (гравитационные ступени), изменения элементов залегания пород и замыкание около них пликативных структур общеуральского плана, ориентированное распределение вдоль структуры интрузивных тел, магнитных аномалий, серий дайковых образований, вулканических аппаратов и т. д. Результаты гелиевой съемки на территории восточного склона Урала [4] также указывают на существование поперечных к Уралу крупных разрывных структур, причем местоположение их, фиксируемое по резко аномальному содержанию гелия в подземных водах, точно совпадает с местоположением складчато-разрывных структур.

Данные дешифрирования космических телевизионных снимков также показывают наличие в указанных местах хорошо выраженных (на значительном протяжении) линейных разломов субширотного (запад-северо-западного) направления.

Для размещения скарново-магнетитовых месторождений наиболее благоприятны участки пересечений древних субширотных структур с региональными структурами общеуральского плана, в частности с глубинными разломами. Эти участки наиболее деформированные и, следовательно, наиболее проницаемые для магматических и постмагматических образований. Они характеризуются следующими особенностями.

¹ Структуры представляются как выступы допалеозойского кристаллического фундамента, осложненные в период формирования Уральской геосинклинали крупными пликативными и дизъюнктивными нарушениями [3].

1. Резкое увеличение мощности вулканогенных отложений и образование вулканокупольных структур.

2. Значительно большее, чем в соседних участках, приближение к поверхности Земли базальтоидов и образование крупных штоко- и лакколитообразных интрузивных тел, представляющих собой дифференциаты габбровой формации Урала [13, 17]. Положение этих интрузивных тел и соответственно диапазон возможного развития оруденения на глубину можно определить, исходя из данных распределения интенсивности гравитационного поля на участке. Например, в Качарском рудном поле он определен в 2,5 км, в Магнитогорском — 1,5 км от современной поверхности.

3. Развитие обильных разрывных нарушений различного направления и возраста, из которых по определенному комплексу признаков [3] могут быть выделены послепостинтрузивные — дорудные рудоконтролирующие и рудокалализующие разломы.

4. Содержание гелия в подземных водах в пределах рудных узлов повышается на 1—3, иногда на 4 порядка. Широко развиты метасоматические изменения вулканогенных пород — альбитизация, калишпатизация, диопсидизация, эпидотизация, хлоритизация, реже скаполитизация и т. д.

Статистические данные показывают, что в настоящее время из 84 узловых участков структурно-тектонической решетки, находящихся среди зон, литологически благоприятных для образования скарново-магнетитовых месторождений, рудные поля этих месторождений известны в 36 участках. На 30 участках необходима постановка детальных поисковых и разведочных работ, так как здесь положительно оценивается роль всех других факторов, благоприятствующих образованию месторождений (магматического, структурного и др.), и, кроме того, на этих участках известны многочисленные рудопроявления или перспективные магнитные аномалии.

ЛОКАЛЬНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ СКАРНОВО-МАГНЕТИТОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Закономерности размещения скарново-магнетитовых месторождений в рудных полях рассматривались нами неоднократно [3, 14]. Обширные материалы, полученные в результате научно-исследовательских и геологоразведочных работ за последние годы, не дают оснований для ревизии сложившихся представлений, а, наоборот, содержат много фактических данных, подтверждающих ранее сделанные заключения. Результаты детальных исследований, проведенные в 45 рудных полях, позволяют сформулировать следующие главнейшие закономерности локализации скарново-магнетитового оруденения на Урале.

1. Рудные поля контактово-метасоматического типа обычно размещены там, где породы наиболее сильно деформированы, элементы залегания рудовмещающей толщи изменяются на сравнительно небольшом расстоянии или рудовмещающая толща нарушена крупными дизъюнктивами субмеридионального и субширотного направления, совпадающими по времени образования с формированием продуктивных интрузивов. Разрывные нарушения являются следствием тангенциальных и отчасти радиальных движений в зонах глубинных разломов, к которым приурочены рудные пояса месторождений.

2. В случае образования рудных месторождений в сводах брахиантиклинальных складок (рудоносный интрузив находится внутри складки) главными рудоконтролирующими (рудораспределяющими и рудовмещающими) структурными элементами служат пологие трещины отслоения, возникающие в замковой части и крыльях складок. Крутопа-

дающие трещины разрыва и скалывания в этом случае не характерны, хотя они способствуют интенсификации рудоотложения. При образовании месторождений в брахисинклинальных структурах (рудоносный интрузив тоже внутри складки) роль крутопадающих трещин разрыва и скалывания как рудовмещающих структур резко возрастает, встречаются не только полого-, но и крутопадающие рудные тела — оруденные зоны метасоматитов, локализующиеся внутри ослабленных зон, связанных с разрывными нарушениями.

3. Если продуктивные интрузивы расположены внутри брахиантиклинальных складок, месторождения, генетически связанные с ними, находятся преимущественно в периклинальных окончаниях интрузивов и частично — в участках резкого изменения элементов залегания их приконтактной зоны. В периклинальных окончаниях интрузивов может образоваться несколько месторождений или рудных тел, вытянутых линейно и расположенных веерообразно по отношению к массиву. Это обусловлено тем, что рудоконтролирующими структурными элементами служили предрудные разрывные нарушения, возникшие одновременно с внедрением интрузива.

4. Симметричное расположение трещин разрыва, развивающихся около формирующегося интрузива [3, 6], позволяет рассчитывать при благоприятной литологической обстановке и на симметричное размещение рудных тел. Действительно, в пределах многих рудных полей, приуроченных к брахискладчатым структурам (Ауэрбахо-Турьинском, Покровско-Высотинском, Соколовско-Сарбайском, Бенкалинском, Магнитогорском и др.), месторождения находятся на противоположных сторонах интрузивного массива со сходными в морфологическом и генетическом отношениях типами рудных залежей.

5. При весьма значительном развитии на Урале скарново-магнетитовых месторождений выявляется сравнительно небольшое число их структурно-морфологических типов. По условиям залегания это пологопадающие пластовые залежи в слоистой осадочно-вулканогенной толще, связанные с замещением рудой и сопутствующими ей метасоматитами благоприятных горизонтов и трещинных зон отслоения в деформированных участках крыльев и шарнирных частях складок, а также крутопадающие залежи в зонах разрывных нарушений вблизи рудоносных интрузивных массивов, иногда в непосредственном секущем контакте интрузивов с мощными горизонтами известняков. Крутопадающими (почти отвесными) рудными залежами отличаются также месторождения в простых трубчатых структурах.

6. Магнетитовое оруденение среди вулканогенных комплексов размещается в различных горизонтах и свитах, но, как правило, средние и крупные месторождения встречаются только среди мощных толщ вулканитов и при наличии в них достаточного количества карбонатных и карбонатсодержащих пород. Последние создают специфические условия для эволюции рудоносной магмы, обогащая ее производные летучими компонентами и растворимыми соединениями Са, Mg, Fe, понижая температуру кристаллизации и т. д.

7. Скарново-магнетитовые месторождения локализуются только в контактовых зонах¹ гипабиссальных, пестрых по составу, дифференцированных интрузивов габбровой (габбро-диорит-гранодиоритовой, габбро-сиенитовой, габбро-граносиенит-гранитной) формации. Эти интрузивы отличаются от гранитоидов и габброидов гранитной формации Урала целым рядом специфических признаков [8, 13, 17]. Они дискордантны по отношению к окружающим их толщам пород, но близки по

¹ Под «контактной зоной» следует понимать все пространство около системы интрузивных тел, в котором проявляется их метаморфизирующее воздействие на окружающие породы.

химическому составу к рудовмещающим эффузивам. Месторождения парагенетически связаны с формированием всей системы рудоносных интрузий [10] и удалены от вскрытых эрозией отдельных интрузивных тел на расстояние до 4—6 км.

8. Число рудных тел в каждом структурном типе месторождений может быть различным, однако привлекает внимание обилие тел в месторождениях комбинированных (складчато-трещинных) структур и в месторождениях, связанных с мелкими трещинами разрыва и скалывания в крыльях брахиантиклинальных складок. Установлено, что горизонты, которые оруденевают, в значительно большей степени деформируются, чем их окружающие. Это проявляется в короблении рудовмещающих пластов и образовании в них мелких линейных и изометричных складок, сбросов, зонок дробления и т. д. Развитию рудоотложения благоприятствует также падение пород, подвергающихся замещению, по направлению к рудоносному интрузиву или к зонам нарушений, способствующих интенсивной циркуляции постмагматических растворов.

9. Дайки магматических пород в рудных полях контактово-метасоматического типа иногда выполняют роль проводников постмагматических растворов. Такие дорудные дайки обычно ориентированы вдоль простирающих пликтивных дислокаций, определяющих структуру рудного поля, и отличаются интенсивными гидротермальными изменениями пород в зальбандах. Новообразования магнетита, гематита и пирита в этих дайках [3] по химическому составу аналогичны соответствующим минералам рудных тел. Послерудные дайки (в отличие от дорудных) подчиняются иному плану деформаций и, как правило, не содержат указанных новообразований.

10. Для скарново-магнетитовых месторождений характерно наличие осветленных диопсид-альбитовых, слюдисто-альбитовых, калишпат-диопсид-альбитовых и иногда диопсид-скаполитовых пород, мощность которых нередко прямо пропорциональна масштабам рудоотложения. Образование этих пород [2, 3, 5, 7, 9, 11, 13, и др.] связано с процессами околорудного щелочного метасоматоза, при котором во вмещающих вулканогенно-осадочных толщах идет разложение темноцветных минералов и плагиоклаза с выносом из пород железа, отчасти магния и титана. Указанные элементы затем участвуют в формировании скарново-рудных залежей.

11. Для всех месторождений контактово-метасоматического типа, в том числе и скарново-магнетитовых, отмечается зональное распределение метасоматитов около рудных и крупных интрузивных тел — смена высокотемпературных минеральных ассоциаций низкотемпературными по мере удаления от них. В рудоносных скарновых и апоскарновых метасоматитах содержатся преимущественно высокожелезистые породообразующие минералы [3].

Установленные закономерности размещения скарново-магнетитовых месторождений и локализации в них оруденения являются определенными предпосылками для направления поисково-разведочных работ. Мы полагаем, что в первую очередь такие работы следует организовать в наиболее перспективных участках, учитывая вероятность распространения оруденения до глубин 1—3 км.

Литература

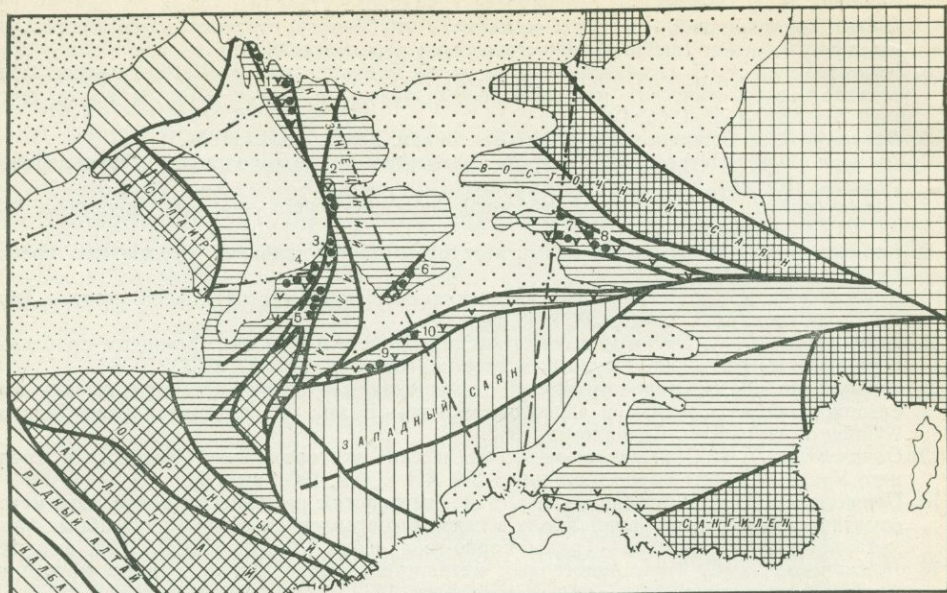
1. Алешин М. И. Геологическая позиция и основные закономерности размещения железных руд Урала. — В кн.: Геология СССР. Т. 12, ч. 1. «Недра», 1973.
2. Баклаев Я. П. К характеристике осветленных пород, сопровождающих оруденение контактово-метасоматического типа на Урале. — В кн.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. Т. II. Изд-во АН СССР, 1963.
3. Баклаев Я. П. Контактво-метасоматические месторождения железа и меди на Урале (закономерности их размещения и локализации). «Наука», 1973.

4. Башорин В. Н. Некоторые особенности глубинного строения Урала по данным гелиевых исследований.— В кн.: Особенности глубинного строения эвгеосинклинальных прогибов типа Тагило-Магнитогорского. Свердловск, 1975.
5. Бекмухаметов А. Е. Осветленные породы на Бенкалинском и Шагыркульском контактово-метасоматических месторождениях железа в Тургае.— Труды Ин-та геол. наук АН Каз. ССР, 1965, 12.
6. Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолиздат, 1954.
7. Дымкин А. М. Петрология и генезис магнетитовых месторождений Тургай. Новосибирск, «Наука», 1966.
8. Знаменский Н. Д. Гранитоиды габбровой формации Урала.— Труды Ин-та геол. УФ АН СССР, 1966, вып. 71.
9. Кобзарь П. Н. Метасоматоз на магнетитовых месторождениях Тургайского прогиба. Алма-Ата, 1966.
10. Коржинский Д. С. Петрология Турьинских скарных месторождений меди.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1948, вып. 68.
11. Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов.— В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. Изд-во АН СССР, 1953.
12. Овчинников Л. Н. Закономерности размещения контактово-метасоматических месторождений на Среднем и Северном Урале.— В кн.: Железородная база Тагило-Кушвинского района. Свердловск, 1957.
13. Овчинников Л. Н. Контактво-метасоматические месторождения Северного и Среднего Урала.— Труды Горно-геол. ин-та УФ АН СССР, 1960, вып. 39.
14. Овчинников Л. Н., Баклаев Я. П. О закономерностях размещения контактово-метасоматических месторождений Урала в связи с составлением крупномасштабных карт металлогении и прогноза.— Труды Горно-геол. ин-та УФ АН СССР, 1962, вып. 58.
15. Прямоносов П. С. Типы эндогенных металлогенических зон, их рудные формации и металлогенические эпохи Урала. Свердловск, 1970.
16. Соколов Г. А. Закономерности размещения железорудных месторождений на территории СССР.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. VIII. «Наука», 1967.
17. Ферштатер Г. Б., Бородин Н. С. Петрология магматических гранитоидов (на примере Урала). «Наука», 1975.
18. Хаин В. Е. Общая геотектоника. «Недра», 1964.

Л. В. Алабин, С. С. Долгушин

ГЛАВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ СКАРНОВО-МАГНЕТИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В РАННЕПАЛЕОЗОЙСКОЙ ЭВГЕОСИНКЛИНАЛИ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Важнейшие закономерности размещения скарно-магнетитовых месторождений Алтае-Саянской складчатой области—приуроченность их к линейным зонам разломов, ассоциация с магматическими комплексами повышенной основности и щелочности, размещение среди вулканических пород, чередующихся с карбонатными, были установлены М. А. Усовым, Г. Л. Поспеловым, С. С. Лапиным, И. В. Дербиковым, В. А. Вахрушевым, А. С. Калугиным, В. Г. Корелем, Б. М. Тюлюпо, В. В. Богацким, Г. В. Поляковым, А. М. Дымкиным, В. И. Синяковым и другими исследователями. Изучение геологического строения железорудных районов и региона в целом на структурно-формационной основе с использованием геофизических материалов по глубинному строению [8] позволяет уточнить данные предыдущих исследователей и конкретизировать главные закономерности размещения скарно-магнетитовых месторождений Алтае-Саянской складчатой области. Региональный анализ геолого-геофизических материалов показывает, что в раннем палеозое в Алтае-Саянской области четко выделяются структурно-формационные зоны, соответствующие внутригеосинклинальным прогибам и внутригеосинклинальным поднятиям, контролируемые глубинными разломами.



1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12

Схема размещения главных железорудных районов в раннепалеозойской эвгеосинклинали Алтае-Саянской складчатой области

1 — Сибирская платформа; 2—12 — Алтае-Саянская область: 2 — структуры байкальской складчатости; 3 — структуры салаирской (раннекаледонской) складчатости; 4 — структуры каледонской складчатости; 5 — структуры каледоно-герцинской складчатости; 6 — структуры герцинской складчатости; 7 — герцинские краевые и межгорные прогибы; 8 — мезозойско-кайнозойские прогибы; 9 — глубинные разломы и оперяющие их разрывы; 10 — расколы, поперечные к глубинным разломам и складчатым структурам; 11 — раннепалеозойские линейные внутригеосинклинальные прогибы (троги), выполненные вулканическими формациями — диабазовой, спилит-диабазовой, кератофир-диабазовой, базальтовой, трахит-базальтовой при подчиненной роли терригенно-сланцевых и карбонатных формаций и прорывающими их габбровыми, диоритовыми, гранодиоритовыми и сиенитовыми интрузиями; 12 — скарново-магнетитовые месторождения. Железорудные районы (цифры на схеме): 1 — Тайдонский, 2 — Терсинский, 3 — Ташелгинский, 4 — Тельбский, 5 — Кондомский, 6 — Тейский, 7 — Краснокаменско-Ирбинский, 8 — Таят-Табратский, 9 — Анзасский, 10 — Абаканский

Внутригеосинклинальные прогибы характеризуются мощностью отложений 12—16 км, складчатостью линейного и изоклинального типа, широким развитием диабазовой, спилит-диабазовой, кератофир-диабазовой, базальтовой, трахит-базальтовой, зеленокаменно-кремнисто-сланцевой формаций, интрузивных — гипербазитовой (альпинотипных гипербазитов), габбро-диорит-диабазовой, габбро-пироксенит-дунитовой, габбро-диорит-гранодиоритовой и формаций субвулканических сиенитов и гранитов. Внутригеосинклинальные поднятия отличаются сокращенной мощностью отложений (6—8 км), складчатостью брахиформного типа и проявлением следующих формаций: кремнисто-карбонатной, доломитовой, рифогенно-известняковой, андезитовой и интрузивной — гранитоидных батолитов.

Развитие и усложнение глубинных разломов в позднем протерозое и раннем палеозое привело к формированию оперяющих разломов и образованию промежуточных, т. е. переходных от внутригеосинклинальных прогибов к внутригеосинклинальным поднятиям, зон. В переходных зонах распространены зеленокаменно-кремнисто-сланцевая, известняково-песчано-алевролитовая, липарит-базальтовая и интрузивная габбро-плагиогранитовая формации. Внутригеосинклинальные прогибы

Главные железорудные районы Алтае-Саянской складчатой области

Регион	Кузнецкий Алатау				
	Тайдонский	Терсинский	Ташелгинский	Тельбесский	Кондомский
Месторождения	Ампалыкское, Кайгадатское, Михайловское	Лавреновское, Нижнелавреновское, Заповедное, Верхнекибрасское	Ак-Таг, Тебир-Пель, Мраморное, Монгол, Коп-Тау, Тивергол, Глухаринское, Водораздельное	Тельбесское, Одрабашское, Сухаринское, Самарское, Темиртауское, Центральные штоки, Амфитеатр, Леспромхозное, Мостокол, Пыхтун	Таштагольское, Шалымское, Шерегешевское, Кочуринское
Структурное положение	Осевая зона глубинного разлома. Тайдонская грабен-синклинозная структура	Восточный фланг глубинного разлома. Канымская синклинозная структура	Осевая зона глубинного разлома. Ташелгинская синклинозная структура	Западный фланг глубинного разлома. Тельбесская синклинозная структура	Осевая зона глубинного разлома- Кондомская грабен-синклинозная структура
Состав и возраст пород	Песчаники, алевролиты, мергели, конгломераты, андезит-базальтовые порфиры, ортофиры, трахилипаритовые порфиры, фельзиты ($E_3 - O$), андезит-базальтовые порфиры, дациты, альбитофиры, карбонатно-песчано-глинистые сланцы, известняки (E_2), базальтовые порфиры, известняки, песчано-глинисто-кремнистые сланцы (E_1), актинолит-хлорит-серицитовые сланцы, metabазальтовые порфиры ($PR_3 - E_1$), мраморизованные известняки, доломиты, кварциты, metabазальты (PR_3) Граносиениты, кварцевые сиениты, сиениты, сиенит-порфиры (O); граниты, гранодиориты, кварцевые диориты, сиенито-диориты, монцониты ($E_3 - O$); габбро-пироксениты, пироксениты (E_2); габбро-диабазы, диабазы, диориты, габбро-диориты ($PR_3 - E_1$)	Базальтовые порфиры, кварцевые альбитофиры, фельзитовые порфиры, фельзиты, прослои известняков, мергелей, алевролитов ($E_1 - E_2$); мраморизованные известняки, доломиты, прослои кремнистых и амфиболовых сланцев ($PR_3 - E_1$); амфиболиты, гранат-амфибол-биотитовые гнейсы, амфиболовые сланцы, прослои доломитов, кварцитов (PR_3) Плагииграниты, плагиигранодиориты, сиенито-диориты (E_{2-3}); габбро, габбро-пироксениты, перидотиты ($E_1 - E_2$); метагаббро-диабазы, метадиабазы, метадиориты ($PR_3 - E_1$)	Хлорит-серицитовые сланцы, metabазальты, прослои мраморизованных известняков ($E_1 - E_2$); мраморизованные известняки, доломиты, прослои кремнистых и амфиболовых сланцев ($PR_3 - E_1$), амфиболиты, гранат-амфибол-биотитовые гнейсы, прослои мраморов, доломитов, кварцитов (PR_3) Граниты, плагииграниты, граносиениты, гранито-гнейсы, гнейсо-граниты ($E_2 - O$); габбро-пироксениты, перидотиты ($E_1 - E_2$); метагаббро-диабазы, метадиабазы, метадиориты ($PR_3 - E_1$)	Песчаники, алевролиты, мергели, известняки, конгломераты (O); андезит-базальтовые порфиры, дациты, прослои песчано-алевроито-глинистых сланцев, известняков (E_2); известняки, алевролиты, базальтовые порфиры (E_1); хлорит-серицитовые, известково-алевролит-глинистые сланцы, мраморизованные известняки ($PR_3 - E_1$); мраморизованные известняки, доломиты, кварциты, metabазальты (PR_3) Граниты, гранодиориты, кварцевые диориты, диориты, сиенито-диориты, монцониты ($O - S$); сиениты (E_{2-3}); габбро, габбро-пироксениты (E_2); габбро-диабазы, диабазы, габбро-диориты ($PR_3 - E_1$)	Песчаники, алевролиты, мергели, конгломераты (O), андезит-базальтовые порфиры, трахитовые, трахилипаритовые порфиры, прослои известняков и известково-песчано-глинистых сланцев (E_2); известняки, песчано-глинистые сланцы, базальтовые порфиры (E_1), актинолит-хлорит-серицитовые сланцы; metabазальты ($PR_3 - E_1$); мраморизованные известняки, доломиты, кварциты (PR_3) Граниты, гранодиориты, кварцевые диориты ($C - P$); сиениты, кварцевые сиениты, граносиениты, сиенит-порфиры (E_{2-3}); гранодиориты, кварцевые диориты, сиенито-диориты, монцониты (E_{2-3}); габбро, габбро-пироксениты (E_2); габбро-диабазы, диабазы, габбро-диориты, диориты ($PR_3 - E_1$)
Возраст толщ, вмещающих магнетитовое оруденение	$PR_3; E_2$	PR_3	PR_3	$PR_3; E_2$	E_2
Региональный метаморфизм толщ, вмещающих магнетитовое оруденение	Фация зеленых сланцев	Фация зеленых сланцев + эпидот-амфиболитовая		Фация зеленых сланцев	
Ассоциация с интрузивными породами	С диоритами, гранодиоритами, сиенитами	С плагиигранитами	В контакте амфиболитов и мраморов на участках проявления гранитизации	С диоритами, гранодиоритами, сиенитами	С сиенитами
Метасоматические породы	Полевошпатовые метасоматиты, магнезиальные, известковые скарны, магнетитовые руды	Кварц-полевошпатовые метасоматиты, известковые скарны, магнетитовые руды	Кварц-полевошпатовые метасоматиты, магнезиальные и известковые скарны, магнетитовые руды	Полевошпатовые метасоматиты, магнезиальные и известковые скарны, магнетитовые руды	
Соотношение магнетитового оруденения с интрузивными и метасоматическими породами	Промышленное магнетитовое оруденение наложено на соответствующие интрузивные, метасоматические породы, скарны				
Морфология рудных тел	Линзо-пластообразная		Линзо-, пластообразная (будинированы, рассланцованы)	Линзо-, пластообразная, жильная, неправильной формы	Линзо-, пластообразная

Главные железорудные районы Алтае-Саянской складчатой области

Регион	Кузнецкий Алатау	Восточный Саян		Западный Саян	
Район	Тейский	Краснокаменско-Ирбинский	Таят-Табратский	Анзасский	Абаканский
Месторождения	Тейское, Абагасское, Ельгентагское	Маргоз, Одинокое, Рудный Каскад, Знаменское, Ирбинское, Изыгское	Таятское, Табратское, Хабалыкское	Анзасское, Тарташское	Абаканское
Структурное положение	Разрыв, оперяющий глубинный разлом. Тейская синклиновая структура	Зона глубинного разлома, Краснокаменско-Ирбинская синклиновая структура	Осевая зона глубинного разлома. Таят-Табратская синклиновая структура	Зона глубинного разлома. Анзасская синклиновая структура	Зона глубинного разлома. Абаканская грабен-синклиновая структура
Состав и возраст пород	Трахиллипаритовые порфиры, липаритовые порфиры, кератофиры, ортофиры, фельзиты ($E_2 - D_1?$); хлорит-серицитовые, известково-алевролит-глинистые сланцы, андезит-базальтовые порфиры, известняки ($PR_3 - E_1$), мраморизованные известняки, доломиты, кварциты (PR_3) Граносиениты, кварцевые сиениты, сиениты, сиенит-порфиры ($E_2 - D_1?$); граниты, гранодиориты, плагиограниты, кварцевые диориты, диориты, сиенито-диориты, монцониты (E_{2-3}); габбро, габбро-пироксениты, пироксениты (E_2); габбро-диабазы, диабазы, диориты ($PR_3 - E_1$)	Песчаники, алевролиты, мергели, конгломераты (O); андезитовые, андезит-базальтовые порфиры, доломиты ($E_3 - O$); андезит-базальтовые порфиры, липаритовые порфиры, алевролиты, известняки (E_2); базальтовые порфиры, альбитофиры, кремнисто-глинистые сланцы, известняки (E_1); мраморизованные известняки, доломиты, кварциты, базальты ($PR_3 - E_1$) Граносиениты, граниты, кварцевые сиениты, сиениты (O - D_1); граниты, гранодиориты, кварцевые диориты, диориты, диорит-сиениты, монцониты ($E_3 - O$); габбро, габбро-диориты, диориты ($E_2 - E_3$); габбро-диабазы, диабазы, диориты ($PR_3 - E_1$)	Андезитовые, андезит-базальтовые порфиры, дациты, алевролиты, известняки ($E_2 - E_3$); базальтовые порфиры, альбитофиры, песчано-кремнисто-глинистые сланцы, известняки (E_1); мраморизованные известняки, базальты, кремнисто-глинистые сланцы ($PR_3 - E_1$) Граниты, гранодиориты, граносиениты (O - S); диориты, габбро-диориты, габбро ($E_2 - E_3$); габбро-диабазы, диабазы, диориты ($PR_3 - E_1$)	Андезит-базальтовые порфиры, песчаники, алевролиты, известняки ($E_2 - E_3$); metabазальтовые порфиры, альбитофиры, кератофиры, песчаники, известняки, кварциты, кремнисто-глинистые сланцы (E_1); амфиболиты, амфибол-хлорит-серицитовые сланцы, metabазальты, мраморизованные известняки (PR_3) Граниты, гранодиориты, плагиограниты, диориты ($E_3 - O$); габбро, альбититы (натриевые сиениты) ($E_2 - E_3$); габбро-пироксениты, перидотиты (E_2); габбро-диабазы, диабазы, диориты ($PR_3 - E_1$)	Конгломераты, песчаники, алевролиты (O - S); андезит-базальтовые порфиры, песчаники, алевролиты ($E_2 - E_3$); базальтовые порфиры, кератофиры, альбитофиры, песчаники, алевролиты, известняки (E_1) Плагиограниты, альбититы ($E_3 - D_1$); кварцевые мангериты; кварцевые диориты ($E_2 - E_3$); габбро, габбро-диабазы, габбро-диориты (E_1)
Возраст толщ, вмещающих магнетитовое оруденение	$PR_3; E_2 - D_1$	$PR_3 - E_1; E_2$	$PR_3 - E_1$	E_1	E_1
Региональный метаморфизм толщ, вмещающих магнетитовое оруденение	Фация зеленых сланцев				
Ассоциация с интрузивными породами	С граносиенитами	С диоритами, гранодиоритами, сиенитами	С диоритами	С габбро, альбититами	С габбро, габбро-диабазами
Метасоматические породы	Кварц-полевошпатовые, амфибол-серпентиновые метасоматиты, магнезиальные, известковые скарны, магнетитовые руды	Кварц-полевошпатовые метасоматиты, магнезиальные, известковые скарны, магнетитовые руды		Альбитовые, амфибол-эпидот-скаполитовые метасоматиты, магнетитовые руды	Альбитовые, актинолит-хлорит-эпидотовые метасоматиты, магнетитовые руды
Соотношение магнетитового оруденения с интрузивными и метасоматическими породами	Промышленное магнетитовое оруденение наложено на соответствующие интрузивные, метасоматические породы, скарны				
Морфология рудных тел	Линзо-, трубообразная, жильная	Линзо-, пластообразная	Линзо-, трубообразная	Линзо-, пластообразная	

и промежуточные (переходные) зоны характеризуются мощностью базальтового слоя 28—30 км, граница которого поднимается до 12—20 км от дневной поверхности тогда как для внутригеосинклинальных поднятий характерна мощность гранито-метаморфического слоя 20—22 км.

Преобладающий основной состав магматических формаций внутригеосинклинальных прогибов и промежуточных зон, определяющий фемический тип земной коры этих структур как результат связи с глубинным строением, находит отражение в линейных положительных гравитационных и магнитных аномалиях.

Главные железорудные районы и месторождения Алтае-Саянской складчатой области (см. фигуру, таблицу) обладают рядом общих черт геологического строения, обусловленных их приуроченностью к определенным тектоническим структурам. Для месторождений Кондомского, Тельбесского, Тейского, Тайдонского, Краснокаменско-Ирбинского, Таят-Табратского, Анзасского и Абаканского железорудных районов характерен набор формаций от верхнего протерозоя до среднего кембрия и ордовика включительно, что свидетельствует об унаследованном, нисходящем типе тектонического развития структур как в собственно геосинклинальный (верхний протерозой — нижний кембрий), так и в инверсионный (средний кембрий — ордовик) периоды. В геологическом строении железорудных месторождений этих районов участвуют формации: диабазовая, спилит-диабазовая, кератофир-диабазовая, трахит-базальтовая, трахилипарит-трахит-базальтовая, нижняя молассовая сероцветная, а из интрузивных — габбро-диорит-диабазовая, габбро-пироксенит-дунитовая, габбро-альбититовая, габбро-диорит-гранодиоритовая, субвулканических сиенитов и граносиенитов.

На месторождениях Терсинского и Ташелгинского районов развиты формации орто-, парасланцев и графитистых мраморов, спилит-метадиабазовая, зеленосланцево-кремнисто-карбонатная, липарит-андезит-базальтовая, метагаббро-диорит-диабазовая, габбро-пироксенит-дунитовая, габбро-плагиигранитовая.

Вертикальный ряд формаций железорудных районов, преобладающий их фемический состав и значительная мощность отложений (8,5—14,5 км) свидетельствуют о приуроченности их к троговым зонам геосинклинали. Наличие раннепалеозойской формации гранитоидных батолитов пестрого состава, проявленной в Тельбесском (Сельбесский плутон) и в Тейском (Асскизский плутон) районах, и сокращенная мощность отложений (6,5—8,5 км) в Тейском районе указывают на приуроченность железорудных месторождений этих районов к зонам, переходным от собственно внутригеосинклинальных прогибов, или осевых троговых зон, к внутригеосинклинальным поднятиям. Формирование таких зон, как отмечено выше, связано с развитием глубинных разломов, но контролировалось опережающими их разрывами. Важно подчеркнуть (это хорошо видно из таблицы), что переходным зонам свойственны все признаки геологического строения, характерные для троговых зон.

Троговые зоны раннепалеозойской эвгеосинклинали Алтае-Саянской складчатой области, контролируемые глубинными разломами, прослеживаются, по геологическим и геофизическим данным, на расстояние более 600—800 км при ширине от 10—15 до 30—35 км. Железорудные районы и месторождения этих зон образуют железорудные пояса, которым целесообразно дать наименования: Главный железорудный пояс Кузнецкого Алатау; Главный железорудный пояс Восточного Саяна; Главный железорудный пояс Западного Саяна (см. фигуру).

В пределах железорудных поясов месторождения распространены неравномерно. Как впервые подмечено А. С. Калугиным, Г. Л. Поспеловым, они группируются в рудные узлы или районы. Рудные районы

приурочены к участкам пересечения глубинных разломов и поперечных к ним расколов, наличие которых несомненно [6, 8], но природа еще не выяснена. Поперечные расколы обуславливали блоковое строение фундамента рудных поясов. Наиболее богатые по запасам железорудные месторождения тяготеют к опущенным блокам. Такие блоки характеризуются интенсивным проявлением базальтоидного и субщелочного магматизма в эффузивной, субинтрузивной и интрузивной форме, чем и объясняется значительная мощность вулканических пород в железорудных районах, пестрый их фациальный профиль и сложные фазово-фациальные соотношения. Кроме того, поперечные расколы обуславливали сильную нарушенность и трещиноватость пород, которые в связи с этим становились весьма проницаемыми не только для магматических расплавов, но и для гранитизирующих и гидротермальных растворов, что приводило на таких участках к интенсивному проявлению метасоматических процессов (альбитизации, калишпатизации, скаполитизации, скарнированию) и рудообразованию. Таким образом, пересечение глубинных разломов и поперечных к ним расколов обуславливало не только блоковое строение рудных поясов, но и проявление в опущенных блоках интенсивного и длительно существующего очагового базальтоидного магматизма, что в конечном итоге приводило к формированию стационарных, как правило, контрастно дифференцированных рудно-магматических систем.

Промышленные магнетитовые месторождения в пределах рудных поясов и районов обнаруживают парагенетическую и генетическую связь с интрузивными массивами габбро-диорит-гранодиоритового, габбро-плагиигранитового, габбро-альбититового, сиенитового состава и комагматичными им вулканическими породами. Следовательно, железорудные месторождения связаны с вулканоплутоническими ассоциациями, имеющими четко выраженный очаговый характер.

Месторождения размещены в ореольных, чаще всего в надинтрузивных зонах, иногда непосредственно в контактах интрузивных массивов и сопровождаются магнезиальными, известковыми скарнами и гидросиликатными (актинолит — хлорит — эпидот) метасоматическими породами. Промышленное магнетитовое оруденение тесно связано с формированием скарнов и метасоматических пород: сопутствует им или наложено на них. Все это позволяет среди железорудных месторождений региона выделить следующие рудные формации: магнетитовую магнезиально-скарновую; магнетитовую известково-скарновую; магнетитовую магнезиально-известково-скарновую; магнетитовую гидросиликатную.

Во вмещающих толщах месторождения названных рудных формаций расположены на различных стратиграфических уровнях — от верхнего протерозоя до среднего кембрия включительно, обычно на границе высокожелезистых алюмосиликатных пород с карбонатными либо в зонах их взаимного фациального перехода. Такие участки контрастных по составу пород под воздействием интрузий становились ареной интенсивных метасоматических процессов, что в конечном итоге приводило к формированию промышленных скарново-магнетитовых месторождений.

Интересно, что все промышленные скарново-магнетитовые месторождения Алтае-Саянской складчатой области сформировались после главной складчатости в раннеинверсионный и инверсионный периоды развития региона. В связи с этим рудные тела унаследуют складчатые (пликативные) структуры замещаемых пород, образуя стратиформные линзо- и плаstopодобные залежи в пологолежащих слоистых осадочно-вулканогенных толщах и крутопадающие, нередко трубообразные тела — в зонах разрывных нарушений. Месторождения формировались

в гипабиссальных условиях, вертикальный размах оруденения достигает 1,5—3,0 км.

Из изложенного материала следует, что промышленные магнетитовые месторождения Алтае-Саянской складчатой области имеют много общих черт в закономерностях размещения и условиях формирования со скарново-магнетитовыми месторождениями Урала, Тургая, Сибири, Казахстана, Кавказа и других регионов Советского Союза [1—5, 7]. Это позволяет типизировать и конкретизировать поисковые признаки подобных месторождений, что имеет важное значение для регионального металлогенического анализа, а также поисковых и оценочных работ. Вместе с тем следует подчеркнуть, что несмотря на длительную историю исследований железорудные пояса изучены еще недостаточно и их рудные потенциальные возможности выявлены далеко не полно. Особенно слабо изучены фланги и глубокие горизонты рудных поясов. Кроме того, в пределах железорудных поясов наряду со скарново-магнетитовыми месторождениями известны месторождения других формационных типов — титано-магнетитовые, колчеданно-магнетитовые, магнетитовые вулканогенно-осадочные, что свидетельствует о полигенности и полихронности железооруденения таких поясов. Поэтому условия и способы формирования рудных поясов, а в последних — закономерности размещения рудных районов и месторождений требуют дальнейших углубленных исследований и в первую очередь на структурно-формационной и рудно-формационной основах.

Л и т е р а т у р а

1. *Баклаев Я. П.* Контактво-метасоматические месторождения железа и меди на Урале (закономерности их размещения и локализации). «Наука», 1973.
2. *Дымкин А. М.* Петрология и генезис магнетитовых месторождений Тургая. Новосибирск, «Наука», 1966.
3. *Кашкай М. А.* Петрология и металлогения Дашкесана и других железорудных месторождений Азербайджана. «Недра», 1965.
4. *Овчинников Л. Н.* Контактво-метасоматические месторождения Среднего и Северного Урала.— Труды Горно-геол. ин-та УФ АН СССР, 1960, вып. 39.
5. *Поляков Г. В.* Палеозойский магматизм и железооруденение юга Средней Сибири. «Наука», 1971.
6. *Поспелов Г. Л.* Геологические особенности размещения и строения главных железорудных районов и эндогенных железорудных месторождений Алтае-Саянской области.— В кн.: Железорудные месторождения Алтае-Саянской горной области. Т. 1, кн. 1. Изд-во АН СССР, 1958.
7. *Соколов Г. А., Григорьев В. М.* Месторождения железа.— В кн.: Рудные месторождения СССР. Т. 1. «Недра», 1974.
8. *Сурков В. С., Жеро О. Г., Уманцев Д. Ф. и др.* Тектоника и глубинное строение Алтае-Саянской складчатой области. «Недра», 1973.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
-----------------------	---

ОБЩИЕ ВОПРОСЫ

В. И. Смирнов. Общие проблемы доорогенной металлогении	5
С. Н. Иванов. Геологические основы металлогении эвгеосинклиналей	14
Б. А. Попов, К. К. Золоев, М. С. Рапопорт. Металлогения ранних стадий развития Уральской палеозойской эвгеосинклинали в свете новых данных геотектоники	27
Д. В. Рундквист, Э. И. Кутырев, О. А. Кондияин, А. Г. Кондияин, Н. А. Румянцева, Р. И. Ерошевская. Структурная позиция и металлогения эвгеосинклинальных зон Урала	37
Е. М. Ананьева, В. А. Бугайло, Б. В. Дорофеев, Н. П. Ермаков, М. С. Рапопорт, В. М. Рыбалка. Металлогеническое районирование Урала по геофизическим данным в связи с особенностями его глубинного строения	46
В. И. Робонен, С. И. Рыбаков, В. Я. Горьковец, В. М. Чернов, В. И. Коросов. Металлогеническая специфика раннепротерозойских подвижных поясов Балтийского щита	56
А. А. Абдулин, М. А. Касымов, В. Н. Матвиенко, Э. А. Байдильдин, А. Т. Тельгузиев. Типы эндогенного оруденения в доорогенной истории развития эвгеосинклиналей (на примере Мугоджар, Западный Казахстан)	63
В. С. Шуб. Девонские континентальные перерывы и их роль в формировании бокситовых месторождений Урала	72

МЕТАЛЛОГЕНИЯ ВУЛКАНОГЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ

М. Б. Бородаевская, А. И. Кривцов, Е. П. Ширай. Соотношения рудоформирующих процессов в колчеданосных провинциях различных типов	80
Л. Н. Овчинников, В. Д. Баранов. Некоторые аспекты колчеданной металлогении	89
В. А. Прокин, В. М. Седов, В. И. Воробьев. Типы меднорудных месторождений Урала и их связь с магматизмом	98
Р. Г. Язева, Г. П. Белянина, Г. Б. Мельникова. Металлогеническая специализация вулканогенных формаций ранних стадий эвгеосинклиналей (на примере Урала)	105
С. А. Рокачев, С. Н. Иванов, А. И. Ковальчук. Особенности колчеданных месторождений, залегающих в разных типах земной коры	112
Г. Ф. Яковлев, Т. Я. Гончарова, Ю. И. Демин. Доорогенный магматизм и колчеданно-полиметаллическое оруденение Рудного Алтая	117
Г. А. Твалчрелидзе. О двух типах колчеданных месторождений и провинций	124
Д. И. Горжевский. О металлогенических типах эвгеосинклинальных структурно-формационных зон и рудных районов	130
П. Ф. Сопко, И. Б. Серавкин. Структурные и магматические факторы локализации колчеданных месторождений Магнитогорского мегасинклинория	135
А. А. Малахов, П. В. Аржавитин, В. В. Воробьев, Д. А. Малахов, В. И. Макаров, Е. В. Попов, В. Н. Скуратов. Об эксгальционно-осадочном генезисе колчеданных месторождений Таналыкской зоны на Южном Урале	142
А. К. Каюпов, Т. М. Жаутиков, А. Д. Каипов. Металлогенические особенности колчеданосных регионов Восточного Казахстана	151
И. В. Покровская, М. А. Яренская, О. А. Ковриго. О доскладчатом оруденении на колчеданно-полиметаллических месторождениях Рудного Алтая и северо-востока Центрального Казахстана	156
Э. Г. Дистанов, Қ. Р. Ковалев, В. Г. Пономарев. Условия формирования и типы колчеданно-полиметаллических месторождений геосинклинальных зон Сибири	162

Е. А. Снежко, А. С. Тамбиев. Основные черты строения колчеданосных вулканогенных формаций палеозоя Северного Кавказа	168
В. Б. Черницын, К. С. Диваков. Доорогенное оруденение терригенно-вулканогенных геосинклиналей (на примере Большого Кавказа)	176

МЕТАЛЛОГЕНИЯ ГАББРО-ГИПЕРБАЗИТОВ

Д. С. Штейнберг. Соотношение магматизма и метасоматоза в эндогенном рудообразовании	185
Г. Г. Кравченко. Геологоструктурная позиция и вопросы генезиса хромитовых месторождений складчатых областей	195
Л. И. Колотилов, Б. Е. Милецкий. Внутреннее строение и хромитоносность Кемпирсайского гипербазитового массива	203
В. Ф. Морковкина, С. И. Гаврилова. Породо- и рудообразование в связи с прогрессивным метаморфизмом серпентинитов складчатых зон	209
В. М. Немцович, Д. М. Орлов. Металлогения титана и хрома доорогенных интрузий эвгеосинклиналей	216

МЕТАЛЛОГЕНИЯ ПЛАГИОГРАНИТОВ

П. Я. Ярош, Е. П. Царицын. Признаки перекристаллизации в оливинах из гипербазитов	221
Я. П. Баклаев. Закономерности размещения скарново-магнетитовых месторождений на Урале	230
Л. В. Алабин, С. С. Долгушин. Главные закономерности размещения скарново-магнетитовых месторождений в раннепалеозойской эвгеосинклинали Алтае-Саянской складчатой области	235

Общие проблемы доорогенной металлогении. Смирнов В. И.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. XII. «Наука», 1978.

Доорогенная металлогения по составу магматических формаций и ассоциированных с ними типоморфных эндогенных рудных месторождений четко отличается от металлогении всех остальных стадий геологической истории. Она начинается с первых актов геосинклинального развития и резко обрывается с началом орогенеза в период главных фаз складчатости, когда подкоровый базальтоидный магматизм натриевой линии, свойственный доорогенной стадии, сменяется коровым гранитоидным калий-натриевого и калиевого состава. Рассмотрены четыре модели доорогенной металлогении: 1) геосинклинальных трогов, зарождающихся на континентальной коре; 2) прогибов, формирующихся на океанической коре; 3) раздвигов континентальной коры; 4) глубинных структур типа зон Беньюфа. Библ. 33 назв. Илл. 1.

УДК 553 : 551.24

Геологические основы металлогении эвгеосинклиналей. Иванов С. Н.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. XII. «Наука», 1978.

Рассмотрены геотектонические и отчасти петрологические основы металлогении эвгеосинклиналей с позиций мобилизма. Дана краткая характеристика тектонических карт нового типа, построенных на формационной основе с элементами металлогении. Такие карты, показывая связь месторождений полезных ископаемых с геологической средой, существовавшей во время их образования, дают возможность металлогенического прогнозирования. В качестве примера рассмотрена формационно-тектоническая карта Урала с элементами металлогении. На материале Урала и некоторых других фанерозойских эвгеосинклиналей характеризуются геологическая обстановка, петрология и металлогения четырех стадий в развитии земной коры: рифтовой, океанической, переходной (островодужной) и континентальной. Выделена в качестве самостоятельной предрифтовая подстадия развития земной коры, к которой принадлежат многие области «автономной активизации» и некоторые зоны, ранее связываемые с посторогенным магматизмом эвгеосинклиналей. Библ. 36 назв. Илл. 1.

УДК 553 : 551.24 : 551.73(470.5)

Металлогения ранних стадий развития Уральской палеозойской эвгеосинклинали в свете новых данных геотектоники. Попов Б. А., Золоев К. К., Рапопорт М. С.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. XII. «Наука», 1978.

С учетом новых данных о геологии и магматизме Уральской палеозойской эвгеосинклинали рассмотрена ее доорогенная металлогения. Особенности магматизма и рудообразования в раннегеосинклинальную стадию свидетельствуют о формировании главнейших месторождений полезных ископаемых в области контрастного сочленения материковых платформ с мощным сиалическим слоем и зон с океанической корой. Характер металлогении, ее резкая асимметрия во времени и пространстве более типичны для металлогенических провинций внутриконтинентальных эвгеосинклинальных зон, нежели для металлогении океанов. Библ. 21 назв. Илл. 4.

УДК 553.3.078 : 551.243(470.5)

Структурная позиция и металлогения эвгеосинклинальных зон Урала. Рундквист Д. В., Кутырев Э. И., Кондияйн О. А., Кондияйн А. Г., Румянцева Н. А., Ерошевская Р. И.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. XII. «Наука», 1978.

В свете новых данных по геологическому строению Урала рассмотрено металлогеническое значение: 1) зон шарьяжей; 2) позднеорогенных и неотектонических сводово-блоковых движений; 3) поперечных по отношению к Уралу разрывных структур, расположенных с определенной периодичностью; 4) асинхронности и разнотипности развития отдельных эвгеосинклинальных прогибов; сочетания ритмичности и направленности в процессах образования осадочных и вулканогенных формаций. Намечены новые для Урала перспективные типы оруденения, подчеркнута важная роль металлогенического анализа, прогнозирования и поисков стратиформных медноколчеданных месторождений детального изучения стратиграфии и плагитивных структур эвгеосинклинальных зон. Статья иллюстрируется схемой тектонического районирования Урала и схемой размещения и времени образования осадочных вулканогенных формаций. Библ. 25 назв. Илл. 2.

УДК 553 : 551.24 : 550.83(470.5)

Металлогеническое районирование Урала по геофизическим данным в связи с особенностями его глубинного строения. Анашева Е. М., Бугайло В. А., Дорофеев Б. В., Ермаков Н. П., Рапопорт М. С., Рыбалка В. М.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. XII. «Наука», 1978.

Металлогеническое районирование Уральского подвижного пояса (УПП) должно осуществляться только с учетом важнейших особенностей его глубинного строения. В статье охарактеризованы продольная и поперечная зональность Урала, состав и мощность земной коры, по геофизическим данным, как ведущие принципы регионального металлогенического анализа. На конкретных примерах показано влияние поперечной блоковости Уральского подвижного пояса на кустовое распределение рудных полей, узлов и месторождений.

Выделены различающиеся по металлогении фемичский, сиалический и промежуточный типы земной коры, показаны области их развития в пределах Урала. Различные по физическим характеристикам главных рудоносных формаций доорогенного этапа развития Уральской палеозойской геосинклинали дает возможность использовать эти характеристики для оконтуривания площадей развития медноколчеданного, скарново-магнетитового оруденения и др. Приведена схема тектонического и металлогенического районирования УПП и разрез земной коры. Библ. 8 назв. Илл. 3.

УДК 553 : 551.72(470.2)

Металлогеническая специфика раннепротерозойских подвижных поясов Балтийского шита. Робонен В. И., Рыбаков С. И., Горьковец В. Я., Чернов В. М., Коросов В. И.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. XII. «Наука», 1978.

В раннем протерозое Балтийского щита [(1900—2700)±100 млн. лет] широко развиты вулканогенно-осадочные и вулканогенные толщи эвгеосинклинального типа. В результате активного раннепротерозойского корового и мантийного вулканизма на щите сформировался ряд вулканогенных формаций: а) последовательно дифференцированная базальт-андезит-дацит-липаритовая; б) дацит-липаритовая (лептитовая); в) недифференцированная базальтовая (спилит-диабазовая). С осадочно-вулканогенными формациями раннего протерозоя на Балтийском щите генетически связаны многочисленные месторождения колчеданных и железных руд. Для наиболее ранних этапов вулканизма характерно преобладающее развитие серноколчеданного оруденения и железистых кварцитов; со структурами более позднего завершения развития, наряду с железорудным и серноколчеданным оруденением, связано медноколчеданное, колчеданно-полиметаллическое, иногда с марганцем, сурьмой и кобальтом. Региональный метаморфизм привел к их широкой метаморфической регенерации. Библ. 18 назв. Илл. 1.

УДК 553.062 : 551.24(574.1)

Типы эндогенного оруденения в доорогенной истории развития эвгеосинклиналией (на примере Мугоджар, Западный Казахстан). Абдулин А. А., Касымов М. А., Матвиенко В. Н., Байдильдин Э. А., Тельгузиев А. Т.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. XII. «Наука», 1978.

Исходя из представления о том, что эвгеосинклинальные прогибы развиваются на коре океанического типа, а также из сравнительного анализа структурно-формационных и петрогеохимических признаков пород офиолитовой ассоциации срединно-океанических хребтов и андезитовых серий островных дуг, с одной стороны, и эвгеосинклинальных структур Мугоджар — с другой, авторы развивают мысль о том, что источником петрогенного и рудного вещества являются мантийные породы. Перераспределение и концентрация петрогенных и рудогенных элементов мантии происходит в ходе сложной эволюции верхней мантии и земной коры. Внешней формой проявления этой эволюции служит формирование определенного набора магматических, метаморфических и рудных формаций во времени и пространстве. Табл. 3. Библ. 22 назв. Илл. 2.

УДК 553.492.1(470.5)

Девонские континентальные перерывы и их роль в формировании бокситовых месторождений Урала. Шуб В. С.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. XII. «Наука», 1978.

Дана характеристика особенностей континентальных перерывов в девонской истории Урала: их продолжительность, направленности процесса выветривания и гипергенной переработки материала в период этих перерывов, своеобразия палеогеологического и палеогеоморфологического строения территории Урала в эпоху перерывов. Проанализировано влияние указанных особенностей перерывов на формирование бокситовых залежей, их количественную и качественную характеристики. На основании анализа установленных критериев оценивается вероятность бокситоносности перерывов на различных уровнях домезозойской истории Урала. Библ. 8 назв. Илл. 5.

УДК 553.435

Соотношения рудоформирующих процессов в колчеданосных провинциях различных типов. Бородаевская М. Б., Кривцов А. И., Ширай Е. П.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. XII. «Наука», 1978.

Процессы формирования колчеданных месторождений включают гидротермально-осадочное и гидротермально-метасоматическое рудоотложение, диагенетическое преобразование рудных осадков, переотложение под воздействием субвулканических интрузий, завершающих продуктивный вулканизм, преобразование рудного вещества под воздействием метаморфизма нагрузки, динамометаморфизма, контактового влияния интрузий — вплоть до полной регенерации рудных залежей. Значение перечисленных факторов во многом определяется тектоно-магматическим режимом развития колчеданосных провинций. Гидротермально-осадочное рудоотложение играет ведущую роль в провинциях окраинных морей с вулканогенно-карбонатным или вулканогенно-терригенным выполнением. Формационный тип вулканитов определяет наличие продуктивных минеральных ассоциаций, формирующихся синхронно с вмещающими породами или накладывающихся на серноколчеданные руды с образованием комбинированных залежей. Гидротермально-метасоматический и собственно гидротермальный механизмы отложения рудного вещества преобладают на островодужной обстановке, где рудообразование нередко протекает неоднородно, параллельно с внедрением нескольких поколений субвулканических тел. Характер последующих преобразований рудных залежей и масштабы этих процессов предопределяются особенностями тектоно-магматического развития рудных районов в позднегеосинклинальную стадию и орогенный этап. Библ. 23 назв. Илл. 1.

УДК 553.078.435

Некоторые аспекты колчеданной металлогении. Овчинников Л. Н., Баранов В. Д.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. XII. «Наука», 1978.

На основе синтеза фактических данных, опирающегося на пространственно-статистический анализ, рассмотрены два аспекта формирования месторождений колчеданной формации: а) эволюция рудообразования в связи с эволюцией магматизма; б) зональность колчеданосных провинций. Выделены восемь типов колчедановмещающих формаций, которые в порядке увеличения кислотности магматитов отражают как временную, так и пространственную магматическую дифференциацию в ходе становления земной коры. Эволюция магматизма, отвечающая рассмотренному ряду формаций, сопровождается последовательной эволюцией рудообразования, изменением количества отделяющегося рудного вещества и его геохимических параметров. Краевое положение поясов колчеданных месторождений в крупных тектонических блоках на границах континентов, а также их зональное строение дают возможность реконструкции не только положения палеозоя Заварицкого — Беньюфа, но и направления их погружения. Табл. 1. Библ. 10 назв. Илл. 5.

УДК 553.43.061.2(470.5)

Типы меднорудных месторождений Урала и их связь с магматизмом. Прокин В. А., Седов В. М., Воробьев В. И.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. XII. «Наука», 1978.

Охарактеризованы основные типы меднорудных месторождений Урала, рассмотрены место и время их проявления в связи с тектоническими и магматическими процессами. Медноколчеданные, медно-никель-кобальтовые и геосинклинальные медно-порфировые месторождения возникли в раннегеосинклинальную стадию развития Урала и связаны соответственно со спилит-кварц-альбитовыми, дунит-гарцбургитовой и вулканоплутонической андезит-базальт-габбродиоритовой формациями. Медно-титаномагнетитовые, медно-никелевые и скарновые медномагнетитовые месторождения сформировались в позднегеосинклинальную стадию в связи с дифференцированными габброидными интрузиями. В орогенную стадию также проявилась меднопорфировая минерализация, связанная с гранодиоритовой формацией. Библ. 16 назв. Илл. 1.

УДК 553 : 552.313(470.5)

Металлогеническая специализация вулканогенных формаций ранних стадий эвгеосинклиналей (на примере Урала). Язева Р. Г., Белянина Г. П., Мельникова Г. Б.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. XII. «Наука», 1978.

Металлогеническая специализация вулканогенных формаций ранних стадий развития эвгеосинклиналей определяется практически безрудным характером недифференцированных спилит-диабазовых комплексов, связью основных объемов медноколчеданного оруденения со спилит-кварц-альбитовыми комплексами контрастного типа, а барит-полиметаллических руд — с андезит-дацитовой формацией. Рудоносные дифференцированные формации, обладая рядом общих черт, существенно различаются относительными объемами слагающих пород, их петрохимической и геохимической специализацией, фациальными условиями накопления и характером метаморфических преобразований, что облегчает их диагностику при формационно-металлогеническом анализе. При мелкомасштабном прогнозировании для разделения базитовых толщ недифференцированных безрудных и контрастно-дифференцированных колчеданосных формаций, кроме общегеологических признаков, возможно использование некоторых петрохимических и геохимических характеристик вулканитов (содержания титана, калия, хрома, никеля). Библ. 25 назв. Илл. 3.

УДК 553.435

Особенности колчеданных месторождений, залегающих в разных типах земной коры. Рокачев С. А., Иванов С. Н., Ковальчук А. И.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. XII. «Наука», 1978.

Общими чертами колчеданных месторождений являются приуроченность руд к субмаринным отложениям, одинаковая внутри каждого месторождения степень метаморфизма пород и руд, додайковый и доинтрузивный возраст минерализации. В разрезах земной коры колчеданные месторождения ассоциируют с океаническими вулканитами офиолитовых поясов, андезитовыми, базальтовыми и дацитовыми магматитами островных дуг, терригенно-сланцевыми и карбонатными отложениями эпиконтинентальных, иногда засоленных внутренних и прибрежных морей. Анализ отношений основных рудообразующих металлов в колчеданных рудах, горных породах и экзогенных хлоридных водах различной солиности и температуры позволил авторам высказать предположение о широком участии в гидротермально-осадочном рудогенезе таласогенных вод, выщелачивающих металлы из вмещающих пород и осаждающих их в локальных пунктах разгрузки на дна морских бассейнов. Табл. 1. Библ. 2 назв. Илл. 1.

УДК 553.435'44 : 551.24

Доорогенный магматизм и колчеданно-полиметаллическое оруденение Рудного Алтая. Яковлев Г. Ф., Гончарова Т. Я., Демин Ю. И.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. XII. «Наука», 1978.

Дан сравнительный анализ тектонической позиции вулканических формаций, фаций и структур Рудного Алтая и Урала, а также показана их роль в образовании и размещении первичных вулканогенных и преобразованных (метаморфизованных, регенерированных) месторождений колчеданной формации. Формирование месторождений рассматривается как процесс длительный и полигенный. В отличие от Урала на Алтае установлена продуктивность двух магм: базальтоидной мантийного происхождения с медной специализацией и липаритоидной анатектического корового происхождения со свинцовой специализацией. В формировании окончательного современного облика алтайских месторождений важное значение принадлежит более поздним процессам метаморфизма и регенерации, связанным с карбоновым и пермским гранитообразованием. Библ. 20 назв. Илл. 3.

УДК 553.435

О двух типах колчеданных месторождений и провинций. Твалчрелидзе Г. А.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. XII. «Наука», 1978.

Из четырех типов колчеданосных рудных провинций и развитых в них месторождений описаны два: уральского и малокавказского типов. Первый представляет собой первичные эвгеосинклинали, залеженные на океанической коре (внешние островные дуги, по Г. М. Власову), обладает большими мощностями интенсивно дислоцированных толщ вулканитов, по составу соответствующих толеитовым базальтам. Колчеданные месторождения уральского типа приурочены к контрастно- и непрерывно дифференцированным формациям, связанным с процессами ассимиляции и палингенеза трансформирующейся сиалической оболочки Земли. Они относятся к вулканогенно-осадочному и вулканогенно-гидротермальному типам. Провинция малокавказского типа заложены на континентальной коре и представляют собой наложенные вторичные эвгеосинклинали с относительно маломощными и слабо дислоцированными вулканогенными накоплениями андезит-базальтовой и базальт-андезит-дацит-липаритовой формаций. Развитые здесь месторождения типа Куроко имеют пестрый медно-серно-полиметаллически-барит-колчеданный и марганец-железо-алунитовый состав. Установлены черты сходства и различия месторождений уральского типа и типа Куроко. Табл. 1. Библ. 14 назв.

УДК 553 : 551.24

О металлогенических типах эвгеосинклинальных структурно-формационных зон и рудных районов. Горжевский Д. И.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. XII. «Наука», 1978.

Рассмотрены отличительные черты истории развития, магматизма и металлогенических особенностей структурно-формационных зон и рудных районов, локализирующих медноколче-

данные, серноколчеданные и колчеданно-полиметаллические месторождения. Своеобразие истории формирования этих зон и районов и постоянно проявленные разные количественные соотношения главных минералов в рудах этих месторождений свидетельствуют о принадлежности их к различным рудным формациям. Вместе с тем приуроченность рассмотренных структур к вулканогенным геосинклиналям и идентичный состав рудных минералов позволяют рассматривать совокупность этих месторождений как ряд рудных формаций или объединять их в колчеданную группу месторождений. Табл. 2. Библ. 14 назв.

УДК 553.435(470.55)

Структурные и магматические факторы локализации колчеданных месторождений Магнитогорского мегасинклинария. Сопко П. Ф., Серавкин И. Б.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. XII. «Наука», 1978.

Образование и локализация колчеданных месторождений генетически связаны с эволюцией состава и внутреннего строения рудовмещающих вулканогенных формаций, возникавших в обстановке меняющихся режимов растяжения и сжатия, обусловленной развитием крупноподпадающих рифтов и пологих сколовых зон. Выделяются два типа рудно-магматических систем — вулкано-купольный и кальдеро-депрессивный, характерные соответственно для контрастных и непрерывных формаций и различающиеся степенью концентрации и минералого-геохимическими особенностями колчеданного оруденения, длительностью процессов рудоотложения и различными соотношениями вулканогенно-осадочных, метасоматических, медно-цинковых и полиметаллических руд с многофазными субвулканическими комплексами. К числу главных факторов локализации оруденения принадлежат первично-вулканические структуры и субвулканические тела кислого состава. Библ. 14 назв. Илл. 3.

УДК 553.435(470.5—13)

Об экзгалиационно-осадочном генезисе колчеданных месторождений Таналыкской зоны на Южном Урале. Малахов А. А., Аржавитин П. В., Воробьев В. В., Малахов Д. А., Макаров В. И., Попов Е. В., Скуратов В. Н.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. XII. «Наука», 1978.

Приведены главнейшие геологоструктурные, магматические, морфогенетические, минералого-геохимические особенности размещения и формирования сульфидных месторождений крупной колчеданноосной структурно-формационной Таналыкской зоны Южного Урала, указывающие на их экзгалиационно-осадочное образование. Показано значение резкого изменения физико-химических параметров рудоносных растворов при отложении руд, роль геохимических экранов, масштабы миграции химических элементов в процессе метаморфизма основных пород подрудной толщи и доля участия эндогенных, метаморфогенных и экзогенных источников в образовании месторождений. Приведены типы зональностей, текстуры и структуры руд, температуры образования колчеданных месторождений и ряд других генетических признаков. Перечислены примеры колчеданных месторождений других зон Южного Урала и Мугоджар, в которых обнаружены признаки экзгалиационно-осадочного происхождения. Библ. 17. Илл. 7.

УДК 553.435(574.4)

Металлогенические особенности колчеданосных регионов Восточного Казахстана. Каюпов А. К., Жаутиков Т. М., Каипов А. Д.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. XII. «Наука», 1978.

В Восточном Казахстане колчеданный тип оруденения широко распространен и находится в парагенетическом соотношении с различно дифференцированными базальтоидными магматическими комплексами герцинских и каледонских геосинклинально-складчатых систем. Для колчеданосных регионов Казахстана характерна полихронность и полигенность колчеданного оруденения, состав которого находится в закономерной зависимости от петрохимических особенностей и объемных соотношений ассоциирующих с оруденением различных петрографических типов магматитов. Так, со слабо дифференцированными производными базальтоидной магмы ассоциирует существенно серноколчеданное оруденение. Последовательно дифференцированные формации несут колчеданно-медно-цинковую («андезитовый» профиль) или колчеданно-полиметаллическую («дацит-липаритовый» профиль) минерализацию. В регионах с преобладающим «андезитовым» профилем магматизма (Чингиз-Тарбагатайский, Бокеуль-Майкаинский и др.) установлена эволюция во времени состава и характера проявления оруденения, что выражается в закономерном увеличении количества рудообразующих компонентов глубинного происхождения и повышении их концентрации, в изменении морфологических черт рудных залежей — от стратиформных до комбинированных и секущих. Библ. 16 назв.

УДК 553.435'44 : 551.24(574.4+574.3)

О доскладчатом оруденении на колчеданно-полиметаллических месторождениях Рудного Алтая и северо-востока Центрального Казахстана. Покровская И. В., Яренская М. А., Ковриго О. А.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. XII. «Наука», 1978.

Колчеданно-полиметаллические месторождения в геосинклинальных зонах каледонского (Майкаин) и герцинского (Рудный Алтай) возраста имеют много общего. На тех и других рудообразование было многоэтапным и происходило по единой схеме. Первый этап на месторождениях Ленингорского района Рудного Алтая был гидротермально-осадочным, реже метасоматическим, на Майкаине — гидротермально-метасоматическим, синвулканическим. Признаки синхронного с осадконакоплением отложения руд, наличие оползневых брекчий (обломковидные руды) позволяют считать, что рудообразование на изученных месторождениях Рудного Алтая началось еще в девоне. Главную роль в формировании промышленно-ценных руд играл II этап, протекавший на всех месторождениях в три стадии: серноколчеданную, медную или медно-цинковую и полиметаллическую или барит-полиметаллическую. Динамометаморфизму подвергались руды I и в меньшей степени II (на Алтае) этапов. В контакте с послерудными дайками и средне-, верхнедевонскими порфировыми интрузиями (Алтай) отмечен термальный метаморфизм руд. Табл. 1. Библ. 13 назв.

УДК 553.435'44 : 551.24(571)

Условия формирования и типы колчеданно-полиметаллических месторождений геосинклинальных зон Сибири. Дистанов Э. Г., Ковалев К. Р., Пономарев В. Г.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. XII. «Наука», 1978.

Рассмотрены основные генетические типы и условия образования колчеданно-полиметаллических месторождений в пределах Южно-Сибирской полиметаллической провинции. Показано, что подавляющее большинство их связано с раннегеосинклинальным базальтоидным вулканизмом и относится к рудной формации вулканогенных колчеданно-полиметаллических месторождений. Приведена характеристика двух основных типов, или субформаций, колчеданно-полиметаллических месторождений: субвулканических гидротермально-метасоматических и стратиформных гидротермально-осадочных. Рассмотрены некоторые закономерности их регионального размещения в структурах байкалит и каледонид складчатого обрамления Сибирской платформы. Библ. 6 назв. Илл. 1.

УДК 553.435 : 551.313(470.6)

Основные черты строения колчеданосных вулканогенных формаций палеозоя Северного Кавказа. Снежко Е. А., Тамбиев А. С.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. XII. «Наука», 1978.

Вулканогенные отложения зоны Передового хребта авторами подразделены на два комплекса. Первый сложен эффузивами различного состава с преобладанием основных лав, которые относятся к дифференцированной серии, расчленяемой на ряд базальтоидных формаций; возраст комплекса датируется как средне-верхнедевонский. Второй комплекс — офиолитовый — характеризуется более однородным составом (диабазы, габбро, ультрабазиты) и представляет собой недифференцированную серию; возраст его точно не определен. Комплексы различаются характером оруденения: с базальтоидными формациями связаны колчеданные месторождения медно-цинкового состава, в офиолитах установлены чисто медные рудопроявления. Особенности геологического строения комплексов объясняются различными тектоническими условиями их образования. Офиолитовый комплекс является блоком океанической коры, надвинутым на туфогенно-осадочные породы среднего палеозоя. Базальтоидный комплекс формировался, по-видимому, на тонком сиалическом основании в обстановке, близкой к окраине континента. Табл. 1. Библ. 14 назв. Илл. 3.

УДК 553 : 551.24(479)

Доорогенное оруденение терригенно-вулканогенных геосинклиналей (на примере Большого Кавказа). Черницын В. Б., Диваков К. С.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. XII. «Наука», 1978.

Крупные доорогенные месторождения медных и медно-свинцово-цинковых руд формируются не только в типичных эвгеосинклиналях, но и в терригенных прогибах с незначительными проявлениями вулканизма, формировавшихся в собственно геосинклинальную стадию подвижных поясов. Примером такого прогиба является приводораздельная зона Большого Кавказа в нижне-среднеюрское время. Она характеризуется широким распространением месторождений колчеданно-полиметаллической, медно-пирротиновой и кварц-полиметаллической рудных формаций. Отличительными чертами этой структуры является интенсивное прогибание с накоплением мощных толщ аспидной формации, незначительное проявление вулканизма, продукты которого слабо дифференцированы, неконтрастны и относятся в большинстве случаев к спилит-диабазовой формации. С этими породами парагенетически связано указанное оруденение, формировавшееся гидротермально-осадочным и гидротермальным путем на средних и завершающих этапах геосинклинальной стадии. Между оруденением всех типов существуют переходные разновидности, указывающие на их связь. Типоформные металлы терригенного прогиба — цинк, свинец, медь, кобальт. Табл. 1. Библ. 4. Илл. 3.

УДК 553.062 : 553.2

Соотношение магматизма и метасоматоза в эндогенном рудообразовании. Штейнберг Д. С.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. XII. «Наука», 1978.

Рассмотрены вопросы разграничения магматических и метасоматических руд в мафитах и ультрамафитах в связи с генезисом вмещающих руды пород. Среди хромитов и титаномагнетитов в мафитах и ультрамафитах выделяются два генетических типа: магматический — кумулятивный и постмагматический — метасоматический. К первому типу относятся руды стратиформных массивов (на Урале — первичные руды Кусинско-Копанской группы), ко второму — руды качканарско-первоуральского типа в ультрамафитах и волковского — в габбро. Главные индикаторы генезиса хромшпинелидов: соотношение трехвалентных элементов — железа, алюминия, хрома, содержание титана, отражающие состав вмещающих пород; распределение двухвалентного железа между ними и сосуществующими силикатами, в основном оливином, определяемое составом трехвалентной части, температурой установления равновесия и в меньшей мере — давлением. По составу среди хромшпинелидов выделяются ультрабазитские, бедные титаном, собственные ряду мантйных альпинотинных ультрамафитов: дунит — гарцбургит — лерцолит — ортопироксенит и их аналогам среди глубинных включений; с повышенным содержанием титана и окисного железа вплоть до малотитанистых хромтитаномагнетитов, свойственные ряду дунит — клинопироксенит, представляющие продукт метасоматоза первичных дунитов первой группы; с повышенным содержанием окисного железа, титана и алюминия — кумуляты основных магм. Рудные концентрации первой и второй групп не обнаруживают признаков гравитационной кумуляции, несут признаки регрессивного метаморфизма до температур 100—200° С (судя по распределению железа между хромшпинелидом и оливином), метаморфического перераспределения, метасоматоза, интенсивных пластических деформаций вместе с вмещающими ультрабазитами. Табл. 2. Библ. 40 назв. Илл. 4.

УДК 553.461 : 551.243.3

Геологоструктурная позиция и вопросы генезиса хромитовых месторождений складчатых областей. Кравченко Г. Г.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. XII. «Наука», 1978.

Хромитосные породы ультрабазиты расположены вдоль глубинных разломов, заложенных по границам антиклинорий и синклинорий, горстов, древних щитов и других крупных структур. Становление ультрабазитов происходило в одних случаях в относительно спокойной тектонической обстановке, в других — в неспокойной. Приведены различия таких массивов и сделаны практические выводы. Размещение хромитовых месторождений и рудных тел контролируются линейными сводовыми поднятиями, субвертикальными линейными тектонически ослабленными зонами, границами прослоев дунитов и перидотитов, конфигурацией контактовых поверхностей массивов ультрабазитов и другими структурами. Наблюдаемые особенности

строения рудных тел, наличие в них деформированных обособлений хромшпинелидов с ненарушенной внутренней структурой и другие данные позволяют считать, что хромитовые месторождения имеют магматическое происхождение. Библ. 20 назв. Илл. 6.

УДК 553.461 : 552.321.6(470.5)

Внутреннее строение и хромитонность Кемпирсайского гипербазитового массива. Колотов Л. И., Милецкий Б. Е.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. XII. «Наука», 1978.

Изложены некоторые новые данные и представления о геологическом строении и хромитонности Кемпирсайского гипербазитового массива. Уточнено его структурно-тектоническое положение и время внедрения, указано на многофазность формирования массива, неоднородность и полигенность его магматического хромитового оруденения, намечена таксономическая иерархия проявлений последнего. Выводы авторов следует учитывать при прогнозировании хромитового оруденения и оценке хромитопоявлений Кемпирсайского и других сходных с ним альпийских гипербазитовых массивов. Библ. 10 назв.

УДК 553.2 : 552.16 : 551.243.3

Породо- и рудообразование в связи с прогрессивным метаморфизмом серпентинитов складчатых зон. Морковкина В. Ф., Гаврилова С. И.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. XII. «Наука», 1978.

Рентгеноспектральное изучение хромшпинелидов из различных пород офиолитового пояса Малою Кавказа показало, что наиболее постоянный и высокохромистый состав характерен только для плотных пельчатых серпентинитов, тогда как хромшпинелиды дунитов и гарцбургитов отличаются непостоянством состава и высоким содержанием Al, Fe. Эти данные подтверждают сделанный на основании геологических и петрографических исследований вывод о связи хромитовых рудопоявлений с петрогенными процессами преобразования дисперсного субстрата. Его метаморфические и особенно метасоматические преобразования сопровождались высвобождением хрома, его перераспределением, миграцией и концентрацией либо в породообразующих минералах, либо в остатках субстрата. Для формирования крупных скоплений хрома необходима длительная собирательная перекристаллизация. Сходное с хромом поведение имеют элементы группы платины, повышенное по сравнению с кларковым содержанием которых характерно для исходного субстрата. Для концентрации элементов группы платины требуется сульфидная минерализация, играющая роль мобилизующего фактора. Табл. 1. Библ. 18 назв. Илл. 1.

УДК 553.494/461 : 551.24

Металлогения титана и хрома доорогенных интрузий эвгеосинклиналей. Немцов В. М., Орлов Д. М.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. IX. XII. «Наука», 1978.

Рассмотрена металлогения титана и хрома важнейших рудоносных доорогенных формаций базитов и ультрабазитов в зависимости от конкретных геологических условий их формирования с учетом степени дислоцированности вмещающих толщ в момент внедрения интрузий и глубины эрозийного среза плутонов. Анализируется связь рудообразующих процессов с общим ходом консолидации рудоносных интрузий, связь оруденения с элементами расслоенности магматических пород, их составом и с явлениями метаморфизма. Библ. 4 назв. Илл. 2.

УДК 549.621.44 : 552.321.6

Признаки перекристаллизации в оливинах из гипербазитов. Ярош П. Я., Царицын Е. П.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. XII. «Наука», 1978.

Изложены результаты исследования оливинов из пород различных природных ассоциаций (формаций) методом структурного травления, разработанным авторами. Полированные образцы помещали в смесь концентрированных кислот — серной (H_2SO_4) и плавиковой (HF) в соотношении 1 : 10. Время травления 2—5 мин при $20^\circ C$. После травления поверхности очищали от осадков солей и изучали под микроскопом. Этим методом исследованы оливины пород из различных регионов СССР, а также из ультраосновных включений в базальтах вулканов, из пород океанического дна и из некоторых каменных метеоритов. Во всех изученных образцах обнаружена своеобразная зональность оливина от краев зерен к центру: кайма — дендриты — ядро. Зональность является вторичной и свидетельствует о широко распространенной перекристаллизации ультраосновных пород. С помощью предложенного метода этот процесс может быть прослежен от начальных до заключительных его этапов. Полученные данные хорошо увязываются с общегеологическими наблюдениями, в частности со структурным положением гипербазитовых массивов и геологической историей региона. Табл. 3. Библ. 4 назв. Илл. 8.

УДК 553.311.064.32(470.5)

Закономерности размещения скарново-магнетитовых месторождений на Урале. Баклаев в Я. П.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. XII. «Наука», 1978.

Приведены обобщенные данные о главных закономерностях размещения и локализации скарново-магнетитового оруденения в пределах рудных поясов и рудных полей. Положение рудных полей в пространстве определяется наличием узлов структурно-тектонической решетки, а положение месторождений — благоприятным сочетанием магматического, структурного и литологического факторов. Библ. 18 назв.

УДК 553.311.064.32(571.15+571.51)

Главные закономерности размещения скарново-магнетитовых месторождений в раннепалеозойской эвгеосинклинали Алтае-Саянской складчатой области. Алабин Л. В., Долгушин С. С.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. XII. «Наука», 1978.

В Алтае-Саянской складчатой области железорудные районы и месторождения приурочены к троговым зонам эвгеосинклинали, которые контролируются глубинными разломами и прослеживаются по простиранию на 600—800 км при ширине от 10—15 до 30—35 км. Троговые зоны с размещающимися в них железорудными районами и месторождениями образуют главные железорудные пояса. Основание рудных поясов имеет блоковое строение. Богатые по запасам месторождения приурочены к опущенным блокам. В таблице приведены основные характеристики главных железорудных районов и месторождений. Табл. 1. Библ. 8 назв. Илл. 1.

**Закономерности размещения
полезных ископаемых.
Том XII**

*Утверждено к печати
Научным советом по рудообразованию*

Редактор Издательства *Т. А. Николаева*
Редактор *Е. М. Камшилина*
Художественный редактор *И. К. Капралова*
Технический редактор *Ф. М. Хенох*
Корректор *С. А. Владимирова*

ИБ № 7124

Сдано в набор 24.10.77.
Подписано к печати 27.2.78. Т-00241
Формат 70×108¹/₁₆ Бумага типографская № 2
Гарнитура латинская. Печать высокая.
Усл. печ. л. 24,15 Уч.-изд. л. 25,4
Тираж 1100 Тип. зак. 4767
Цена 3 р. 60 к.
Издательство «Наука»
117485, Москва, В-485, Профсоюзная ул., 94а
2-я типография издательства «Наука».
121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

2385

3 0.60 76