

РУДЫ И МЕТАЛЛЫ



3-5/1994



ЦНИГРИ

ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ ИНСТИТУТ
ЦВЕТНЫХ И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ

БАНК ДАННЫХ И ЗНАНИЙ МНОГОФАКТОРНЫХ РАЗВЕДОЧНЫХ МОДЕЛЕЙ ПО ОТДЕЛЬНЫМ МЕСТОРОЖДЕНИЯМ (РУДНЫМ ТЕЛАМ) ЗОЛОТА И ЦВЕТНЫХ МЕТАЛЛОВ

Вы разведуете новый объект, и у Вас возникли проблемы с выбором оптимальной плотности и геометрией разведочной сети. Решить эту задачу Вам помогут сотрудники ЦНИГРИ с помощью подбора объекта-аналога по определенному количеству сопоставляемых параметров, описывающих морфологические, концентрационные и другие особенности оруденения.

Для выбора объекта-аналога (рудного тела, месторождения) создан банк данных, включающий цифровые модели объектов по результатам преимущественно эксплуатационных работ.

Программная обработка цифровых моделей заключающаяся в получении значительного количества морфометрических, статистических концентрационных и других характеристик явля-

ется основой созданного банка знаний, куда входят особенности разведки каждого из объектов.

База знаний является уникальной и способствует качественному выбору объекта-аналога с целью определения оптимальной плотности и геометрии разведочной сети объекта вовлекаемого в разведку. По мере появления новых составляющих, описывающих особенности оруденения, происходит пополнение базы знаний с возможностью корректировки в выборе объекта-аналога и изменения разведочной сети в сторону повышения ее оптимальности.

Результаты выдаются в виде результирующего файла данных.

Вид реализации: продажа программного продукта.

RL 6.21.

Адрес: 113545, г. Москва, Варшавское шоссе, 129«Б», ЦНИГРИ
Телефон: (095) 313-18-18, 315-26-38
Телетайп 114142 АДУЛЯР
Факс: (095) 315-27-01

© Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт
цветных и благородных металлов, 1993

РУДЫ И МЕТАЛЛЫ



Научно-технический журнал

Выходит 6 раз в год

Основан в 1992 году

ISSN 0869-5997

3-5/1994

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор И. Ф. МИГАЧЕВ

Б. И. БЕНЕВОЛЬСКИЙ
Э. К. БУРЕНКОВ
В. И. ВАГАНОВ
С. С. ВАРТАНЯН
В. И. ВОРОБЬЕВ
П. А. ИГНАТОВ
С. С. КАЛЬНИЧЕНКО
М. М. КОНСТАНТИНОВ
А. И. КРИВЦОВ (зам. главного редактора)
Н. К. КУРБАНОВ
В. М. МИНАКОВ
Н. И. НАЗАРОВА (зам. главного редактора)
Л. М. НАТАПОВ
Л. Д. ОВЧИННИНСКАЯ (отв. секретарь)
В. М. ПИТЕРСКИЙ
В. И. ПЯТНИЦКИЙ
Г. В. РУЧКИН
Ю. Г. САФОНОВ
Г. В. СЕДЕЛЬНИКОВА
В. И. СТАРОСТИН
И. А. ЧИЖОВА
Ю. М. ЩЕПОТЬЕВ

Учредитель

ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ ИНСТИТУТ
ЦВЕТНЫХ И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ
(ЦНИГРИ)

Москва

Прикладная металлогения

Горжевский Д. И.
Геолого-генетические гипотезы происхождения колчеданных месторождений в вулканогенных формациях (на примере Рудного Алтая)

4

Миронов Ю. В., Зорина Ю. Г., Папеско Т. М.

9

Эволюционные ряды колчеданоносных вулканогенных формаций

Ежов С. В.

18

Конвективная модель образования скарново-полиметаллических месторождений Алтын-Топканского района как основа прогноза оруденения

Мстиславский М. М.

29

Принципы прогнозирования промышленных месторождений марганца

Модели рудных месторождений

Жоголев Л. П., Козлов С. А., Штокаленко М. Б.

39

Концепция самоорганизации и основные принципы количественного моделирования рудных объектов

Арифулов Ч. Х., Романов В. И., Вишневецкая Н. А.

46

Регенерированные золоторудные месторождения «кызылкумского» типа

Зенько Т. Е.

57

Количественные геолого-генетические модели рудного поля и месторождения норильского типа

Лобач В. И.

73

Моделирование критических уровней параметров рудных месторождений

Строение рудных месторождений

Требухин В. С., Ширай Е. П.

81

Реконструкция палеовулканических структур Учалинского и Верхнеуральского рудных районов

Богущ И. А.

89

Количественные аспекты метаморфизма колчеданных руд на Южном Урале

Applied Metallogeny

Gorzhevsky D. I.

Genetic-geological Hypotheses of the Origin of Volcanic-hosted Massive Sulfide Deposits (by an Example of the Rudny Altai)

Mironov Yu. V., Zorina Yu. G., Papesko T. M.

Evolutional Serii of Massive Sulfide-Bearing Volcanogenic Formations

Yezhov S. V.

A Convective Model of Formation of Base Metals Skarn Deposits in the Altyn-Topkansky Region as a Base for Prediction of Ore Mineralization

Mstislavsky M. M.

Basic Concepts of Prediction of Commercial Manganese Deposits

Models of Ore Deposits

Zhogolev L. P., Kozlov S. A., Shtokalenko M. B.

A Self-organization Concept and Basic Principles of Quantitative Modelling of Ore Deposition

Arifulov Ch. Kh., Romanov V. I., Vishnevskaya N. A.

Regenerated Gold Ore Deposits of a «Kizil Kum» Type

Zen'ko T. Ye.

Quantitative Genetic-geological Models of Noril'sk-type Ore Fields and Deposits

Lobach V. I.

Modelling of Critical Values of Parameters of Ore Deposits

Structure of Ore Deposits

Trebukhin V. S., Shirai Ye. P.

Reconstruction of Paleo Volcanic Structures of the Uchalinsky and Verkhneural'sky Massive-sulfide-bearing Regions

Bogush I. A.

Quantitative Aspects of Massive Sulfide Ore Metamorphism by an Example of the Southern Urals

Сазонов Л. А.

Закономерности размещения золотого оруденения в Саралинском рудном узле

96

Sazonov L. A.

Dispositional Regularities of Gold Ore Mineralization in the Saralinsky Ore Node

Исследования минерального сырья

Виленкин В. А., Заири Н. М.

Органическое вещество вмещающих пород по Мурунтауской глубокой скважине

109

Vilenkin V. A., Zairi N. M.

Organic Matter of Country Rocks throughout the Muruntau Deep Well

Дискуссии

Иванкин П. Ф., Назарова Н. И.

О природе жильного кварца

118

Ivankin P. F., Nazarova N. I.

On the Nature of Vein Quartz

Поздравляем с юбилеем

Н. М. Заири, В. П. Новикова, Ю. И. Новожилова, В. А. Хорева, В. М. Яновского

125

Congratulations

N. M. Zairi, V. P. Novikov, Yu. P. Novozhilov, V. A. Khorev, V. M. Yanovsky



ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ГИПОТЕЗЫ ПРОИСХОЖДЕНИЯ КОЛЧЕДАННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В ВУЛКАНОГЕННЫХ ФОРМАЦИЯХ (НА ПРИМЕРЕ РУДНОГО АЛТАЯ)

Д. И. ГОРЖЕВСКИЙ (ЦНИГРИ)

Рассмотрены гипотезы магматогенного и рециклингового происхождения колчеданных месторождений, локализованных в вулканогенных и осадочно-вулканогенных формациях. Приведены данные, по которым источниками энергии гидротермального потока являлись тектонические движения по глубинным разломам, а гидротермальные рудообразующие растворы представляли собой захороненные древние морские воды. Предполагается, что магматическая и рециклинговая гипотезы отвечают разным обстановкам колчеданообразования, когда в одних случаях источником оруденения может быть магматический очаг, а в других — породы, окружающие месторождение.

Как известно, к колчеданным относятся месторождения, руды которых характеризуются преобладанием пирита (редко пирротина). С пиритом обычно ассоциируют халькопирит, сфалерит, галенит, блеклые руды. Нерудные минералы обычно играют подчиненную роль и представлены кварцем, серицитом, хлоритом, иногда карбонатом, баритом, реже гипсом. Руды имеют массивную, полосчатую и прожилково-вкрапленную текстуру, часто с реликтами колломорфной и метаколлоидной. Рудные тела, как правило, залегают согласно с вмещающими вулканогенно-осадочными или осадочными породами интенсивно серицитизированными и хлоритизированными.

Колчеданные месторождения в вулканитах распространены на всех континентах мира и встречаются во всем интервале геологического разреза от архейского периода до современного. По составу руд их можно разделить на серно-, медно-, медно-цинково-, медно-свинцово-цинково-колчеданные и свинцово-цинковые колчеданные. Количественные соотношения различных сульфидов в рудах коррелируются с составом вмещающих вулканитов и их соотношением с осадочными породами в рудовмещающих разрезах. Так, медноколчеданные месторождения расположены в разрезах пород

офиолитовой серии, почти не содержащих осадочных отложений, в то время как в разрезах вмещающих свинцово-цинковые колчеданные месторождения преобладают осадочные породы и риолиты натриево-калиевого петрохимического профиля.

Это соответствие между составом руд колчеданных месторождений и характером вмещающих пород положено в основу выделения рудноформационных типов месторождений: Кипрский, Уральский, Малокавказский, Алтайский и Гиссарский [5, 13].

Варианты геолого-генетических моделей колчеданных месторождений разрабатывались большим количеством исследователей: М.Б.Бородаевской, Д.И.Горжевским и В.Б.Чекваидзе, А.Г.Злотник-Хоткевичем, А.И.Кривцовым, А.С.Лапуховым, И.В.Покровской, В.А.Прокиным, А.Г.Твалчрелидзе, В.М.Чекалиным, а за рубежом Ц.Диви, В.Клау, Д.Ларжем, Д.Лайдоном, Д.Сангстером, А.Сасаки, Т.Сато, М.Соломоном, Ф.Соукинсом, Е.Спунером, Д.Франклином, Р.Хатчинсоном и многими другими.

Еще сравнительно недавно господствовало представление о связи колчеданных месторождений с процессами образования и эволюции магматических расплавов, сформировавших вулканогенные породы, кото-

рые ассоциируют с колчеданными рудами. Один из главных доводов в пользу этой гипотезы заключается в том, что месторождения пространственно и, по-видимому, генетически связаны со специфическими по составу изверженными породами и особенно с дифференцированными кислыми вулканитами. А.И.Кривцов [6] отмечал, что вулканы неколчеданосных базальтовой и базальт-андезитовой формаций Урала характеризуются более высоким содержанием меди и цинка по сравнению с породами продуктивных формаций, которые не только обеднены этими элементами, но и обнаруживают значительные падения их концентраций от основных к кислым. Е.И.Филатов и Е.П.Ширай [13] доказывали, что существенно медные колчеданные месторождения Рудного Алтая ассоциируют с натриевыми и калиево-натриевыми риолитами, в то время как существенно свинцовые — с натриево-калиевыми и калиевыми.

Некоторые исследователи делали попытки рассматривать магматогенное происхождение колчеданных месторождений в связи с тектоникой плит. Так, Р.Силлитс [19] утверждал, что месторождения, сформировавшиеся в зонах спрединга, обычно имеют высокие отношения Cu/Zn (что не подтверждается современными наблюдениями в срединно-океанических хребтах), а месторождения, приуроченные к островным дугам, содержат повышенные концентрации свинца, цинка, меди и бария; он высказал предположение, что наличие химически аномальной коры в зонах субдукции — необходимое условие формирования месторождений типа Куроко. Т.Сато [18] отметил, что отношения изотопов свинца в рудах месторождений Куроко сравнительно постоянны, несмотря на то, что месторождения располагаются на расстоянии 1000 км друг от друга и что изотопы свинца галенита аналогичны изотопам свинца изверженных пород того же возраста. Эти наблюдения привели его к мысли, что рудный свинец и магма произошли из одного источника.

Наиболее детальное обоснование роли магматических процессов для образования колчеданных месторождений в вулканических областях в последние годы излагают А.А.Маракушев и Н.И.Безмен [9]. По их мнению, современные колчеданные руды

срединно-океанических хребтов обусловлены толеитовым магматизмом, крайне обедненным калием, с характерным ферро-базальтовым трендом дифференциации. Специфика руд объясняется восстановительным характером сероводородных флюидов, с которыми связана повышенная концентрация цинка, меди, серебра. Их ювенильная природа доказывается изотопными данными по сере, свинцу, стронцию, а также обогащенностью флюидов легким изотопом гелия, радоном, литием, калием, рубидием, водородом, метаном, сероводородом, углекислотой, барием и стронцием.

При эволюции геосинклинальных систем офиолитовые формации сменяются сначала базальт-андезитовыми, а затем контрастно дифференцированными комплексами базальт-риолитов. С таким увеличением в магматических комплексах объема кислых дифференциатов, повышением калиево-натриевого отношения и магнезиальности в колчеданных рудах возрастает роль свинца; они становятся медно-свинцово-цинковыми и свинцово-цинковыми. По мнению А.А.Маракушева и Н.И.Безмена, процессы колчеданообразования (и рудообразования вообще) возникают только в специфических условиях, когда обычное развитие магматических процессов осложняется эффектом жидкостной несмесимости и обособлением от силикатных расплавов флюидных фаз, которые концентрируют металлы и создают основу оруденения. Простое отделение гидротермальных растворов от кристаллизующихся магм недостаточно для рудообразования, так как металлы рассеиваются в породообразующих и акцессорных минералах.

В 70—80 гг. широкое распространение получила конвективная гипотеза образования колчеданных месторождений или рециклинг. Согласно этой гипотезе, главным агентом рудообразования является морская вода, которая при просачивании на более глубокие уровни выщелачивает металлы из горных пород, а также магматический очаг, который нагревает эту воду и обуславливает ее постоянную циркуляцию в горных породах. Главным доказательством в пользу реального существования этой модели является аналогия с современными субэвральными гидротермальными системами и гидротер-

1. Сопоставление среднего химического состава риолитов мира и Рудного Алтая

	Риолиты мира*	Риолиты Рудного Алтая	
		Иртышской зоны смятия	Алейского и Синюшинского антиклинория**
SiO ₂	72,97	76,32	71,78
TiO ₂	0,20	0,15	0,12
Al ₂ O ₃	13,99	11,58	14,46
Fe ₂ O ₃	1,24	0,77	1,62
FeO	0,92	1,33	0,55
MnO	0,07	0,02	0,03
MgO	0,43	1,35	2,09
CaO	1,26	1,23	0,46
Na ₂ O	3,42	3,70	1,49
K ₂ O	4,15	1,59	3,40
Количество анализов	60	7	7

* По материалам Е.Б.Соловьева (1970)

** По материалам Т.Я.Гончаровой, В.С.Кузбного, И.П.Пугачевой, Е.И.Филатова [13]

мальной деятельностью в срединно-океанических хребтах. Изотопные исследования измененных пород древней океанической коры свидетельствуют о крупномасштабной циркуляции морской воды, имевшей место в океанической коре прошлого. Вариации изотопов серы из сульфидов фанерозойских месторождений коррелируются с соответствующими величинами для сульфатов морской воды времени рудообразования, а отношения изотопов кислорода и водорода из флюидных включений в минералах колчеданных руд (как это установлено для месторождений Кууроко) согласуются с представлениями о том, что рудоносные растворы были морской водой того времени [14].

На Рудном Алтае, по данным ряда исследователей, свинец и цинк выносятся из вмещающих пород в процессе их пропилитизации. Возможно, что этот процесс связан с девонским рециклингом, при котором морская вода проникала в осадочно-вулканогенные отложения по зонам разломов и трещиноватости, а затем двигалась по пластам коллекторов, охватывая широкие площади. В пользу этой гипотезы можно привести такие доводы. Обращает внимание, что пропилитизация сопровождается привнесением натрия и магния, то есть именно тех элементов, которыми богата морская вода и которые, согласно наблюдениям над

сульфидообразованием в современных океанических хребтах, проникают в горные породы и реагируют с компонентами последних. Как установлено многими исследователями, в девонский период в пределах Рудного Алтая существовал обширный магматический очаг, под влиянием которого морская вода, проходя через горные породы, интенсивно нагревалась, становилась агрессивной и реагировала с вмещающими породами, отдавая натрий и магний и поглощая из пород калий, кальций и другие элементы, включая свинец и цинк. Следует отметить принципиальное сходство этого процесса с явлениями, наблюдающимися при образовании медно-цинковых скоплений в современных океанических бассейнах. Однако существует различие между этими процессами. Оно заключается в том, что в современных условиях морская вода взаимодействует с океаническими базальтами, а в девонских морях Рудного Алтая — главным образом, с риолитами и осадочными породами богатыми кремнеземом, калием и кальцием. Это и определяет существенно различный состав формирующихся сульфидных руд.

Другим косвенным доводом в пользу существования процесса рециклинга можно рассматривать изотопный состав свинца, имеющий большое сходство в рудах и вмещающих породах. Это же подтверждается

2. Кларковые и фоновые содержания металлов в породах Рудного Алтая

Металлы	Кларки		Фоновые содержания	
	В вулканитах кислото-го состава	В осадочных породах	В вулканитах кислото-го состава	В осадочных породах
Свинец	$2 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	0,4—0,8 · 10 ⁻³ (1) 1 · 10 ⁻³ (2) 2—5 · 10 ⁻³ (3)	0,4—1 · 10 ⁻³ (4)
Цинк	$6 \cdot 10^{-3}$	$8 \cdot 10^{-3}$	5 · 10 ⁻³ (2) 6—40 · 10 ⁻³ (3)	4—8 · 10 ⁻³ (4)
Медь	$2 \cdot 10^{-3}$	$5,7 \cdot 10^{-3}$	6 · 10 ⁻³ (2)	3,1—3,7 · 10 ⁻³ (4)

(1) — по М.С.Козлову для всего Рудного Алтая

(2) — по И.П.Пугачевой для Прииртышья (2), Змеиногорского (3) и Рубцовского (4) районов.

распределением фоновых содержаний свинца и цинка в породах Рудного Алтая. На удалении от месторождений они ниже кларков для кислых вулканитов и осадочных пород, что свидетельствует о выносе этих металлов.

Однако гипотеза рециклинга не объясняет, почему большая часть колчеданных месторождений многих рудных провинций сосредоточена в узких стратиграфических интервалах. Так, например, месторождения Куроко, разбросанные на расстоянии в тысячи км, по палеомагнитным данным, формировались на протяжении 200 тыс. лет, в то время как процессы вулканизма длились в течение гораздо большего периода времени.

На Рудном Алтае стратиграфические горизонты, локализирующие колчеданные месторождения, составляют незначительную часть мощности вулканогенных девонских пород. С позиций рециклинга также не понятно, почему в ряде районов существуют толщи вулканогенных пород и отсутствуют колчеданные месторождения. В целом, конвективная гипотеза мало связана с палеотектонической обстановкой рудоносных провинций, что является ее существенным недостатком. Другое уязвимое место этой гипотезы заключается в придании магматическому очагу роли источника высоких температур в течение всего процесса рудообразования. Так, Т.Урабе и Т.Сато [22] рассчитали, что купола риолитов области Куроко, рассматривающиеся как магматические оча-

ги конвективных ячеек, недостаточны для поддержания теплового баланса, обеспечивающего минимальные количества рудообразующих флюидов, которые должны быть вовлечены в процесс рудообразования. Л.Катлс [15] на этом же примере провел тщательные расчеты и показал, что риолитовый нект диаметром 300 м и мощностью в 200 м при температуре 700°C обеспечивает накопление лишь 1 % меди, имеющейся на одном из месторождений Куроко. Поэтому для образования одного месторождения Куроко при конвективной системе с высокой температурой достаточно большого потока во время рудообразования потребовался бы pluton объемом в несколько десятков км³. Впрочем этот вопрос может быть снят, если предположить, что тепловой поток обусловлен влиянием не этих куполов, а воздействием глубинного магматического очага, обуславливающего интенсивный и длительный приток тепла.

Недостатки классической гипотезы рециклинга попытались устранить Дж.Лайдон и Ц.Ходсон [14], а также Т.Финлоу-Бейтс [16]. По их мнению, источником энергии гидротермального потока являются тектонические движения, происходящие по глубинным разломам, а гидротермальные рудообразующие растворы представляют собой нагретые и захороненные в ловушках древние морские воды, которые освобождаются при первых же движениях вдоль глубинных разломов. В этом случае разрядка гидротерм будет происходить более или менее синхрон-

нее синхронно на большой территории. Такой механизм снимает необходимость существования мощного магматического источника, объясняет феномен благоприятного горизонта и отвечает на вопрос, почему рудообразующие растворы формируются конвективными системами в одних подводных вулканических толщах и не образуются в других. Т.Сато и А.Сасаки [18] отметили, что зона распространения месторождений Куроко располагается параллельно вулканическому фронту, соответствуя линии глубокофокусных землетрясений на границе толситовых и высокоглиноземистых базальтов. На Рудном Алтае отмечено [2], что в различных рудных районах колчеданные месторождения локализируются в разных частях разреза девонских отложений и находятся в зависимости от возраста процессов раздробления и погружения блоков додевонского срединного массива.

Х.Сакаи и О.Мацубая [17] показали, что состав флюидов Куроко по изотопному составу водорода и кислорода отвечает составу современных геотермальных вод, следовательно, эти флюиды представляют собой интерстициальную воду, захваченную осадками. Впоследствии эта вода была мобилизована и перемешивалась с флюидом, обладавшим более низким содержанием O_{18} . Кроме того, отношения изотопов стронция в барите из месторождений Куроко свидетельствует о том, что флюид, из которого осаждались бариты, представлял собой воду, взаимодействие которой с миоценовыми вулканидами было достаточно интенсивным.

Исходя из вышеизложенного, представляется, что и магматическая и рециклинговая гипотезы (с поправками Дж.Лайдона и Ц.Ходсона и Т.Финлоу-Бейтса) происхождения колчеданных месторождений в настоящее время достаточно обоснованы фактическими данными. Можно полагать, что источником металлов каждого конкретного колчеданного месторождения может быть как магматический очаг, так и вмещающие породы. Вопрос заключается лишь в масштабах этих процессов при выносе металлов. Поэтому эти гипотезы нельзя рассматривать как альтернативные, а в каждом конкретном случае, вероятно, следует выяснять роль процессов магматизма и рециклинга для выноса и отложения в рудах каждого слагаю-

щего их элемента — металла, серы, кислорода, водорода и др. Представляется, что на современном уровне наших знаний в ряде случаев эти задачи могут быть решены.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Горжевский Д.И., Королев Г.Г., Крейтер И.В. О возможных источниках металлов при образовании полиметаллических месторождений Змеиногорского рудного поля // Доклады первого международного геохимического конгресса. — М., 1973. Т. II. С. 123—130.
2. Горжевский Д.И., Кудрявцева Н.Г., Пугачева И.П. Латерально-возрастная миграция свинцово-цинковых месторождений в истории развития металло-генетических зон // Изв. вузов. Геология и разведка. 1992. № 2. С. 59—65.
3. Горжевский Д.И., Чеквадзе В.Б. Геолого-генетические модели колчеданно-полиметаллических месторождений / Генетические модели эндогенных рудных формаций. — Новосибирск: Наука, 1983. Т. 2. С. 69—73.
4. Злотник-Хоткевич А.Г. Модель формирования колчеданного оруденения в связи с явлением субмаринного вулканизма / Рудообразование и генетические модели эндогенных рудных формаций. — Новосибирск: Наука, 1988. С. 57—64.
5. Колчеданные месторождения мира. — М.: Недра, 1979.
6. Кривцов А.И., Палесовулканизм эвгеосинклинальных зон Урала и колчеданообразования. — М.: Недра, 1979.
7. Кривцов А.И. Интерпретация генезиса рудных месторождений / Итоги науки и техники. Сер. Рудные месторождения. — М.: ВИНТИ. Т. 15. 1986.
8. Лапухов А.С. Влияние генетических представлений на локальный прогноз скрытого оруденения / Генетические модели эндогенных рудных формаций. — Новосибирск: Наука, 1983. Т. 2. С. 126—131.
9. Маракушев А.А., Безмен Н.И. Минералого-петрологические критерии рудоносности изверженных пород. — М.: Недра, 1992.
10. Покровская И.В., Кавриго О.А. Модель формирования многоэтажного вулканогенного полиметаллического месторождения Рудного Алтая / Генетические модели эндогенных рудных формаций. — Новосибирск: Наука, 1983. Т. 2. С. 112—120.
11. Прокин В.А., Ярош П.У., Рудницкий В.Ф. Модель формирования медноколчеданных месторождений уральского типа / Генетические модели эндогенных рудных формаций. — Новосибирск: Наука, 1983. Т. 2. С. 102—107.
12. Твалчрелидзе А.Г. Геохимические условия образования колчеданных месторождений. — М.: Недра, 1987.
13. Филатов Е.И., Ширай Е.П. Формационный анализ рудных месторождений. — М.: Недра, 1988.
14. Франклин Дж.М., Лайдон Дж.У., Сангстер Д.Ф. Колчеданные месторождения вулканической ассо-

- циации / Генезис рудных месторождений. — М.: Мир, 1984. Т. 2. С. 39—253.
15. Cathles L.M. Hydrodynamic constraints on the formation of Kuroko deposits Mining. Geol. 1978. № 28. P. 257—265.
 16. Finlow-Bates T. Chemical and physical controls on the genesis of submarine exhalative ore bodies and their implications for formulating exploration concepts. A review: Geol. Jahrb. 1980. D40. P. 131—168.
 17. Sakai H., Matsubaga O. Isotopic geochemistry of the thermal water of Japan and its bearing on the Kuroko ore solutions. Econom. Geol. 1974. № 69. P. 974—991.
 18. Sato T. Kuroko deposits their geology, geochemistry and origin in: Volcanic processes in ore genesis. London Inst. Mining Metallurgy. 1977. P. 153—161.
 19. Sillitoe R.H. Are porphyry copper and Kuroko-type massive sulfide deposits incomparable. 1980. № 8. P. 11—14.
 20. Solomon M., Welsbe L. The formation of massive sulfide deposits on the sea floors. Econom. Geol. 1979. № 74. P. 797—813.
 21. Spooner E.T.C. Hydrodynamic model for the ophiolitic cupro-ferrous pyrite ore deposits of Cyprus in: Volcanic processes in ore genesis. London Geol. Soc. Spec. Pub. 1977. № 7. P. 58—71.
 22. Orabe T., Sato T. Kuroko deposits of the Kosakamine Northeast Honshu, Japan - Products of submarine hot springs on Miocene Sea floor. Econom. Geol. 1978. № 73. P. 161—179.

Gorzhevsky D. I.

GENETIC-GEOLOGICAL HYPOTHESES OF THE ORIGIN OF VOLCANIC-HOSTED MASSIVE SULFIDE DEPOSITS (BY AN EXAMPLE OF THE RUDNY ALTAI)

Hypotheses of magmatogene and recycling genesis of massive sulfide deposits localized in volcanogenic and sedimentary-volcanogenic formations are considered. The data are presented which imply that it was tectonic movement along deep-seated faults that had acted as energy source for hydrothermal flows, while the role of hydrothermal ore-forming solutions has been played by old sea waters. It is supposed that magmatic and recycling hypotheses are relevant to two distinct types of massive sulfide formation conditions, one of them corresponding to a situation where ore mineralization originates from a magmatic chamber, while another one reflects the cases when it is the rocks surrounding a deposit that give rise to the development of ore mineralization

УДК 553.435: 551.263.037

©Ю. В. Миронов, Ю. Г. Зорина, Т. М. Папеско

ЭВОЛЮЦИОННЫЕ РЯДЫ КОЛЧЕДАНОНОСНЫХ ВУЛКАНОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ

Ю. В. МИРОНОВ, Ю. Г. ЗОРИНА, Т. М. ПАПЕСКО (ЦНИГРИ)

На основе современных геодинамических представлений и усовершенствованных петрохимических методов разработаны эволюционные ряды колчеданосных вулканогенных формаций для различных геодинамических обстановок. Конвергентность предложенных рядов меньше, чем отдельных формаций. Это позволяет надежнее идентифицировать типы рудоносных рифтогенных структур, несмотря на сходство однородных базальтовых формаций заключительных стадий их развития, и повысить эффективность результатов металлогенических исследований.

Колчеданные руды образуются в широком круге геодинамических режимов, в которых проявлен подводный вулканизм. Работами

по сопоставлению условий формирования современных и древних колчеданных руд [1, 4, 5, 12, 13] в целом подтверждено хорошее

соответствие между типами рудных объектов, геодинамических обстановок и колчеданосных вулканогенных формаций, положенное в основу традиционных классификаций колчеданных месторождений [3]. Вместе с тем известно, что при одном и том же геодинамическом режиме по мере эволюции структур может происходить смена вулканогенных и рудных формаций. Напротив, в разных обстановках иногда могут формироваться неразличимые с помощью существующих методов дискриминации колчеданосные вулканогенные формации и сопутствующие им руды. При интерпретации результатов региональных металлогенических исследований влияние такой конвергенции на их однозначность можно уменьшить путем совершенствования методов выделения вулканогенных формаций и привлечения информации об эволюционных рядах последних.

В традиционных классификациях [3] и в ранних сопоставительских работах [4, 5] в качестве основных характеристик вулканогенных формаций рассматривались степень дифференциации, ряд щелочности и щелочная специализация. В то же время практически не уделялось внимания типу дифференциации, связанному с флюидно-магматическим режимом, оказывающему, по мнению ряда авторов [7, 8], значительное влияние на процессы колчеданообразования. Кроме того, некоторые, еще недавно считавшиеся конвергентными, формации удалось разделить с помощью K/Ti в базальтах [10]. Это, в свою очередь, позволило уточнить обстановки формирования современных и древних колчеданных объектов и их сравнительную типизацию [1, 12, 13]. Однако даже в этих новых классификационных схемах обстановки колчеданообразования рассматриваются достаточно изолированно друг от друга, что не дает возможности использовать все преимущества эволюционного подхода, сложившегося в рамках современных геодинамических представлений.

Нами разработана система рядов, каждый из которых объединяет колчеданосные формации, характерные для различных стадий развития региональных структур, формирующихся в определенной геодинамической обстановке или в ряде обстановок,

которые закономерно сменяют друг друга в процессе эволюции (рис. 1).

Для характеристики формаций было использовано более чем 3000 петрохимических анализов вулканитов из всех известных районов современного колчеданообразования и некоторых древних толщ, вмещающих эталонные месторождения разных типов. Ряд щелочности и степень дифференциации определялись по диаграмме $SiO_2 - Na_2O + K_2O$ (вариант А.А.Маракушева) [6], тип дифференциации — по диаграммам AFM и $SiO_2 - FeO^T / MgO$, а петрохимический тип базальтов — по соответствующим полям на дискриминационной диаграмме $TiO_2 - K_2O$ [9]. Разделение на натриевую, калиево-натриевую и калиевую серии производилось на основе общепринятых значений Na_2O / K_2O , равных, соответственно, >4 , $1-4$ и <1 [2].

Эволюционные ряды колчеданосных вулканогенных формаций, образующихся внутри макроплит и на их дивергентных границах. Первый ряд характеризует эволюцию вулканизма при развитии внутриконтинентальных рифтов и последующего раскола континентов с образованием сначала межконтинентальных рифтов, а затем зрелых океанических бассейнов. Во внутриконтинентальных рифтах (см. рис. 1), например, в рифте Танганьика, где известны современные рудопроявления колчеданов, наиболее распространены щелочные, субщелочные и известково-щелочные контрастные формации. Параллельно с уменьшением щелочности наблюдается смена калиевых ассоциаций калиево-натриевыми, а также резкое падение содержаний титана и калия в базальтах (рис. 2).

В пикритобазальтах вкрапленники представлены магнезиальным оливином и титанавгитом. В базальтах наряду с ними широко распространен плагиоклаз. Кислые породы образуют пеструю группу с вкрапленниками анортотклаза, авгита, эгирин-авгита, разложенного железистого оливина, редко сфена и магнетита. В основной массе часто присутствуют разнообразные щелочные и водосодержащие минералы (эгиринавгит, амфибол, нефелин, содалит и др.). Для всех формаций внутриконтинентальных рифтов определение типа дифференциации неоднозначно. На AFM -диаграмме отчетли-

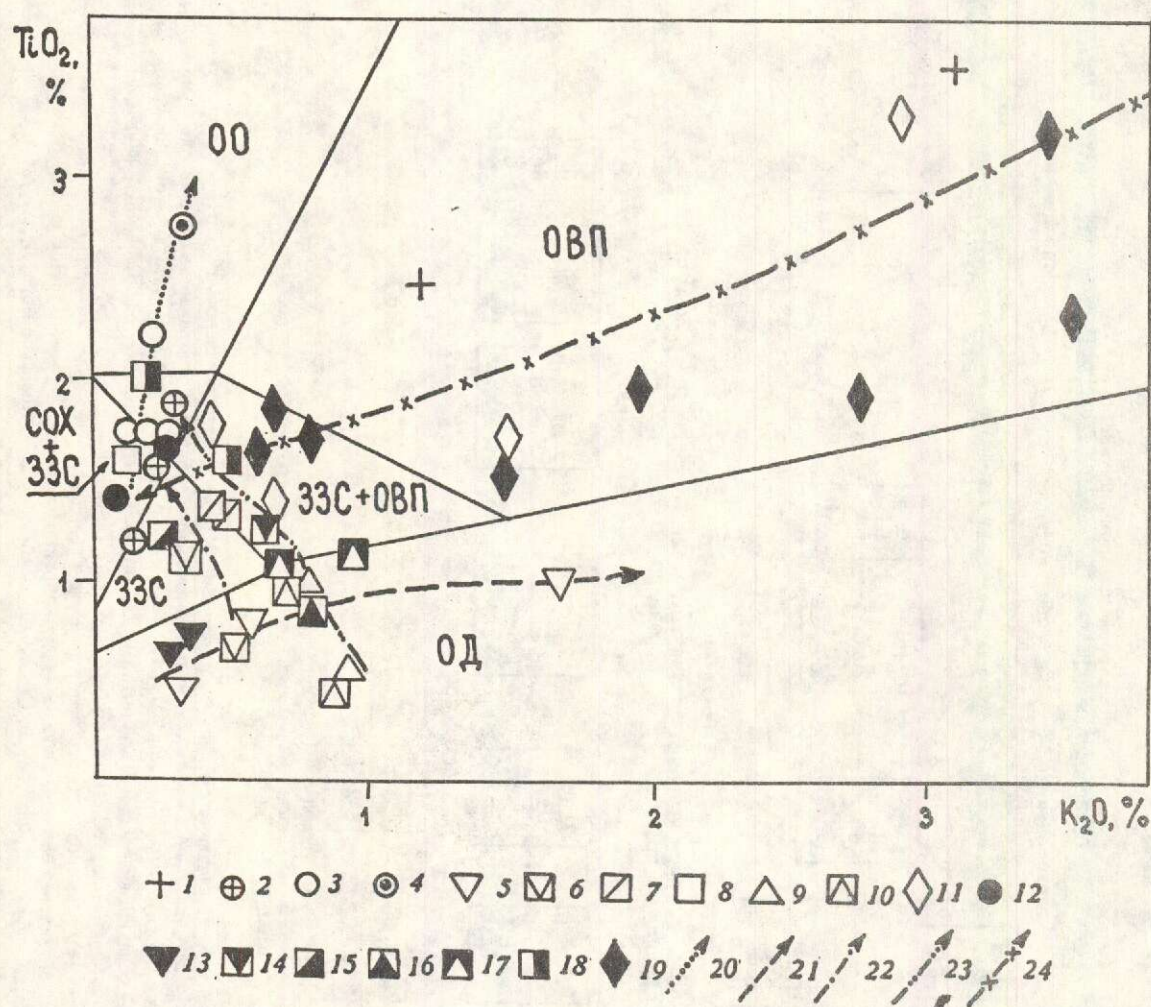


Рис. 2. Соотношение титана и калия в базальтах колчеданосных формаций:

средние составы базальтов современных колчеданосных комплексов из различных геодинамических обстановок: 1 — внутриконтинентальных рифтов, 2 — межконтинентальных рифтов, 3 — внутриокеанических рифтов и срединно-океанических хребтов, 4 — внутриокеанических островов, 5 — энзиматических островных дуг, 6 — энзиматических внутридуговых рифтов, 7 — узких энзиматических задуговых зон спрединга, 8 — широких энзиматических зон спрединга, 9 — энзиматических островных дуг, 10 — энзиматических внутридуговых рифтов, 11 — «внеостроводужных» энзиматических рифтов, 12 — «внеостроводужных» энзиматических зон спрединга; средние составы базальтов из комплексов, вмещающих древние колчеданные месторождения различных типов: 13 — уральского, 14 — кипрского, 15 — мугоджарского, 16 — куроко, 17 — рудноалтайского, 18 — филизчайского, 19 — атасуйского; тренды изменения состава базальтовых расплавов: 20 — при наращивании океанической коры в срединно-океанических хребтах и внутриокеанических островах, 21 — по мере увеличения зрелости фундамента островных дуг, 22 — при расщеплении энзиматических островных дуг, 23 — при расщеплении энзиматических островных дуг, 24 — при расколе континентов и раскрытии энзиматических «внеостроводужных» окраинно-континентальных бассейнов. Буквами обозначены поля составов базальтов из различных геодинамических обстановок на дискриминационной диаграмме [22].

во устанавливается боуэновский тренд (рис. 3), а в координатах SiO_2 и FeO^+ / MgO — фернеровский.

После разрыва континентальной коры (стадия межконтинентальных рифтов типа Красного моря и Калифорнийского залива)

начинают изливаться базальтовые лавы, аналогичные толеитам срединно-океанических хребтов. Спрединговые зоны зрелых океанов либо образуются как конечный член рассматриваемого ряда (Срединно-Атлантический хребет), либо закладываются на бо-

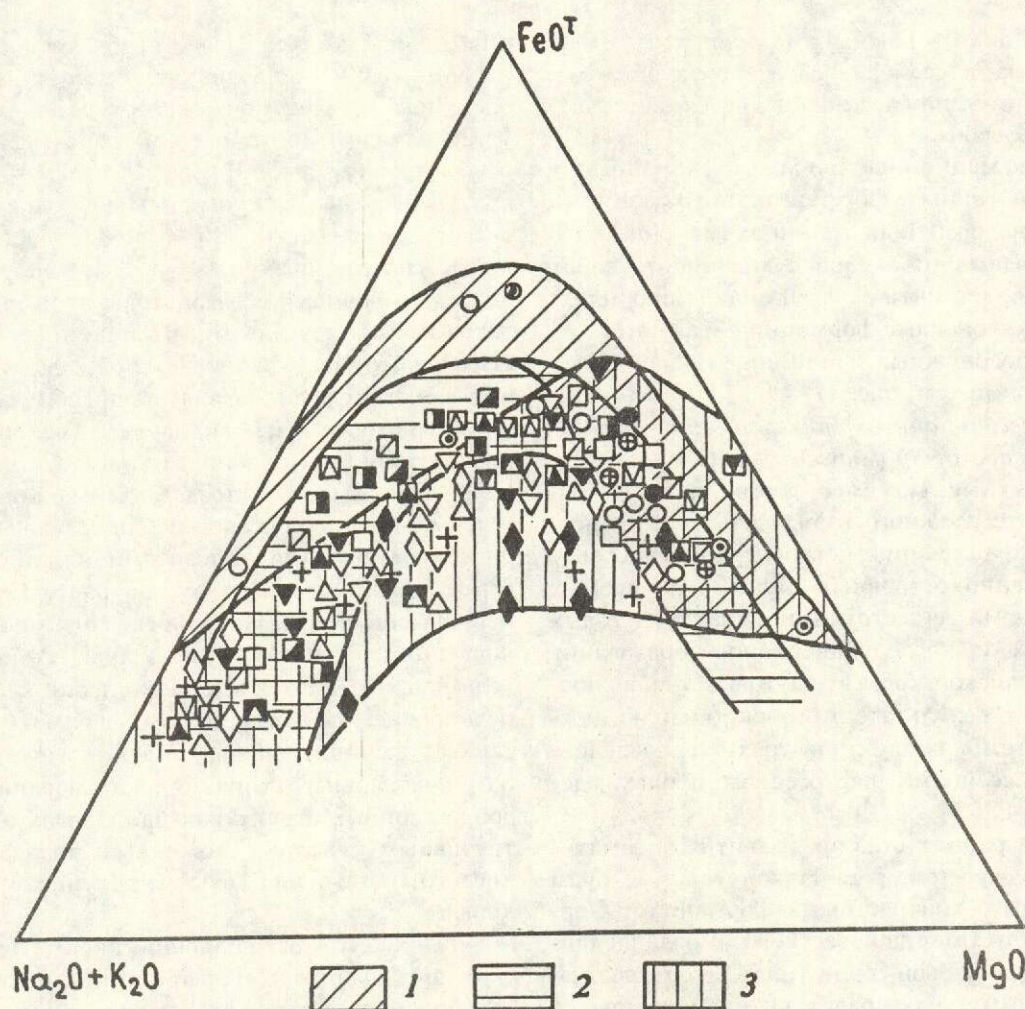


Рис. 3. Поля составов колчеданосных вулканогенных серий с различными типами дифференциации на AFM-диаграмме:

1 — феннеровского, 2 — «промежуточного» феннеровского, 3 — боуэнского. Остальные усл. обозн. — см. на рис. 2.

лее древней океанической коре как Галапагосский рифт, Восточно-Тихоокеанское поднятие (см. рис. 1). Во всех случаях в них развиты нормальные толеитовые базальтовые, реже (феррориолит)-ферробазальт-базальтовые формации натриевой серии типа СОХ. Наиболее распространены оливиновые и оливин-плагноклазовые базальты. Раннее выделение плагноклаза и позднее — титаномагнетита, отсутствие ортопироксена, обогащенность железом крайних дифференциатов (ферробазальты, исландиты, феррориолиты), чрезвычайно слабая пористость всех пород, а также ярко выраженный феннеровский тренд на AFM-диаграмме (см. рис. 3) свидетельст-

вуют о том, что дифференциация магмы протекает здесь при низком флюидном и парциальном давлении кислорода. Большинство рудопроявлений приурочено к участкам развития маломощных покровов, сложенных наиболее высокотемпературными (высокомагнезиальными) базальтами.

В зрелых океанических бассейнах вулканическая деятельность проявляется и во внутриплитной обстановке, приводя к образованию островов. Основной объем этих структур сложен толситовыми базальтами повышенной щелочности натриевой серии типа ОО (см. рис. 1). С ними связано колчеданное рудопроявление на подводном вул-

кане Лоихи в Гавайском архипелаге. Позднее, уже в условиях островной суши в небольшом количестве изливаются более щелочные лавы.

Эволюционные ряды колчеданосных вулканогенных формаций, образующихся на конвергентных границах макроплит. В переходных от океана к континенту зонах (на конвергентных границах макроплит) колчеданосные формации образуются как в островодужных системах, так и за их пределами (см. рис. 1).

Эволюционные ряды формаций, образующихся в островодужных системах. Островодужные системы формируются в результате сложного взаимодействия процессов наращивания островодужной коры в собственно островных дугах, нарушаемых периодами ее деструкции во внутридуговых рифтах и последующего новообразования субокеанской коры в задуговых зонах спрединга. В результате этого часто наблюдаются системы из двух или трех дуг, разделенных бассейнами рифтогенного происхождения [14].

На ранних стадиях развития энсиматических дуг (см. рис. 1) колчеданные руды связаны с контрастными формациями нормального (иногда известкового) ряда щелочности натриевой серии типа ОД (см. рис. 2). Типичным их представителем являются вулканы Идзу-Бонинской дуги. Здесь распространены базальты и риолиты с резко подчиненным количеством андезитов. Встречаются пемзы андезитодацитового и дацитового состава. Базальты оливин-плагиоклаз-клинопироксеновые. Андезитобазальты и андезиты содержат вкрапленники плагиоклаза, клино- и ортопироксенов, реже роговой обманки. В породах более кислого состава среди вкрапленников преобладает плагиоклаз. Наряду с последним в андезитодацитах и дацитах распространены клино- и ортопироксены, биотит, а в риолитах — роговая обманка, биотит и кварц. Присутствие в породах ортопироксена и роговой обманки связано с эволюцией магм в условиях достаточно высокого флюидного давления по боуэнсовскому типу (см. рис. 3).

В более зрелых энсиматических дугах (см. рис. 1), например, в Ново-Гейбридской дуге, где известно рудопроявление в кальдере Каруа, появляется непрерывная форма-

ция нормального и известково-щелочного рядов калиево-натриевой серии типа ОД (см. рис. 2). На АФМ-диаграмме для нее устанавливается боуэнсовский тренд дифференциации (см. рис. 3). Здесь развиты продукты подводной и субаэральной вулканической деятельности. Наиболее распространены лавовые брекчии и туфы, местами переслаивающиеся с базальтовыми и андезитовыми пиллоу-лавами. В вершинных частях некоторых вулканов имеются дацитовые пемзы. Среди базальтов преобладают плагиофировые разновидности с редкими вкрапленниками оливина и авгита. Лавы более кислого состава представлены оливин-содержащими пироксеновыми андезитами и ортопироксеновыми андезитами и дацитами. С близкими по составу контрастными и непрерывными формациями связаны многочисленные месторождения Урала. Рудные тела на этих месторождениях, также как и рудопроявления в современных энсиматических дугах, приурочены к крупным вулканам центрального типа и локализованы в депрессионных структурах на флангах экстрезивных куполов, сложенных породами кислого состава или непосредственно в их кровле.

В процессе расщепления энсиматических дуг возникает целый ряд последовательно сменяющих друг друга колчеданосных формаций (см. рис. 1) [15]. Все они принадлежат к нормальному ряду щелочности и к натриевой серии. Остальные параметры резко меняются по мере раскрытия бассейнов. В частности происходит заметное уменьшение K/Ti , что выражается на дискриминационной диаграмме (см. рис. 2) трендом, направленным от поля островодужных пород через самостоятельную область базальтов задуговых зон спрединга к полю толеитов срединно-океанических хребтов [11]. На самых ранних стадиях развития этих структур (внутридуговой трог Огасавара) вулканические образования сохраняют многие черты островодужных формаций (см. рис. 1). В узких задуговых бассейнах, в которых начинается спрединг (Марианский трог, южная часть бассейна Лау), преобладают оливин-плагиоклазовые и оливин-плагиоклаз-клинопироксеновые базальты и плагиоклаз-клинопироксеновые андезитобазальты. В небольшом количестве

встречены андезиты и дациты с вкрапленниками плагиоклаза, клинопироксена (пижонит) и с выделениями магнетита и апатита в основной массе. Эти минералогические признаки, близкие к характеристикам пород срединно-океанических хребтов, свидетельствуют о феннеровском типе дифференциации. Однако магмы задуговых бассейнов несколько более водонасыщены по сравнению с расплавами в срединно-океанических хребтах. Поскольку усиление флюидного воздействия приводит к расширению области несмешиваемости расплавов, расщепление лав при формировании комплексов большинства задуговых бассейнов происходит при более магнезиальных составах по сравнению с комплексами срединно-океанических хребтов [7, 8]. На АФМ-диаграмме (см. рис. 3) это выражается в некотором смещении трендов дифференциации вулканических серий задуговых бассейнов относительно типично океанических трендов в сторону поля островодужных известково-щелочных пород. По соотношению SiO_2 и $\text{FeO}^T / \text{MgO}$ многие породы задуговых бассейнов могут быть классифицированы как «известково-щелочные». Отмечается связь известных здесь рудопроявлений с наиболее кислыми дифференциатами. При ширине бассейнов более 350—400 км породы кислого состава полностью исчезают (северная часть бассейна Лау) (см. рис. 1), а сами формации и характер взаимоотношения вулканогенных и рудных образований принципиально сходны с таковыми в срединно-океанических хребтах [11, 15]. Среди древних колчеданосных толщ описанному ряду формаций отвечают рудовмещающие толщи месторождений кипрского типа (Кипр, Мугоджары). При этом вулканические формации Кипра по своим характеристикам (кислые дифференциаты, боуэновский тип дифференциации, близость состава базальтов к островодужным) отвечают вулканитам узких внутридуговых прогибов, а Мугоджар — задуговых бассейнов (см. рис. 1).

В собственно энсиалических дугах в силу их значительного возвышения над уровнем океана подводный вулканизм проявлен относительно редко. Единственное современное рудопроявление известно в кальдере вулкана Палинура (Липарская дуга). Нижнюю часть вулканогенного разреза дуги сла-

гают породы непрерывной формации нормального ряда щелочности калиево-натриевой серии. Базальты этой формации на дискриминационной диаграмме $\text{TiO}_2\text{—K}_2\text{O}$ лежат в поле ОД (см. рис. 2). Тип дифференциации определяется как боуэновский (см. рис. 3). Аналогичная по составу формация в настоящее время образуется в менее развитой дуге Рюкю. Верхняя часть разреза Липарской дуги (см. рис. 1) представлена непрерывной известково-щелочной (до субщелочной) формацией калиевой серии с ярко выраженным боуэновским трендом дифференциации (см. рис. 3).

Большая часть месторождений, связанных с энсиалическими островодужными системами (типы куроко, рудноалтайский и др.), развивается во внутридуговых и задуговых рифтогенных структурах. На начальных стадиях их раскрытия возникают контр-астные формации. Миоценовые вулканиты Японии и современные комплексы средней части трога Окинава, вмещающие колчеданные объекты типа куроко (см. рис. 1), имеют многие сходные петрохимические характеристики с непрерывной формацией дуги Рюкю, но отличаются от последней феннеровским трендом на АФМ-диаграмме (см. рис. 3). Низы их разреза сложены пироксен-плагиоклазовыми базальтами с подчиненным количеством клинопироксеновых (редко двупироксеновых) андезитов. В верхней части развиты кварц-плагиоклазовые дациты, перекрывающиеся туфами кислого состава и прорываемые экструзивными риолитовыми куполами. Среди вкрапленников в риолитах преобладает кварц, встречается калиевый полевой шпат, роговая обманка и биотит. Рудные тела представлены стратиформными пластовыми скоплениями, залегающими в изометричных кальдерах среди туфов и риолитов согласно с ассоциирующими осадочными породами.

Девонские базальтсодержащие риолитовые комплексы Рудного Алтая с характерным антидромным путем развития были сформированы в депрессиях, расположенных внутри более зрелых энсиалических дуг (см. рис. 1). В них еще хорошо выражен «островодужный» боуэновский тип дифференциации магмы (см. рис. 3), однако точки составов базальтов на дискриминационной диаграмме уже приурочены к границе полей

ОД и ЗЗС (см. рис. 2). Наиболее близким современным аналогом формации Рудного Алтая является комплекс грабена Таупо. Эта структура расположена непосредственно в тылу пояса андезитовых вулканитов, вытянутого вдоль побережья острова Северный (Нов. Зеландия), и занимает такое же положение по отношению к зрелым энсиалическим дугам, как трог Окинава — к менее развитым энсиалическим, а трог Огасавара — к энсиматическим дугам (см. рис. 1). В пределах этого грабена мощность континентальной коры понижена до 15 км по сравнению с окружающими участками (30—35 км), однако процессы деструкции коры еще не привели к погружению днища долины ниже уровня моря. По-видимому, при формировании рудноалтайского комплекса подобные процессы проявились сильнее. Отмечается даже, что на поздних стадиях кислые калиево-натриевые вулканиты, вмещающие свинцово-цинковые месторождения, сменяются натриевыми базальт-риолитовыми сериями, ассоциирующими со свинцово-медно-цинковыми рудами.

Одним из наиболее дискуссионных является вопрос о геодинамической обстановке формирования древних месторождений фидзайского типа (Большой Кавказ). Они локализованы в существенно осадочных толщах с подчиненным количеством базальтов и реже риолитов. Вулканиты относятся к нормальному ряду щелочности натриевой, редко калиево-натриевой серии. Тип дифференциации магмы определяется как феннеровский (см. рис. 3). На дискриминационной диаграмме TiO_2-K_2O составы базальтов лежат в поле толеитов СОХ и ЗЗС (см. рис. 2). Сходная по перечисленным признакам современная обстановка наблюдается в наиболее раскрытой южной части трога Окинава, где в локальных впадинах предполагается разрыв континентальной коры (см. рис. 1). Здесь отмечаются систематические излияния базальтов, происходящие на фоне интенсивного сноса осадочного материала с континентального блока Тайвань.

Эволюционные ряды формаций во внеостроводужных окраинных бассейнах. От рассмотренных рифтогенных структур энсиалических островодужных систем по характеру магматизма резко отличаются образования, которые также заложены на континентальной коре, но на значительном удалении от зон субдукции (Японское море, Вудларк) [10, 15].

На ранних стадиях их развития (см. рис. 1) возникает целый ряд контрастных, реже непрерывных формаций разной щелочности (от щелочных до нормальных). Параллельно уменьшению щелочности происходит смена калиевых серий калиево-натриевыми. Для всех этих формаций на АФМ-диаграмме устанавливается боуэновский тренд дифференциации (см. рис. 3), а на диаграмме SiO_2-FeO^T/MgO — феннеровский. На дискриминационной диаграмме точки средних составов базальтов образуют тренд в поле ОВП, который выражается в резком одновременном уменьшении содержаний титана и калия (см. рис. 2). По всем петрохимическим параметрам рассматриваемые вулканиты близки к породам внутриконтинентальных рифтов, что обусловлено формированием тех и других на континентальной коре за пределами влияния потока надсубдукционных флюидов. Аналогичными по составу являются также рудовмещающие комплексы древних месторождений атасуйского типа в Центральном Казахстане, сформированные в системе рифтов на континентальной коре.

Непосредственно в момент полного разрыва континентальной коры (см. рис. 1) изливаются оливин-плагиоклазовые и оливин-плагиоклаз-клинопироксеновые базальты и андезитобазальты нормальной щелочности натриевой серии. Иногда они слагают изометричные вулканические постройки, в кальдере одной из которых (г. Франклин в бассейне Вудларк) выявлены гидротермальные сульфидные образования. Несмотря на сходство данных пород с базальтоидами срединно-океанических хребтов, они обладают боуэновским трендом дифференциации на АФМ-диаграмме (см. рис. 3) и лежат на дискриминационной диаграмме TiO_2-K_2O в области перекрытия составов базальтов ОВП и ЗЗС (см. рис. 2). На более зрелой стадии формирования субокеанической коры (восточная часть бассейна Вудларк) породы по всем параметрам аналогичны толеитам срединно-океанических хребтов. По-видимому, именно в таких энсиалических «внеостроводужных» окраинных бассейнах на фоне интенсивной седиментации формировались палеозойские ме-

сторождения Японии (Бесси и др.), в составе рудоносных формаций которых наряду с породами типа толеитов СОХ присутствуют «внутриплитные» базальты [10, 15]. В колчеданосных рифтогенных структурах Западно-Тихоокеанской переходной зоны, заложенных вне островодужных систем на океанической коре (бассейны Северо-Фиджийский и Манус), базальты, аналогичные толеитам СОХ, образуются уже на самых ранних стадиях их развития (см. рис. 1).

В отличие от ранее предложенных, в нашем варианте классификации отражен эволюционный аспект геодинамических исследований и использован более широкий комплекс петрохимических параметров. Его применение позволяет надежно различать колчеданосные вулканические образования из большинства геодинамических обстановок, несмотря на имеющиеся случаи конвергентности отдельных формаций. Так, например, несмотря на одинаковый конечный продукт эволюции вулканизма рифтогенных структур (базальты типа толеитов СОХ), состав расплавов, изливающих на более ранних стадиях раскрытия, резко различен. При расщеплении островных дуг состав вулканитов меняется от низкотитанистых («островодужных») через специфические толеиты узких задуговых бассейнов до базальтов типа толеитов СОХ. Такое изменение связано с постепенным выводом зоны магмообразования из области влияния потока надсубдукционных флюидов. В окраинно-континентальных рифтогенных структурах, заложенных на континентальной коре на значительном удалении от зон субдукции, появлению толеитов СОХ предшествует формирование дифференцированных высокотитанистых («внутриплитных») серий с последовательно уменьшающейся щелочностью. Сходство последних с формациями внутриконтинентальных рифтов, обусловленное близостью состава фундамента и отсутствием потока надсубдукционных флюидов, служит единственным примером конвергентности предложенных эволюционных рядов. Следует ожидать, что их использование может повысить надежность металлогенических палеорекоstructions и предсказать местоположение новых потенциально колчеданосных вулканических комплексов.

Авторы выражают благодарность А.И.Кривцову и Е.Г.Мирлину за консультации, полезное обсуждение и поддержку работы, а также Т.А.Пивоваровой за помощь в техническом оформлении статьи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гидротермальные сульфидные руды и металлоносные осадки океана. / Под ред. И.С.Грамберга и А.И.Айнемера. — С-Пб.: Недра, 1992.
2. Классификация и номенклатура магматических пород. / Под ред. О.А.Богатикова, Н.П.Михайлова, В.И.Гоньшаковой. — М.: Недра, 1981.
3. Колчеданные месторождения мира. / Под ред. В.И.Смирнова. — М.: Недра, 1979.
4. Краснов С.Г., Ельянова Е.А. Сравнительный анализ современного и древнего колчеданного рудообразования. // Геология рудных месторождений. 1990. № 4. С. 76—88.
5. Кривцов А.И. Обстановки и условия древнего и современного колчеданообразования. // Геология рудных месторождений. 1987. № 3. С. 3—17.
6. Маракушев А.А. Новый принцип систематики изверженных пород. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 6. С. 3—27.
7. Маракушев А.А., Панеях Н.А., Свальнова В.И. Эволюция рифтогенного магматизма на примере Южных Мугоджар. // Докл. АН. 1992. Т. 325. № 2. С. 361—366.
8. Маракушев А.А., Панеях Н.А., Шарфман В.С. Природа колчеданосных формаций. // Докл. АН. 1993. Т. 329. № 1. С. 87—90.
9. Миронов Ю.В. Соотношение титана и калия в базальтах как индикатор тектонической обстановки. // Докл. АН СССР. 1990. Т. 314. № 6. С. 1484—1487.
10. Миронов Ю.В., Ельянова Е.А., Зорина Ю.Г. Значение и возможности петрохимических исследований для реконструкции обстановок колчеданообразования. // Металлогения современных и древних океанов. — М.: ЦНИГРИ, НТК «ГЕОЭКСПЕРТ». 1992. С. 130—137.
11. Соотношение некогерентных элементов в базальтах как индикатор стадии расщепления энсиматических островных дуг. / Ю.В.Миронов, А.Л.Котляр, Ю.Г.Зорина и др. // Докл. АН. 1993. Т. 331. № 3. С. 345—347.
12. Сравнительная типизация обстановок формирования современных и древних колчеданных руд. / С.Т.Агеева, Е.А.Ельянова, А.Г.Злотник-Хоткевич и др. // Металлогения современных и древних океанов. — М.: ЦНИГРИ, НТК «ГЕОЭКСПЕРТ». 1992. С. 147—155.
13. Comparative classification of formational settings of modern and ancient sulfide ores. / Zlotnik-Khotkevitch A.G., Mirlin E.G., Elyanova E.A. et al. // Resource Geology. Special Issue. 1993. № 17. P. 160—168.
14. Karig D.E. Origin and development of marginal basins in the Western Pacific. // J. Geophys. Res. 1971. V. 76. P. 2542—2561.
15. The evolution of the volcanic and sulphide ore

formation in the modern and ancient marginal basins. / Mironov Y.V., Mirlin E.G., Zorina Y.G. et al. // L.P.Zonenshain memorial conference on plate tectonics. Moscow, November 17—20, 1993. Programme and Abstracts. Moscow — Kiel.: Institute

of Oceanology, Russian Academy of Sciences — GEOMAR, Christian-Albrechts-University. 1993. P. 107.

Mironov Yu. V., Zorina Yu. G., Papesko T. M.

EVOLUTIONAL SERIES OF MASSIVE SULFIDE-BEARING VOLCANOGENIC FORMATIONS

Based on present-day geodynamical concepts and advanced petrochemical methods, evolutional series of massive-sulfide-bearing volcanogenic formations are developed for different geodynamical situations. The convergency of the proposed series is lesser than that of individual formations. This enables one to identify with higher degree of confidence the types of ore-bearing riftogene structures (in spite of the similarity of homogeneous basaltic formations inherent in their terminating stages of development), at the same time enhancing the efficiency of results gained in metallogenic investigations

УДК 553.44:553.064.3

©С. В. Ежов, 1994

КОНВЕКТИВНАЯ МОДЕЛЬ ОБРАЗОВАНИЯ СКАРНОВО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЛТЫН-ТОПКАНСКОГО РАЙОНА КАК ОСНОВА ПРОГНОЗА ОРУДЕНЕНИЯ

С. В. ЕЖОВ (МГГА)

Выдвигается гипотеза образования скарново-полиметаллических месторождений при конвективном движении растворов в термическом ореоле интрузива. Источником металлов является рассеянная сингенетичная вкрапленность галенита и сфалерита в карбонатных породах. Отложение полиметаллических руд происходит одновременно со скарнообразованием. Непосредственный контакт батолита является наиболее благоприятным для формирования крупных месторождений.

Предположение о возможном образовании скарново-рудных месторождений в результате конвективного движения растворов в ореолах интрузивных массивов впервые было высказано В.А.Синяковым [14]. Материалы, полученные нами при многолетнем изучении месторождений Алтын-Топканского рудного района, показывают, что наблюдающиеся здесь особенности локализации руд лучше всего объясняются из допущения именно такого их генезиса.

Источником рудных компонентов полиметаллических месторождений района бы-

ла рассеянная сингенетичная вкрапленность галенита и сфалерита, содержащаяся в карбонатных породах верхнего девона. Зараженность полиметаллами верхнепалеозойских осадочных пород в Средней Азии имеет региональный характер. В отдельных районах эти породы вмещают крупные месторождения стратиформного типа (Миргалимсай, Уч-Кулач, месторождения Сумсарского района). В непосредственной близости от Алтын-Топканского района (горы Калкана-та) среди отложений верхнего девона на протяжении многих километров прослежи-

вается горизонт с рассеянной тонкой вкрапленностью галенита и сфалерита. Признаков гидротермальной проработки пород, а также какой-либо зависимости распределения оруденения от разрывных структур здесь нет. В отдельных обогащенных вкрапленностью пластах содержание металлов в среднем составляет 0,3 %. Многие исследователи считают это оруденение сингенетичным с вмещающими породами [2, 3, 11].

Большинство известных месторождений не только Алтын-Топканского района, но и всего Западного Карамазара, сосредоточено в пределах лишь одного из горизонтов в составе фаменского яруса (калькаратусовый горизонт или джарбулакская свита по А.Д.Стерлину и А.Б.Дзайнукову). Этот горизонт, по оценке В.А.Воронича, вмещает 80 % всех запасов полиметаллических руд данного региона [5].

Изотопное изучение сульфидных руд показывает, что их источником могли служить окружающие осадочные породы [4, 15].

Мысль о том, что сингенетичные накопления свинца и цинка являлись основой для формирования рудных залежей высказывалась многими исследователями [11, 12 и др.]. Обсуждались два возможных механизма.

Х.М.Абдуллаевым развивалась гипотеза, согласно которой важнейшее значение при образовании месторождений имеют ассимиляционные явления. Магма, усваивая окружающие породы, приобретает определенную металлогеническую специализацию [1]. Полиметаллическое оруденение Центрального Тянь-Шаня, по Х.М.Абдуллаеву, формируется на третьем этапе тектоно-магматического цикла — этапе малых интрузий. Х.М.Абдуллаев был сторонником непосредственной генетической связи месторождений с конкретными магматическими телами. В настоящее время данная гипотеза не разделяется большинством геологов. Количественные оценки показывают, что мелкие интрузивные тела не могут переработать необходимый объем осадочных пород чтобы усвоить достаточное количество рудных компонентов для формирования месторождений. Этот объем несравненно больше объема самих интрузий.

Согласно второй точке зрения, рудные компоненты выщелачивались из первично-рудных осадочных пород гидротермальными растворами, поднимавшимися из глубинного

магматического очага. Возможность этого процесса сейчас общепризнана, но в приложении к конкретной обстановке Алтын-Топканского рудного района эта гипотеза вызывает ряд трудноразрешимых вопросов. Например, почему рудные залежи здесь приурочены к тем самым слоям, которые изначально были обогащены рудными компонентами? Ведь при осуществлении подобного процесса можно было бы ожидать вынос этих компонентов в вышележащие слои. Нужно также иметь в виду, что для концентрирования металлов с формированием залежей масштаба месторождения Алтын-Топкан растворами должен быть переработан огромный объем пород. Как это могло произойти, если растворы, как считается, поднимаются вдоль тектонических нарушений? Масса выносимого рудного вещества при пересечении рудоносного горизонта ограниченной мощности (от нескольких десятков до ста метров) потоком поднимающихся вдоль разрывных плоскостей растворов будет весьма незначительной и явно недостаточной для образования месторождения.

Представляется, что все имеющиеся геологические особенности месторождения Алтын-Топканского района и закономерности локализации здесь полиметаллического оруденения лучше всего могут быть объяснены исходя из иной концепции. Суть ее заключается в следующем. Формирование месторождений обуславливалось существованием конвективного движения растворов в осадочных породах в температурном ореоле Кураминского батолита. Поровые растворы осадочных пород в непосредственном контакте с интрузивом за счет прогрева в максимальной степени теряют плотность и поднимаются вверх; на их место осуществляется приток новых порций пластовых вод. В пределах температурного ореола интрузива сульфидная сингенетичная вкрапленность в осадочных породах теряет устойчивость, растворяется и переносится потоком растворов. Важным условием здесь является пластовый характер движения флюидов, что вызвано анизотропией проницаемости слоистых осадочных накоплений. Вследствие этого не происходит рассеяния рудных компонентов по всему объему осадочной толщи. Металлы на всем пути их переноса остаются

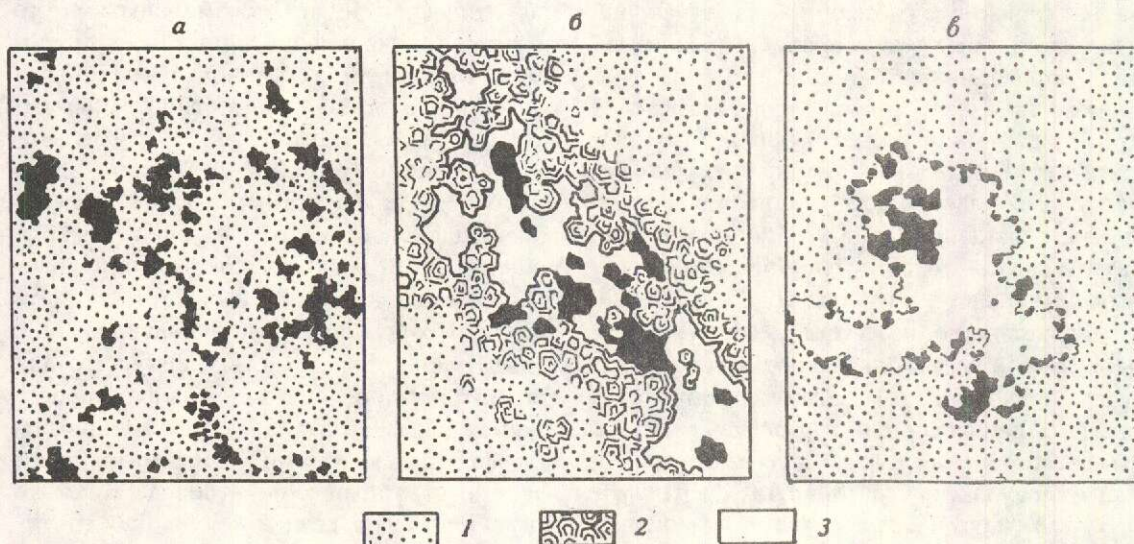


Рис. 1. Три генерации сульфидной вкрапленности в скарнах месторождения Алтын-Топкан:

a — соскарновая, *б* — связанная с частичной перекристаллизацией скарнов (пироксеновая фация руд), *в* — связанная с частичным замещением скарнов (актинолитовая фация руд). 1 — тонкозернистый пироксен-гранатовый скарн, 2 — средне- и крупнозернистый анизотропный гранат, 3 — кварц, кальцит. Зарисовки шлифов, увеличение 20

в пределах объема первично-рудноносного горизонта. Происходит как-бы «стягивание» металлов по направлению к границе магматического массива, что и является условием для появления здесь крупных рудных скоплений.

Взаимоотношения рудной минерализации с вмещающими скарнами на месторождениях района показывают, что накопление сульфидов протекало одновременно со скарнообразованием, и лишь впоследствии, когда рудоносные скарны испытывали перекристаллизацию и частичное замещение, сульфидная минерализация приобретала черты «наложенности» [7].

В пироксен-гранатовых скарнах месторождения Алтын-Топкан отчетливо различаются три генерации главных сульфидных минералов (рис. 1)

Ранняя генерация представлена галенитом и сфалеритом, присутствующими в виде мелкой рассеянной вкрапленности среди тонкоили мелкозернистых скарнов. Иногда рудные минералы совместно с кварцем выполняют короткие слепые трещинки, длиной не более 1—2 см, ориентированные поперек полосчатости скарнов и не выходящие обычно за пределы

отдельных скарновых слоев. Такие трещинки развиваются, по-видимому, как трещинки метасоматической усадки породы в процессе скарнирования. Типоморфным признаком сфалерита первой генерации является наличие в нем густой, около 10 %, эмульсионной вкрапленности халькопирита. Минералы этой ассоциации равновесны с минеральным агрегатом вмещающих скарнов: нет ни признаков перекристаллизации скарна, ни структур замещения; сульфиды не сопровождаются какими-либо другими минералами, не входящими в скарновую ассоциацию (см. рис. 1, *a*).

Следующая генерация рудных минералов, кроме галенита и сфалерита, включает в небольших количествах пирит, халькопирит, магнетит, примесь мельчайших выделений блеклой руды и других редких минералов. Эта ассоциация связана с перекристаллизацией скарнов. Относительно крупные выделения сульфидов вместе с кварцем и кальцитом слагают линзовидные обособления, окруженные оторочками крупнокристаллического высокожелезистого анизотропного граната (в гранатowych или гранат-пироксеновых разностях скарна),

пироксена (в пироксеновых скарнах) или эпидота (в эпидотсодержащих скарнах). Части зерен граната (также, как пироксена или эпидота), обращенные внутрь таких обособлений, имеют четкую кристаллографическую огранку. Хорошо оформленные кристаллики граната встречаются внутри обособлений, располагаясь в зернах галенита, кварца или кальцита. Переход от крупнокристаллического граната оторочек к окружающему тонкозернистому скарну постепенный (см. рис. 1, б). Условия формирования данной генерации отвечают пироксеновой фации полиметаллических руд [8]. Сфалерит второй рудной ассоциации несет лишь очень бедную, не более 1—2 %, эмульсионную вкрапленность халькопирита.

Третья генерация сульфидов обладает яркими признаками низкотемпературного замещения скарнов. Наиболее обычным минералом является кальцит, часто сочетающийся с кварцем и актинолитом. Рудные минералы представлены сфалеритом, галенитом, в меньшей степени пиритом, халькопиритом и гематитом. Замещение обычно идет по сети мелких трещинок. Агрегаты новообразованных минералов формируют линзовидные, удлинённые или прихотливые по очертаниям участки, полосы, сетчатые зоны и т.п. (см. рис. 1, в). Характерно зональное распределение главных рудных минералов: сфалерит концентрируется внутри таких обособлений, галенит в виде мельчайших (десятые-сотые доли мм) выделений — по внешней границе, вдоль контакта кальцитового агрегата с замещаемым скарном. Оба минерала несут множество мельчайших иголок актинолита. Третья генерация сульфидов, вместе с ассоциирующимися с ними нерудными минералами, соответствует актинолитовой фации руд [8]. Сфалерит третьей генерации эмульсионной примеси халькопирита не содержит.

Последовательное формирование разных генераций галенита и сфалерита, как это можно видеть в шлифах, происходит с замещением ранних минералов более поздними. При этом происходит характерное изменение форм присутствия таких важных компонентов, как медь и железо. Эти элементы, входящие в состав эмульсионной вкрапленности халькопирита в сфалерите-1,

в результате «очищения» последующих генераций сфалерита высвобождаются и кристаллизуются уже в виде собственных минералов (пирит, халькопирит, магнетит, гематит); часть железа, по-видимому, расходуется при образовании поздних высокожелезистых генераций граната и пироксена.

Возможность одновременного скарно- и рудообразования хорошо иллюстрируется результатами серии экспериментов [7]. При наличии в системе растворенных компонентов полиметаллических руд галенит и сфалерит активно отлагаются в пределах экспериментальных скарновых колонок при любых температурах, когда возможно скарнообразование — от 350 до 600° С (рис. 2).

Присутствие компонентов сульфидных руд в поровых растворах при высоких температурах резко интенсифицирует процессы скарнообразования. Это показывают результаты экспериментов. Наиболее показательным является опыт АТ-73. Эксперимент проводился при $T = 600^\circ \text{C}$, $P = 10^2 \text{ МПа}$ с использованием раствора 1 моль $\text{NaCl} + 1 \text{ моль KCl}$; выдержка 2 недели. Контакт известняка и гранодиорит-порфира в препарате был ориентирован вдоль оси платиновой ампулы диаметром 5, длиной 50 мм. В торце ампулы помещалось некоторое количество тонко измельченной полиметаллической руды (галенит, сфалерит, халькопирит, примесь клинопироксена), служащей источником рудных компонентов, диффундирующих в поровом растворе препарата по направлению к открытому концу ампулы. Различие концентрации компонентов сульфидной руды вдоль этого диффузионного потока существенным образом отражается на интенсивности и характере биметасоматического процесса (рис. 3). Можно видеть, что скарнообразование вблизи рудного интервала происходит несравненно активнее, чем на удалении от него. Положительное влияние компонентов сульфидных руд, по-видимому, объясняется тем, что их присутствие облегчает протекание окислительно-восстановительного процесса при скарнообразовании. Развитие гранатовых скарнов, где важное значение имеет андрадитовый минерал, знаменует переход железа из двух- в трехвалентную форму. Параллельно и,

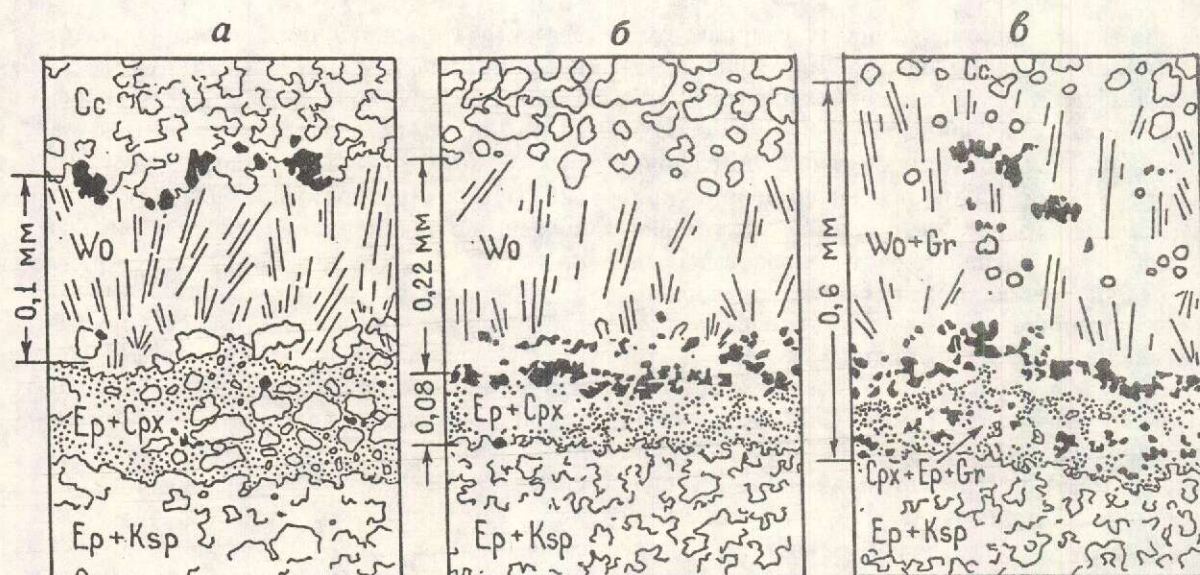


Рис. 2. Отложение рудных минералов в пределах экспериментальных скарновых колонок:

а — на границе волластонитовой зоны и известняка (опыт АТ-18, раствор 0,1 моль CaCl_2); б — на границе волластонитовой и эпидот-клинопироксеновой зон (опыт АТ-23, раствор 1 моль NaCl + 0,1 моль KCl); в — в пределах трех зон колонки одновременно (опыт АТ-22, раствор 0,1 моль NaCl + 0,1 моль KCl). $T = 450^\circ \text{C}$, $P = 10^2 \text{ МПа}$, выдержка 2 недели. Обозначения минералов: Сс — кальцит, Wo — волластонит, Ep — эпидот, Cpx — моноклинный пироксен, Ksp — калиевый полевой шпат, Gr — гранат

уравновешивая этот процесс, происходит восстановление сульфатной серы, присутствующей в растворе, до сульфидной, с выделением минеральных фаз (в нашем случае галенита и сфалерита).

Эффект интенсификации скарнового процесса в присутствии компонентов сульфидных руд в фильтрующихся растворах следует учитывать при анализе природных процессов. Рудные компоненты содержатся лишь в растворах, продвигающихся вдоль горизонтов с сингенетичным оруденением. Именно поэтому скарновые явления и развиты преимущественно в породах таких слоев, в нашем случае в известняках калькаратусового горизонта. В подстилающей и перекрывающей частях карбонатной толщи, при отсутствии там пород с сингенетичной рудной вкрапленностью, скарновые явления могут быть развиты лишь в угнетенной форме.

Наблюдения показывают, что процессы скарнообразования начались в ореоле батолита еще до внедрения наиболее древних гранитоидных даек, представленных гранодиорит-порфирами, и закончились уже после внедрения наиболее молодых даек кварцевых порфиров (рис. 4).

Волластонитовые скарны, заместившие кремнистые прослойки среди известняков, срезаются внешней границей скарновой залежи, формирующейся в контакте секущей дайки гранодиорит-порфиров (см. рис. 4, а). Ранние скарны, заместившие кремни, стерильны в отношении многих компонентов скарна, т.к. минералообразование протекало с использованием лишь компонентов кремня и известняка. После внедрения дайки гранодиорит-порфира характер скарнообразования меняется — биметасоматические реакции в ее контактах, при наличии всего комплекса компонентов гранитоида, обуславливают развитие хорошо выраженной зональности скарновой залежи с эпидотовой, гранат-пироксеновой и бустамитовой зонами.

Характерная структура, возникшая при косом пересечении поздними дайками тонкослоистой карбонатной толщи, содержащей тела массивных более прочных пород, в данном случае более древней дайки, показана на рис. 4, б. Кососекущая дайка диабазовых порфиров при пересечении дайки кварцевых порфиров делает резкий коленобразный изгиб, отражая преломление на-

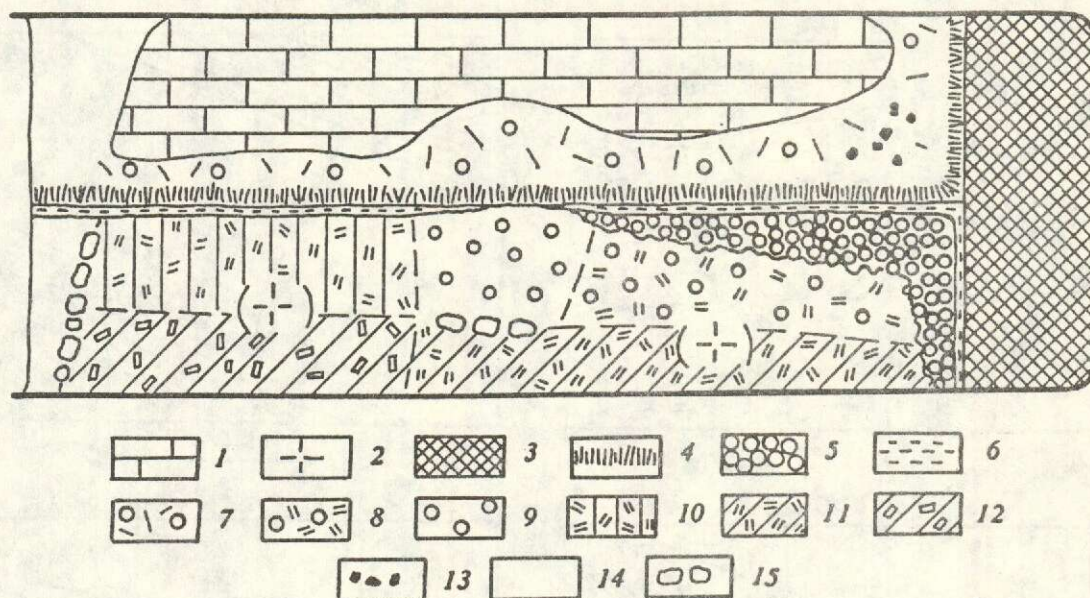


Рис. 3. Изменение интенсивности скарнового процесса в зависимости от обогащенности системы рудными компонентами, схема строения препарата, опыт АТ-73:

1 — известняк, 2 — гранодиорит-порфир (полностью преобразован), 3 — смесь измельченных галенита, сфалерита, халькопирита и клинопироксена, интенсивно перекристаллизованная с исчезновением клинопироксена и появлением андрадита и волластонита; зоны плотного сложения: 4 — волластонитовая, 5 — гранатовая; зоны «разреженной» структуры (преимущественного выноса вещества): 6 — пироксеновая (Срх 22—24), 7 — гранат-волластонитовая (Gr 12—32), 8 — гранат (Gr 13—27)-пироксеновая (Срх 18—24), 9 — гранатовая (Gr 13—16), 10 — пироксен (Срх 11—22)-плаггиоклазовая (Pl 81—85); околоскарновые породы: 11 — пироксен (Срх 16—20)-калишпатовая, 12 — эпидот-калишпатовая; 13 — новообразованные галенит и сфалерит; 14 — зона выщелачивания пород около открытого конца ампулы; 15 — выделения сульфат-канкринита. Цифры в обозначениях минералов означают пределы содержаний в % геденбергитового минала для клинопироксена, андрадитового минала для граната и номер — для плаггиоклаза

правляющего разрывного нарушения, рассекающего породы разной механической прочности. Аналогичная структура возникла при пересечении Центральной гранодиорит-порфировой дайки месторождения Чалата дайками гранит- и кварцевых порфиров (см. рис. 4, в). Здесь важно подчеркнуть, что молодые дайки круто пересекают не только тело самой Центральной дайки, но и скарновые залежи, развитые в ее лежачем и висячем боках.

В центральной части месторождения Алтын-Топкан дайка кварцевых порфиров, косесекающая относительно карбонатной толщи, Д₃, достигая контакта скарновой залежи, делает резкий изгиб и, круто пересекая скарновое тело, уходит в толщу эффузивов нижнего девона (см. рис. 4, г). Формирование этой структуры свидетельствует, что скарновая залежь была уже сформирована к моменту внедрения дайки. Наличие мало-

мощных скарновых оторочек в контактах даек кварцевых порфиров указывает на то, что скарнообразование продолжалось еще некоторое время и после внедрения этих пород.

Процессы скарнообразования протекали в продолжение всего периода существования термического ореола Кураминского батолита. Последовательная смена минеральных ассоциаций в скарнах отражает постепенное снижение температуры в ореоле. Неоднократное внедрение даек не прерывало хода метасоматических процессов. При этом более древние дайки оказываются, при прочих равных условиях, сильнее измененными, т.к. они дольше были подвержены воздействию процессов скарнообразования.

В локализации скарново-рудных месторождений Алтын-Топканского рудного района не проявлен контроль со стороны крупных разрывных нарушений, которые могли

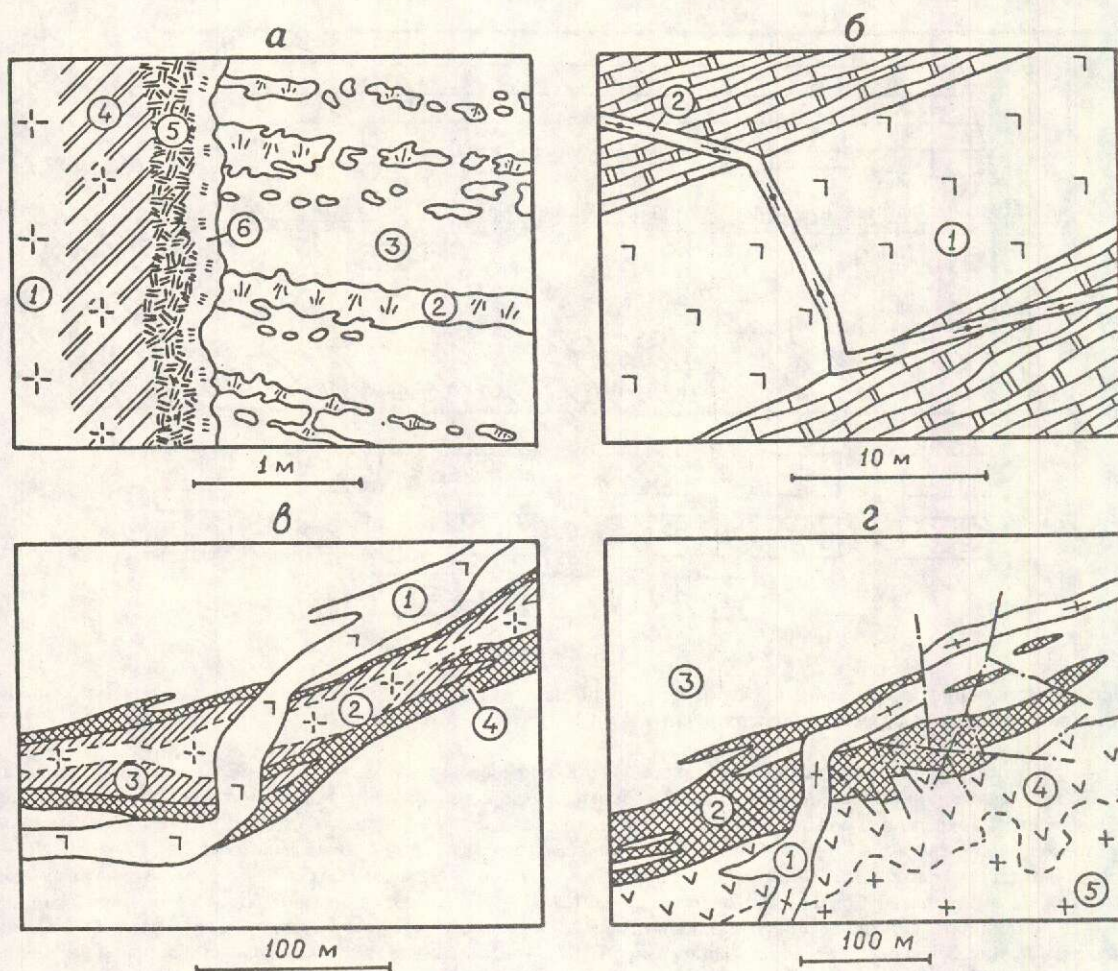


Рис. 4. Структурные взаимоотношения даек и скарнов на месторождениях Алтын-Топканского рудного района:

а — срезание дайкой гранодиорит-порфиров (1) волластонитовых скарнов (2) в известняках (3). Зоны биметасоматической скарновой колонки в контакте дайки: 4 — эпидотовая, 5 — гранат-пироксеновая с богатой вкрапленностью сульфидов, 6 — бустамитовая; *б* — пересечение дайкой гранит-порфиров (1) дайкой диабазовых порфиров (2); *в* — пересечение дайкой гранит-порфиров (1) дайкой гранодиорит-порфиров (2) и скарновых залежей в ее контакте (3 — безрудные скарны, 4 — рудные скарны, месторождение Чалата); *г* — пересечение дайкой кварцевых порфиров (1) скарновой залежи (2), 3 — глинисто-доломитистые известняки, Д₃, 4 — терригенно-эффузивные породы, Д₁₋₂, 5 — гранитоиды Кураминского интрузива, месторождение Алтын-Топкан, горизонт 1400 м

бы рассматриваться как канал поступления растворов. В литературе в качестве такой структуры указывается Приконтактовый разлом [8, 9, 10 и др.]. Материалы, полученные нами при детальном геологическом картировании подземных горизонтов, показывают, что более реальна иная трактовка структурной позиции месторождений.

Приконтактовый разлом был выделен на начальных этапах изучения Алтын-Топканского месторождения. Тогда он фиксировался в виде мощной зоны бластомилонитов,

проходящей вдоль контакта гранитоидов Кураминского батолита с известняками, к которой непосредственно прилежала скарно-рудная залежь [6]. Позднее, однако, было установлено, что породы, принимавшиеся за бластомилониты, являются в разной степени гидротермально переработанными терригенными и эффузивными накоплениями нижних отделов девона. В качестве Приконтактового разлома начали описывать вообще всю площадь распространения тонкослоистой карбонатной толщи Д₃. Эта толща

действительно чрезвычайно сильно дислоцирована и вмещает большое количество дайковых тел.

На месторождении Алтын-Топкан наиболее крупными нарушениями являются разрывы, ограничивающие область распространения тонкослоистых пород D_3 и отделяющие эти накопления от массивных известняков и доломитов нижнего карбона с севера и терригенно-вулканогенных образований D_{1-2} с юга. Толща нижнего карбона примыкает к плоскости одного из них, Северного шва, с резким, порядка 30° , угловым несогласием, что является свидетельством весьма больших смещений по этому разлому, проходивших, по-видимому, еще в период внедрения Кураминского батолита. Северный шов залечен телами даек гранит- и кварцевых порфиров (рис. 5).

Ни гидротермальной проработки пород, ни оруденения вдоль этого нарушения практически не наблюдается. Угловое несогласие, с которым тонкослоистая толща верхнего девона примыкает к плоскости Южного шва, выражено плохо. В западной части площади месторождения вдоль шва внедрены дайки гранодиорит-порфиров. В центральной части площади к плоскости Южного шва примыкает главная рудная залежь месторождения. При прослеживании в западном направлении эта залежь, постепенно уменьшаясь в мощности, сохраняет положение вплотную к плоскости шва. К востоку залежь все более отдаляется от этой разрывной плоскости. Можно полагать, что залежь сформировалась на участке косоугольного примыкания калькаратусового горизонта к плоскости срезающего толщу Южного шва. Это и обусловило линзовидную форму залежи. Уменьшение ее мощности к западу происходит вследствие постепенного тектонического выклинивания горизонта, к востоку — как результат затухания скарново-рудного процесса. Интенсивное развитие скарно- и рудообразования на участке примыкания калькаратусового горизонта к плоскости Южного шва обусловлено сочетанием комплекса благоприятных условий: сильным прогревом пород (со стороны батолита), поступлением растворов, несущих компоненты сульфидных руд (при пластовой фильтрации по первично-рудноносному калькаратусовому горизонту), наличием в контакте

с ним меланократовых вулканитов D_{1-2} (как источника Fe). Источником сульфатной серы являлись породы D_3 , содержащие многочисленные прослои ангидрита.

Месторождение Чалата располагается на значительном удалении от контакта Кураминского интрузива в толще тонкослоистых пород D_3 . Все крупные разрывные нарушения, закартированные на площади, не оказывают никакого влияния на размещение оруденения. В то же время здесь наиболее отчетливо проявлен стратиграфический контроль: скарново-рудные залежи висячем и лежащем контактах Центральной дайки гранодиорит-порфиров достаточно интенсивно развиваются лишь в пределах той части площади, где эта дайка располагается среди пород калькаратусового горизонта.

Отсутствие контроля оруденения со стороны крупных разрывов района становится понятным при анализе общей схемы процесса. Разрывные нарушения, в большинстве своем крутопадающие, ориентированы поперечно по отношению к потоку растворов (рис. 6). Можно предположить, что за пределами термического ореола батолита по разломам могло происходить нисходящее движение метеорных вод.

Кроме месторождений, располагающихся в породах первично-рудноносного горизонта (Алтын-Топкан, Чалата, Кичик-Чалата, Ташбулак), на площади известны рудные скопления, залегающие среди известняков более высоких уровней карбонатного разреза (Северный Алтын-Топкан, Пай-Булак, Мышик-Кол, Перевальное). Источник рудных компонентов для них был тот же — первичная сингенетичная вкрапленность в породах D_3 . Продвижение рудного вещества осуществлялось вдоль крутопадающих даек, пересекающих на глубине первично-рудноносный горизонт. Этому способствовала повышенная проницаемость даек как более прогретых тел по сравнению с окружающими породами [13]. Благоприятным фактором является также более высокая растворимость рудных минералов в поровых растворах даек. О последнем свидетельствуют данные о растворимости галенита в растворах, буферированных в разных случаях или силикатной породой, или известняком. Растворимость сульфида свинца в поровом рас-

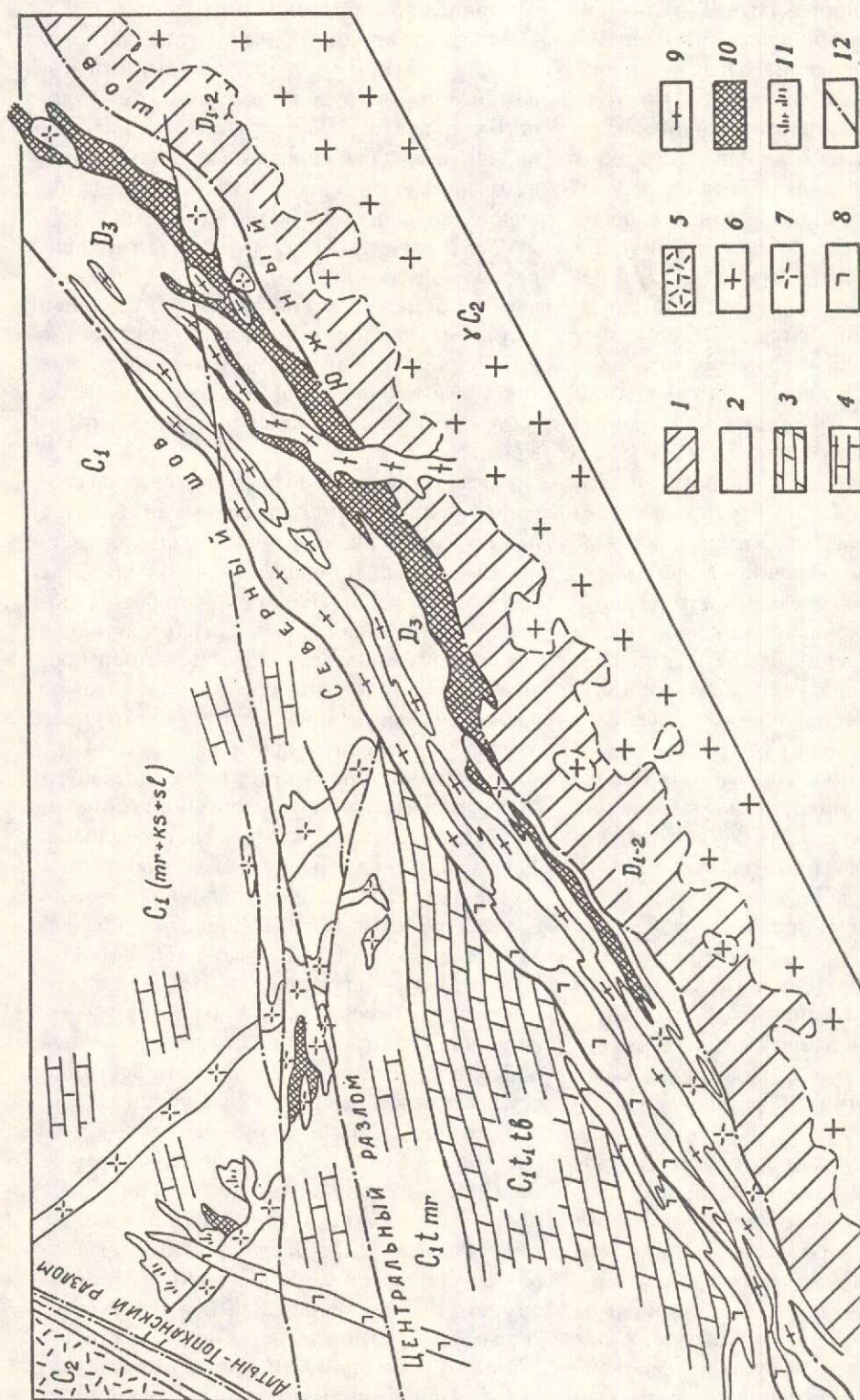


Рис. 5. Геологическая карта месторождений Алтын-Топкан и Северный Алтын-Топкан, на уровне 5-го горизонта:

1 — терригенно-вулканогенные накопления, D_{1-2} ; 2 — тонкослоистые глинисто-доломитистые известняки, D_3 ; 3 — доломиты ташбулакской свиты, C_1 ; 4 — грубослоистые известняки, C_1 (мирзарабадская, коксуйская и салляташская свиты); 5 — эффузивы, C_2 ; 6 — гранитоиды Кураминского массива; 7 — гранодиорит-порфиры; 8 — гранит-порфиры; 9 — кварцевые порфиры; 10 — скварново-рудные залежи; 11 — бустамитовые и родонитовые скарны; 12 — разрывные нарушения

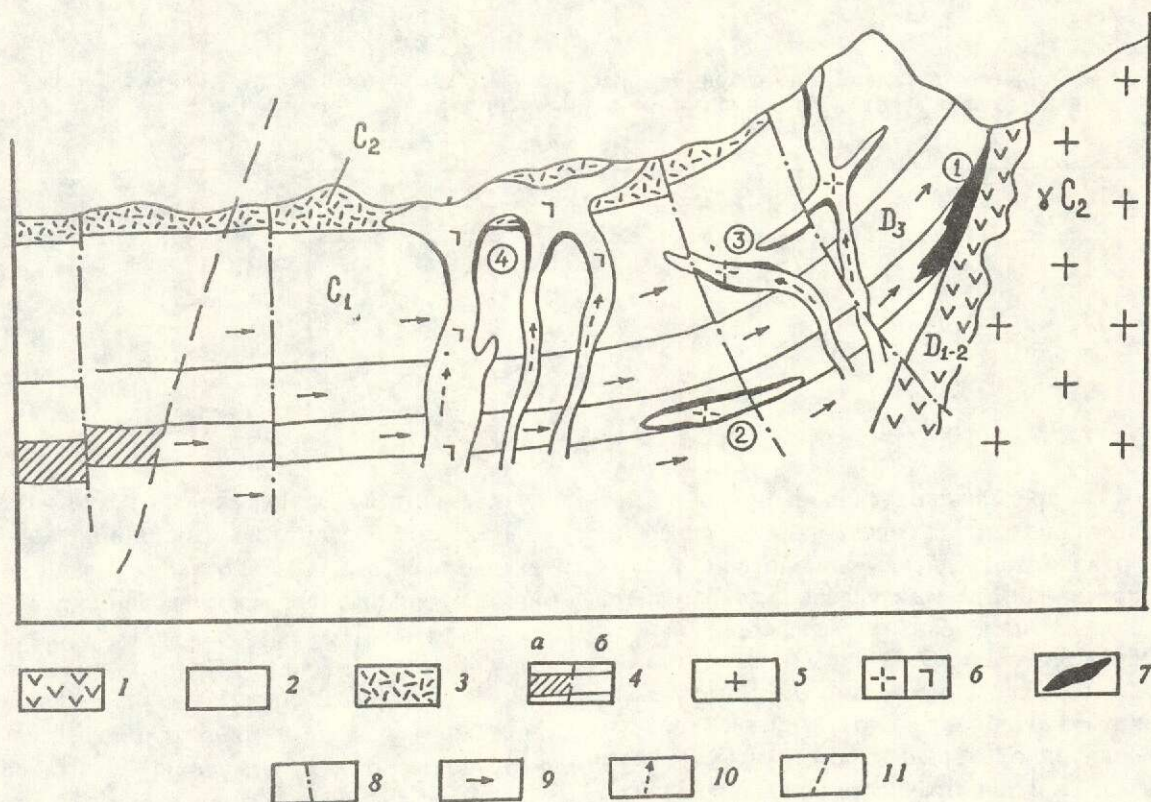


Рис. 6. Принципиальная схема образования скарново-полиметаллических месторождений в Алтын-Топканском рудном районе:

1 — терригенно-эффузивные породы, D_{1-2} ; 2 — карбонатные породы, D_3 и C_1 ; 3 — эффузивы, C_2 ; 4 — горизонт с сингенетической вкрапленностью галенита и сфалерита: а — вне пределов контактового ореола, б — в пределах ореола, с выщелоченной вкрапленностью; 5 — гранитоиды, C_2 (Кураминский батолит); 6 — гранитоиды дайкового комплекса: а — гранодиорит-порфиры, б — гранит-порфиры; 7 — скарново-рудные залежи; 8 — разрывные нарушения; 9 — направление фильтрации пластовых вод в пределах контактового ореола; 10 — продвижение растворенных рудных компонентов в поровых растворах дайковых пород; 11 — граница термического ореола батолита; цифры в кружках — позиции месторождений: 1 — Алтын-Топкан, 2 — Чалата, 3 — Северный Алтын-Топкан, 4 — Пай-Булак

творе гранодиорит-порфира при температурах более 450°C примерно вдвое выше, чем в поровом растворе известняка (таблица).

Предлагаемая модель формирования скарново-полиметаллических месторождений района кратко сводится к следующим положениям:

источником рудных веществ является сингенетичная рассеянная вкрапленность галенита и сфалерита в карбонатных породах D_3 ;

перенос металлов совершался в процессе конвективного движения растворов в термическом ореоле Кураминского батолита, процесс развивался в продолжении всего периода существования достаточно высоких температур в ореоле;

анизотропия осадочной толщи обуславливает пластовую направленность потока. Благодаря этому не происходит рассеяния рудного вещества, которое при своем движении по направлению к границе батолита остается в пределах первоначально рудоносного горизонта;

крупные разрывные нарушения в пределах района не играли роли раствороподводящих структур вследствие того, что они по-преимуществу ориентированы поперечно к потоку;

рудная минерализация развивалась одновременно с формированием скарнов. Впоследствии, при понижении температуры, рудная вкрапленность трансформировалась, приобретая черты «наложенности»;

Растворимость галенита в хлоридном растворе (0,1 моль NaCl + 0,1 моль KCl) при разных температурах и буферировании разными породами (в г/кг H₂O). P = 10 МПа.

T° C	Буферирующая порода	
	Гранодиорит-порфир	Известняк
400	0,06	0,01
450	0,90	0,42
		0,12
500	1,63	1,11
550	3,59	1,62
	3,60	1,60
600	8,45	4,51

в продолжение скарново-рудного процесса происходило неоднократное внедрение гранитоидных даек. Более древние из них, при прочих равных условиях, оказываются сильнее измененными вследствие большей продолжительности воздействия на них факторов скарнирования. Одна и та же дайка может обнаруживать двойственное соотношение со скарнами: пересекать скарновые залежи и при этом нести признаки наложенного скарнирования;

присутствие в растворах рудных компонентов является благоприятным условием для развития скарнового процесса. Именно поэтому скарновые залежи преимущественно располагаются в пределах первично-рудноносного горизонта;

развитие скарново-рудных залежей, располагающихся среди массивных известняков С₁, гипсометрически выше первично-рудноносного горизонта в составе отложений Д₃, обусловлено поступлением рудных компонентов по телам крутопадающих гранитоидных даек за счет их более высокой проницаемости и более высокой растворимости сульфидов в поровых растворах силикатных пород по сравнению с поровыми растворами окружающей карбонатной толщи.

Конвективная модель формирования месторождений района хорошо объясняет зональность в расположении рудных объектов разных масштабов. Чем больший объем рудоносного горизонта промывается пластывым потоком растворов, тем больше вероятность возникновения крупных рудных скоплений. Наиболее благоприятным является участок примыкания горизонта к интрузивному массиву, обусловившему прогрев пород, т.к. здесь может быть сконцентрировано

рудное вещество, привнесенное в результате «промывки» горизонта по всей ширине контактового ореола. Именно такую позицию занимает крупнейшее месторождение района — Алтын-Топкан. Осаждение руд на удалении от контакта интрузива, когда сбор рудного материала происходит с меньшей площади (короче путь фильтрации растворов), приводит к уменьшению масштабов рудных скоплений (месторождение Чалата, рудопоявления Кичик-Чалата, Ташбулак). Такая же закономерность прослеживается и для рудных скоплений, залегающих вне первично-рудноносного горизонта и связанных с крутопадающими гранитоидными дайками.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абдуллаев Ж.М. Генетическая связь оруденения с гранитоидными интрузивами. — М.: Госгеолтехиздат, 1954.
2. Абрамович Е.Л. О генезисе полиметаллического оруденения пластового типа в доломитах Калкан-Ата (Приташкентский район). // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1959. № 11. С. 21—30.
3. Ахмеджанов М.А., Мансуров М. Литолого-фациальные особенности и рудоносность верхнефранского подъяруса Кураминской подзоны // Полезные ископаемые Узбекистана и вопросы их генезиса. Наука, Уз.ССР, Ташкент, 1964. С. 152—157.
4. Бадалов С.Т., Виноградов В.И. К вопросу об источниках серы в эндогенных месторождениях Карамазара // Изотопы серы и вопросы рудообразования. — М.: Наука, 1967.
5. Воронич В.А. Некоторые статистические данные о размещении полиметаллической минерализации в Карамазаре // Узб. геол. журнал, 1959. № 2. С. 50—61.
6. Даминова А.М. Полиметаллическое месторождение Алтын-Топкан в Карамазаре // Цветные металлы. № 11. С. 15—22.
7. Ежов С.В. Соотношение процессов скарнообразования и отложения сульфидных руд на полиметал-

- лических месторождениях Алтын-Топканского рудного района (Средняя Азия) // Геология рудных месторождений. 1994. Т. 36. № 3. С. 237—249.
8. Жариков В.А. Геология и метасоматические явления скарново-полиметаллических месторождений Западного Карамазара // Тр. ИГЕМ. Вып. 14.
 9. Королев В.А. Морфологические типы рудных тел Алтын-Топканского рудного поля // Тр. САИ-ГИМС. 1964. Вып. 4.
 10. Нечелюстов Н.В., Шехтман П.А., Шихин Ю.С. Геологические особенности размещения полиметаллических месторождений Западного Карамазара // Сб. материалов по геологии цветных, редких и благородных металлов. — М.: ЦНИГРИ, 1958. Вып. 3. С. 3—42.
 11. Низаметдинходжаев Н. Об осадочном генезисе свинцово-цинкового оруденения в известняках гор Калканата // Изв. АН УзССР. Сер. геол. 1957. № 3. С. 27—33.
 12. Попов В.М., Асаналиев У., Давыдов Г.Н. Типы свинцово-цинкового оруденения в девонских и нижнекарбонных отложениях Среднего Тянь-Шаня // Основные проблемы металлогении Тянь-Шаня. — Фрунзе: Илим, 1970. С. 546—552.
 13. Рундквист Д.В. О влиянии распределения температур на процессы метасоматического минералообразования. // Зап. ВМО, 1966. Вып. 5. Ч. 95. С. 509—525.
 14. Синяков В.И. Основы теории рудогенеза. — Л.: Недра, 1987.
 15. Тугаринов А.И., Змеенкова А.В. Об источниках рудного вещества при эндогенном рудообразовании // Сов. геология. 1960. № 4. С. 66—78.

Yezhov S. V.

A CONVECTIVE MODEL OF FORMATION OF BASE METALS SKARN DEPOSITS IN THE ALTYN-TOPKANSKY REGION AS A BASE FOR PREDICTION OF ORE MINERALIZATION

A hypothesis concerning the formation of complex-ore-skarn deposits in the course of convection of solutions within the thermal halo of an intrusive is proposed. The role of metal source is played by dispersed syngenetic galenite and sphalerite impregnation in carbonaceous rocks. Deposition of complex ores appears to proceed concurrently with skarn formation. An immediate batolite contact is likely to be the most favourable situation for the formation of large deposits

УДК 553.32.078

© М. М. Мстиславский, 1994

ПРИНЦИПЫ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ПРОМЫШЛЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МАРГАНЦА

М. М. МСТИСЛАВСКИЙ (ВИМС)

На примере марганцеворудных месторождений юга европейской части СНГ, Енисейского кряжа, Центрального Казахстана и др. рассматриваются особенности их образования, главные из которых принимаются в качестве поисковых критериев при перспективной оценке территорий.

Проблема прогнозирования месторождений марганца остается актуальной до настоящего времени не только в России, но и в мире. Генетические типы месторождений марганца весьма разнообразны. Однако до сих пор нет общепризнанной теории марганцеворудного процесса, что определяет отсутствие принципов хорошо продуманного прогнозирования и выделения перспективных терри-

торий под поиски месторождений марганца. Достоверно не разработан, например, даже такой важный вопрос, как разделение марганца и железа при образовании монометалльных марганцевых месторождений на континентах в противовес формированию комплексных железомарганцевых конкреций в океанах.

Рассмотрим проблему прогнозирования

марганцеворудных объектов на континентах путем обсуждения процессов рудогенеза марганца некоторых типов промышленных месторождений. Среди первичных и вторичных марганцевых руд наибольший интерес для прогнозирования представляют первичные. Критерии их локализации служат основой для прогнозной оценки территорий.

Исходя из разработанной автором генетической классификации месторождений марганца [13], рассмотрим систему прогнозирования промышленных объектов, таких как Никопольское, Чиатурское, Варненское на юго-востоке Европы, Порожинское — в Енисейском крае, Пай-Хойско-Новоземельский и более кратко Атасуйский (Центральный Казахстан) районы железо-марганцевых месторождений.

Основным регионом для анализа примем марганцеворудную провинцию с Никопольским, Чиатурским, Варненским (Оброчиште) месторождениями в нижнеолигоценовых (майкопских) отложениях, считавшимися «классически-осадочными» [24]. Рассмотрим для этих объектов тектоническую обстановку в момент марганцеворудного накопления и во время, непосредственно предшествовавшее ему. Это является главным фактором при прогнозировании.

Никопольское месторождение локализовано на Русской платформе, в южной части Украинского щита. Н.М.Страхов считал, что для крупнейших месторождений юга СССР нижнеолигоценового возраста — Никопольского, Большеотокмакского и Чиатурского тектоническая база довольно однотипна. Все они возникли на консолидированных площадях платформенного типа на фоне вялого тектонического режима [24].

Однако, при детальном анализе фактических материалов выяснилось, что тектонический режим в нижнеолигоценовую эпоху не был вялым, а напротив характеризовался определенной активизацией. А.И.Кривцовым показано, что на Украинском щите была развита палеозойско-мезозойская кора выветривания, по мощности достигающая в Южно-Украинском бассейне 70 м [10]. В этой коре локализованы Высокопольское и Южно-Никопольское месторождения и ряд рудопроявлений латеритных бокситов. Значительно реже встречаются

линзы осадочных переотложенных бокситов в основании континентальной бучакской свиты среднего эоцена Южно-Украинского бассейна [10].

Следовательно, образование палеозойско-мезозойской коры выветривания на Украинском щите и выщелачивание различных элементов при ее образовании происходили в добучакское время, т. е. до среднего эоцена, и в досреднеэоценовой коре выветривания никаких месторождений марганца не образовывалось. Никопольское, Большеотокмакское марганцевые месторождения в Южно-Украинском бассейне образовались значительно позднее — в нижнем олигоцене.

Быть может к нижнему олигоцену сформировалась новая кора выветривания? Фактический материал свидетельствует об обратном. Л.Е.Штеренбергом в нижнеолигоценовых отложениях региона установлена терригенно-минеральная зональность [24]. По югу Украинского щита развита кварц-олигомиктовая зона, наличие которой свидетельствует о размыве древней коры выветривания и переотложении ее в олигоцене бассейна. О постепенном нарастании сводовых поднятий Украинского щита к началу олигоцена указывает и то, что в это время из-под древней коры выветривания появились эрозионные окна, в которых обнажались коренные породы, не подвергшиеся никакому химическому выветриванию. На это указывает характер размещения тяжелых минералов и увеличение их количества по разрезу от среднего эоцена к олигоцену, что показано Г.Ю.Бутузовой [5, 12]. Из опубликованных фактических данных [24] следует вывод, что если в терригенном материале нижнеолигоценовых отложений сохранились неразложившимися даже такие неустойчивые минералы как роговые обманки, биотит, хлорит, хлоритоид, то никак нельзя предполагать возможность образования в раннем олигоцене новой коры выветривания. Из неразложившихся роговых обманок амфиболитов Украинского щита химическое извлечение марганца и переход его в воды олигоценного бассейна происходить не могло. Этой геохимической неразложившимся минералов как раз и соответствует иммобильность железа в породах водосборов, где его содержание в амфиболитах ме-

стами достигает 26,13 % [6, 24]. В тех же амфиболитах содержания марганца составляют от одного до нескольких кларков, максимально достигая в единичных случаях 0,99 % [6]. Если сравнить соотношения Mn (0,99 или 1 %) и Fe (26,13 %) из амфиболитов области сноса Украинского щита и из нижнеолигоценовых марганцевых руд Никопольского и Чиатурского месторождений, можно видеть, что содержания марганца в последних поднимаются до 31—54 %, тогда как содержания железа падают до 1—3 % [6]. В первичноокисных рудах Чиатурского месторождения концентрации марганца достигают 45—52 % при содержаниях железа 0,7—1,2 % [4, 6].

Какая же геологическая обстановка установилась перед эпохой промышленного марганцеворудного накопления в Южно-Украинском бассейне? В позднем эоцене после континентальных условий с угленакплением в бучакское время среднего эоцена на свод Украинского щита трансгрессировало море. Суша была полностью затоплена и перекрыта карбонатно-глинистыми отложениями. Возникло подводное малоамплитудное конседиментационное поднятие, оконтуренное изопакитами 10 и 25 м [2, 14]. Значения изопакит мелководных карбонатных отложений верхнего эоцена на всей Мизийско-Скифско-Туранской плите не превышают 200 м при длительности позднеэоценовой эпохи в 9 млн лет [3].

В раннеолигоценовую марганценосную эпоху тектоническая обстановка в регионе сильно изменилась. На рубеже эоцена и раннего олигоцена резко усилилась контрастность погружений в пределах Скифско-Туранской плиты, где мощности нижнеолигоценовых отложений возросли до 300—500 м [2] за более короткий интервал времени в 5 млн лет [3, 12, 25]. Появились районы интенсивного погружения бассейна при общей формационной смене известняково-мергельного типа осадков позднего эоцена на преимущественно глинистый в олигоцене. Образовался субокеанический майкопский бассейн с комплексом ихтиофауны и млекопитающих открытого океана. О глубине бассейна говорят находки в майкопских глинах глазных аппаратов — фотофоров глубоководных светящихся рыб, обитавших,

по данным П.Г.Данильченко, на глубинах не менее 1 км [15].

Следовательно, действительно «вялый» тектонический режим, существовавший в среднем и позднем эоцене, сменился в раннем олигоцене контрастным развитием структур. Это была тафrogenная активизация с образованием глубоководных прогибов и поднятием пологих сводовых (но не горообразующих) структур, осложненных расколами, в том числе и по обновленным швам, в зонах глубинных разломов. На палеотектонической карте юга европейской части СССР эти структуры выделены в виде продольных рифтоподобных зон, поперечных зон глубинных разломов, в том числе проходящих через марганцеворудные поля [9, 12, 14].

Особенно ярко выявляется меридиональная Больше-Криворожская полоса разломов, в которую входят Евпаторийско-Криворожско-Кременгчугский и Западно-Приазовский глубинные разломы, ограничивающие соответственно с запада и востока Южно-Украинский марганцеворудный район. Ближе к центральной части последнего проходит Днепровско-Белозерский глубинный разлом [9], отделяющий восточную меридиональную часть олигоценовой депрессии с Больше-Токмакским месторождением от месторождений западной широтной части Южно-Украинского бассейна [12, 14]. Именно эти три нарушения среди поперечных глубинных разломов докембрийского заложения на всем Украинском щите претерпели кайнозойскую активизацию [9]. Благодаря этой активизации на окраине свода Украинского щита возникла блоковая структура с архипелагом нижнеолигоценовых островов, где были смыты средне- и верхнеэоценовые отложения и местами из-под размытой коры выветривания обнажен кристаллический докембрийский фундамент [12, 14]. Все изложенное свидетельствует о том, что ни размывавшаяся древняя кора выветривания, ни первичные неизмененные породы области сноса в раннем олигоцене не могли быть источником марганца для Никопольского, Больше-Токмакского и Чиатурского месторождений.

В работе В.П.Погребного [20] в кристаллическом фундаменте Украинского щита поблизости от Больше-Токмакского место-

рождения описано гидротермальное мономинеральное марганцевое оруденение, наложенное на линейную кору выветривания в субмеридиональной зоне разлома. Марганцевые массивные и пористо-ячеистые руды встречены скважиной в щели разлома на глубине 151,5—153,7 м. В ассоциации с марганитом постоянно встречается барит в виде включений и прожилков, а также гематит. Эти гидротермальные мономинеральные марганцевые руды по составу и постковровому возрасту очень близки к марганцевым рудам Никопольского месторождения. В связи с этим они также относятся, по-видимому, к нижнеолигоценовым [20].

Собственно гидротермальные месторождения марганца широко известны в мировой практике. Тем не менее, с обоснованием их гидротермально-осадочного происхождения согласны не все исследователи. Данная точка зрения детально обсуждается в двух книгах «Геология и геохимия марганца» [7] и «Марганцевое рудообразование на территории СССР» [11].

Генезис месторождений марганца в олигоценовых отложениях юго-востока европейской части СССР (СНГ) долгие годы считался классически-осадочным [24]. Вместе с тем в этой же марганцеворудной провинции, в Варненском районе Болгарии было описано вулканогенно-гидротермально-осадочное нижнеолигоценовое месторождение Оброчиште. Марганцеворудный пласт изменчивой мощности от 2 до 24 м формировался на фоне глинистого осадконакопления с примесью пирокластического материала [1]. На фактическом материале здесь было показано, что в начале олигоцена в морской бассейн выбрасывался пирокластический материал и изливались гидротермы, связанные с вулканизмом. Гидротермы были богаты марганцем и двуокисью кремнезема. При коагуляции этих растворов возникали первичные марганцевые руды, состоящие из марганцевых гидросиликатов. Часть гидросиликатов замещалась при диагенезе марганцевыми карбонатами, которые встречаются как в пизолитах и конкрециях, так и в цементирующей массе. Основные минералы рудного пласта представлены родохрозитом, манганокальцитом и группой марганцевых гидросиликатов с непостоянным химическим составом. В пизолитах встречаются также опал, пирит и сульфид марганца

— алабандин. В последний этап формирования месторождения Оброчиште проявляется также собственно гидротермальная деятельность с образованием в нижних 2,5 метрах рудного пласта прожилков алабандина, барита и родохрозита [1]. При сравнении месторождений Оброчиште и Чиатуры можно видеть, что они принадлежат к одному и тому же вулканогенно-гидротермально-осадочному типу образований. Для Оброчиште это было показано Б.Алексиевым и Кр.Богдановой, а для Чиатурского месторождения еще ранее — Г.С.Дзоценидзе [8] и другими исследователями [7, 11]. На Чиатуре среди карбонатных марганцевых руд нагорья Дарквети в прожилках также был обнаружен алабандин [21].

Марганцеворудный пласт Чиатурского месторождения содержит значительные концентрации кобальта и никеля, благодаря которым он представлялся как комплексный марганец-кобальт-никелевый объект [4]. Повышенные содержания Mn, Ni, Co, Cu, Ba, отчасти Mo, V тяготеют к зоне Главного разлома не только в самом марганцеворудном нижнеолигоценовом пласте, но и в марганценосном трещиноватом столбе среди верхнемеловых известняков [14]. В марганценосном столбе содержания Ni, Co, Cu, Ba возрастают очень резко.

Столь же аномален процесс хемогенного и связанного с ним биогенного кремнезема на Чиатурском месторождении, на котором опаловые породы (силициты), опоки, спонголиты латерально сменяются майкопскими глинами [4, 7, 8, 11]. В Оброчиште, кроме опала и сами руды представлены гидросиликатами марганца — неотокитом и др. [1].

Глинистые минералы на месторождениях Никополя, Чиатуры и Оброчиште представлены высокожелезистым монтмориллонитом типа нонтронита. Монтмориллонит этих месторождений находится часто в сростании с высококремнеземистым цеолитом-клиноптилолитом, а также в ассоциации с филлипситом, глауконитом [1, 11, 24]. Аномальный состав глинистых минералов нижнеолигоценовых месторождений вызывал удивление Н.М.Страхова и других авторов монографии «Геохимия осадочного марганцеворудного процесса» [24].

При обсуждении условий формирования

описанных месторождений была выдвинута гипотеза о транспортировке растворенного марганца восходящими водами бассейна [22]. Она появилась вслед за обоснованием нами зон апвеллинга в майкопском сероводородном бассейне с массовой гибелью ихтиофауны [15]. В последнее время эта гипотеза несколько модернизировалась с привлечением идеи о гидротермальном привносе марганца в майкопский бассейн, дальнейшем накоплении его в сероводородной зоне и, наконец, после этого выносе на шельф и образовании там месторождений при очередной тектонической перестройке [23]. Однако, эти идеи не согласуются с фактическим материалом. Нами было показано [17], что после выравнивания майкопского бассейна в соленовское время среднего олигоцена регионально накопились глинисто-карбонатные осадки остракодового (соленовского) горизонта. Вслед за этим, в период нового конседиментационного прогибания Мангышлака произошло углубление майкопского бассейна с нарастанием сероводородного заражения в карагиинское время верхнего олигоцена. Мощность карагиинской свиты достигает 300—350 м, а насыщенность остатками ихтиофауны максимальна за счет ее массовой гибели [15]. В залежах костного детрита рыб образовались редкометалльно-урановые месторождения [23].

В основании среднекарагиинской подсвиты в ряде районов Мангышлака откартированы сульфидные, пирит-мельниковитовые прослои [17]. Они, как и отложения, насыщенные остатками рыб, свидетельствуют о контрастном проявлении сероводородного заражения в водах верхнеолигоценового, майкопского, бассейна. Сероводородное заражение существовало миллионы лет в верхнеолигоценовом бассейне не только на Мангышлаке, но и в Ергенях, Предкавказье, Болгарии и т.д. Однако, нигде на этой обширной территории оно не привело к марганцевородному накоплению, а верхнеолигоценовые отложения не отличаются хотя бы повышенной марганценосностью.

Порожинский марганцевородный район с одноименным месторождением в отложениях венда на севере Енисейского края [16] расположен в пределах одного из двух вендских позднеорогенных смежных проги-

бов — Вороговском, при полном отсутствии синхронного марганцевого оруденения в соседнем Тейско-Чапском. Первый из них локализован на блоке эвгеосинклинальной Приенисейской зоны докембрийских пород, а второй — на миогеосинклинальном аматичном блоке юго-западной окраины Сибирской платформы.

Вороговская серия сложена снизу вверх: терригенно-карбонатной флишевой формацией, карбонатно-кремнистой марганценовой и карбонатно-терригенной флишеидной формациями подъемской свиты, красноватой терригенной молассой немчанской свиты, несогласно перекрытых карбонатно-терригенной эвапоритовой формацией нижнего кембрия. Общая мощность разреза 7000 м [18]. Красноярскими геологами было установлено, что карбонатно-кремнистая формация подъемской свиты в Вороговском прогибе включает в себя как кремнистую марганценовую часть, так и подстилающие доломиты, а в Тейско-Чапском прогибе — представлена только доломитами подъемской свиты, на которых залегает регрессивная серия песчано-алевролитовой суворовской свиты и верхней пестроцветной молассы немчанской свиты [16].

Толща сероцветных доломитов подъемской свиты приурочена к границе двух преимущественно терригенных серий — вороговской и чапской и является как бы базальной толщей, подстилающей марганценовую кремнистую формацию Порожинского месторождения. Она выделяется в качестве нижнеподъемской свиты мощностью до 500 м [16].

Вышезалегающая марганценовая туфогенно-кремнистая формация (верхнеподъемская свита) подразделяется на две пачки или подформации, которые хорошо картируются на всей площади Порожинского месторождения. Нижняя пачка, туфогенная, рудоносная, мощностью 30—100 м, сложена туффитами и туфами с линзующимися пластами и линзами марганцевых руд. Туфы и туффиты впервые были определены В.Х.Наседкиной как продукты кислого подводного вулканизма, сложенные однородной пирокластикой: кварц, альбит, обломки кварцевого порфира, липарита. В неизменных туффитах отмечается повышенная щелочность 0,8—1,9 % $K_2O + Na_2O$ [16].

Верхняя пачка названной формации —

кремнистая или силицитовая мощностью 100—170 м марганцеворудных пластов не содержит, за исключением редких непромышленных линз вторичного инфильтрационного оруденения оксидов марганца, а также первичных гидротермальных прожилков и участков метасоматического оксидно-карбонатного марганцевого оруденения в зонах разломов.

Контакт между толщами (подформациями) туффитов и силицитов повсеместно четкий и согласный, тогда как контакт между толщами доломитов и туффитов в разных структурах неодинаков. Наиболее полные разрезы с постепенными переходами между толщами доломитов и туффитов наблюдались в направлении к центру Порожинской синклинали, на погруженных частях ее крыла. В антиклинальных структурах между толщами доломитов и туффитов часто наблюдается резкий контакт и угловое несогласие до 30—50°. Местами туффитовая толща трансгрессивно налегает на подстилающие породы, а в ее составе появляются марганцеворудные конседиментационные пластовые брекчии взламывания мощностью в первые метры с рудными минералами в обломках и цементе в виде манганита и родохрозита [16].

По мере фациального выклинивания туфогенно-кремнистой формации от Вороговского прогиба в сторону Тейско-Чапского прогиба и т.д. выклиниваются и марганцеворудные пласты. В породах чапской серии марганценосность отсутствует.

В тектоническом отношении Порожинское месторождение приурочено к продольной шовной зоне на пересечении ее со структурами поперечного Подкаменно-Тунгусского разлома. Два продольных прогиба-грабена протяженностью до 12 км, как и другие разноориентированные разломы и раздвиги глубинного заложения, конседиментационно и постконседиментационно проявлялись здесь начиная с венда. Это определило сложную мозаично-блоковую структуру месторождения. В ее пределах сформировался конседиментационный архипелаг островов, между которыми по разломам высачивались марганценосные растворы в бассейн, где формировался первичный ореол манганитовых (в головной части) и карбонатных (по периферии) руд [16]. В мел-палеогеновую эпоху

первичные руды, главным образом в поднятой части месторождения, были преобразованы в коре выветривания во вторичные руды. Эти последние разведывались красноярскими геологами Порожинской ГРП под карьерную отработку.

Порожинское месторождение — многопластовое. На разных его участках и в разных стратиграфических горизонтах внутри туффитовой пачки насчитывается до 30 рудных пластов и линз. Они образуют три группы сближенных рудных пластов, отличающихся ареалами своего распространения. Запасы марганца под карьерную добычу, а также запасы металла, расположенные на небольших глубинах (первые сотни метров), составляют около 300 млн т. Ресурсы марганца для Порожинского марганцеворудного района и Вороговского прогиба в целом, по-видимому, следует оценивать не менее чем в 1 млрд т. Количество окисноокисленных руд на месторождении, выраженное в процентах от общих запасов, составляет примерно 43 %, а карбонатных — 57 %.

Типы руд Порожинского месторождения представлены первичными и вторичными разностями. Первичные монометалльные марганцевые руды с содержанием железа не более 5 % локализованы в основном в пределах восточного фланга месторождения на крыле Порожинской синклинали. Эти руды в окисной фации представлены преимущественно манганитом, а в карбонатной — родохрозитом и мангано-кальцитом. Первичные окисные и карбонатные руды залегают в толще темно-серых и черных туфов и туффитов, обогащенных углеродистым веществом (до 1,67—1,92 %) и пиритом. Они слагают линзовидно-пластовые тела, мощностью от 2—3 м до 10—15 м и нередко включают прослой пестрых конседиментационных брекчий взламывания.

В зонах разломов манганит, нередко с родохрозитом и кальцитом, выполняет цемент внутриразломных тектонических брекчий. Манганит поздних генераций часто ассоциирует с криптомеланом и голландитом, которые содержат до 4,9 % K_2O и до 3,9 % BaO . В первичных рудах с манганитом ассоциируют хлорит и монтмориллонит, иногда — каолинит и гидрослюда. По данным кернового опробования Порожинской ГРП, в

рудах, сложенных преимущественно манганитом, содержание марганца по рудным телам колеблется от 13 до 48 %. Концентрации железа достигают 2,2—7,9 %, а фосфора — 0,15—0,8 % [16].

Карбонатные марганцевые руды встречаются в двух фациальных зонах: в промежуточной, в ассоциации с манганитом, и в зоне дальнего выклинивания рудных тел на крыле Порожинской синклинали, где они представлены кремнисто-карбонатными разностями. Внутри пирокластической массы последних наблюдаются псевдоолиты (0,3—3 мм), выполненные криптозернистой массой родохрозита с примесью манганокальцита, доломита, сидерита, пирита. В карбонатных прожилках, секущих туффиты и фтаниты, вместе с манганокальцитом встречается кутнагорит [16].

Окисленные марганцевые руды распространены в западной, приподнятой части месторождения, в геохимической зоне пострудной коры выветривания. Здесь вместо монометалльных марганцевых руд широко распространены железомарганцевые и марганцево-железные руды с гетитом и гидрогетитом, в которых содержание марганца нередко падает до 10—15 %, а железа увеличивается до 10—26 %. В окисленных рудах выделяются: пиролюзитовые, псиломелан-пиролюзитовые, рансеит-вернадит-псиломелановые руды.

Таким образом, особенности развития Порожинского марганцеворудного района выражаются в тектонической активизации обоих вендских орогенных прогибов — Вороговского и Тейско-Чапского. В Вороговском прогибе тафrogenная активизация с проседанием и углублением депрессии по разломам сопровождалась накоплением подводной туфогенно-кремнистой, специализированной по марганцу формации с манганитовым и родохрозит-мангано-кальцитово-кремнистым первичным оруденением. В Тейско-Чапском прогибе тафrogenной активизации не было. Там на нижнеподъемских доломитах сразу начала формироваться орогенная регрессивная терригенно-обломочная серия из песчано-алевролитовой суворовской свиты и пестроцветной молассы немчанской толщи.

В Пай-Хойско-Новоземельском бассейне марганцевые руды представлены

кремнисто-карбонатными породами с содержанием $MnO + MnO_2$ не более 25 %, а обычно — 15—20 %. Это — протяженный бассейн длиной до 900 км. При мощности марганценовой толщи в 160 м и суммарной мощности собственно марганценовых пластов 20—72 м ресурсы марганца предполагаются здесь в несколько десятков миллиардов тонн [19].

Возраст марганценовой толщи определяется как позднепалеозойский $C_3—P_1$. По этому стратиграфическому интервалу были проведены исследования пока лишь в 7 точках наблюдений, из которых две — по скважинам [19].

Регион сложен преимущественно осадочными породами палеозоя и нижнего триаса общей мощностью более 10—12 км. Вулканиды есть в верхнем девоне, а существенная примесь туфогенного материала присутствует в породах на границе перми и триаса. В раннем и среднем карбоне в западном и юго-западном обрамлении марганценового района, на острове Колгуев, в Печорском море и на западе Новой Земли накапливались типично платформенные мелководные органогенные известняки и даже гипсы. В пределах основного марганценового Рогачевско-Северо-Тайнинского участка уже весь средний карбон сложен кремнистыми аргиллитами. Верхний карбон и низы нижней перми сложены аргиллитами, кремнистыми аргиллитами с главными марганцеворудными, родохрозит-кремнистыми и кремнисто-родохрозитовыми прослоями. Карбонаты марганца представлены родохрозитом, манганокальцитом, кутнагоритом, манганосидеритом, марганцовистым кальцитом. Предполагается, что марганцево-кремнистые руды отлагались за перегибом шельфа на подводном материковом склоне [19]. С нашей точки зрения, в этих структурах как раз и должны были проявляться конседиментационные разломы с истечением по ним рудных растворов и силикатного (возможно туфового) материала.

Марганцевые руды упомянутых месторождений — монометалльные, безжелезные, образованные гидротермально-осадочным путем на фоне кларкового накопления железа в бассейне седиментации. Однако, надо учитывать, что имеются и другие, не монометалльные, а комплексные железо-

марганцевые и сульфидно-полиметаллические месторождения, как например, в Центральном Казахстане и т.д. Главное отличие областей монометалльного и комплексного рудообразования, с нашей точки зрения, состоит в том, что в районах образования комплексных месторождений синхронно с последними происходила эффузивная вулканическая деятельность. В Центральном Казахстане она проявилась в излиянии слабо дифференцированных субщелочных оливиновых базальтов с сопровождающим калиевым метасоматозом, или иначе, происходил вулканизм с образованием контрастно дифференцированной субщелочно-базальтово-щелочно-липаритовой формации, синхронно с которой в морском бассейне формировались железо-марганцевые месторождения [7, 11].

Принципы прогнозирования монометалльных марганцевых и комплексных железо-марганцевых месторождений во многом аналогичны. Это обнаруживается при рассмотрении особенностей Атасуйского рудного района Центрального Казахстана, месторождения которого сформировались на стабилизированном Казахстанско-Тяньшанском срединном массиве. Железо-марганцевые месторождения фаменского возраста локализованы в крупном Успенско-Каракингирском прогибе, наложенном по секущим глубинным разломам на более древнее гетерогенное основание. Атасуйский район приурочен к области пересечения Успенско-Каракингирского прогиба с раннедевонским краевым вулканическим поясом [7, 11].

Рудная толща на месторождениях Атасуйского района сложена органогенно-детритовыми и красноцветными волнистослоистыми известняками, переслаивающимися с пластовыми и линзообразными телами яшм, марганцевых и железных руд. Встречаются пластовые тела эффузивов, представленных липаритовыми порфирами, миндалекаменными спилитами и фельзит-порфирами. Месторождения формировались на фоне расколов древнего фундамента и перемещения его блоков относительно друг друга. Это приводило к периодическому приоткрыванию каналов, обусловившему пульсационное поступление в морской бассейн восходящих рудных термальных растворов. В результате возникли многоярус-

ные тела окисных марганцевых (отчасти карбонатных), железо-марганцевых и железных руд. Особенностью рудонакопления явилась тесная ассоциация железных руд с кремнистым веществом (яшмы), а марганцевых — с карбонатами. Накопление рудного вещества происходило в морском водоеме в конседиментационных условиях [11].

Атасуйские месторождения полифациальны и заключены в глинисто-кремнисто-карбонатных породах фации иловых впадин, в известняках фации рифового мелководья, в терригенных алевроит-псаммит-псефитовых породах прибрежно-пляжевых фаций, в вулканогенно-кремнисто-карбонатных породах фации склонов подводных вулканов и т.д. [7].

Прогнозирование марганцеворудных месторождений включает следующие необходимые исследования:

- выделение древнего крупного стабильного блока, типа жесткого срединного массива или щита;

- определение в пределах этого массива этапа тектонической стабилизации с перерывами в осадконакоплении, корами выветривания (позднее возможно размытыми), накоплением маломощных карбонатных формаций в течение значительного отрезка времени и т.п.;

- установление в областях, окружающих массив или щит тафrogenной активизации с образованием или интенсивным углублением депрессий, прогибов, сопровождаемым сероводородным заражением застойных вод морского бассейна;

- выделение на щитах сводовых (но не горообразующих или орогенных) поднятий с активизацией глубинных разломов разных направлений.

Применяя вышеизложенные принципы прогнозирования, возможно наметить перспективные районы и прогнозируемую эпоху рудообразования. Глубины залегания прогнозируемых стратиграфически различных рудоносных горизонтов от дневной поверхности будут нередко значительными.

Первоочередным регионом для прогнозного анализа марганцевых и железо-марганцевых месторождений является, с нашей точки зрения, Сибирская платформа и ее окраинные блоки, ограниченные разломами. Сюда входит и рассмотренный Порожин-

ский марганцеворудный район Енисейского края.

В качестве примера территории, где необходима прогнозная оценка, приведем Присайский прогиб с марганцевыми рифейскими отложениями. Здесь известны три марганцевых уровня (горизонта): шангулжский и два тогульских (изанских). Благодаря тектонической стабильности района большое количество марганцевых и железомарганцевых проявлений сохранилось с рифея до настоящего времени. Значительное их разрушение произошло, по-видимому, в неотектоническую кайнозойскую эпоху. Рифейские отложения после неогеновой денудации были подвергнуты кайнозойской речной эрозии. Обогащенность марганцевым инфильтратом обнаруживается в гальках древнечетвертичного аллювия. Сам аллювий нередко перекрыт еще более молодыми нечетвертичными глыбовыми курумниками. В более погруженных структурах марганцевые рифейские отложения вообще не оценены бурением.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеев Б., Богданова Кр. Марганцевое месторождение Оброчиште // Двенадцать рудных месторождений Болгарии. — София, 1974.
2. Атлас литолого-палеогеографических карт Русской платформы и ее геосинклинального обрамления. — М.: ГУГК, 1961.
3. Афанасьев Г.Д., Зыков С.И. Геохронологическая шкала фанерозоя в свете новых значений постоянных распада. — М.: Наука, 1974.
4. Бетехтин А.Г., Авалиани Г.А., Гавашели А.В. и др. Чиатурское месторождение марганца. — М.: Недра, 1964.
5. Бутузова Г.Ю. Ассоциации тяжелых минералов в палеогеновых отложениях Южно-Украинского марганцеворудного бассейна // Литология и полезные ископаемые. 1963. № 3. С. 64—81.
6. Варенцов И.М., Рахманов В.П. Месторождения марганца // Рудные месторождения СССР. — М.: Недра, 1974.
7. Геология и геохимия марганца. — М.: Наука, 1982.
8. Дзюцендзе Г.С. О генезисе Чиатурского месторождения марганца // Литология и полезные ископаемые. 1965. № 1. С. 3—18.
9. Карта тектонического районирования юга СССР. — М.: ГУГК, 1974.
10. Кривцов А.И. Мезозойские и кайнозойские бокситы СССР, их генезис и промышленное значение. Ч. 2. — Л.: Недра, 1969.
11. Марганцевое рудообразование на территории СССР. — М.: Наука, 1984.
12. Мстиславский М.М. Палеотектонические особенности локализации олигоценых марганцеворудных месторождений юга СССР // Докл. АН СССР. 1981. Т. 260. № 5. С. 1207—1213.
13. Мстиславский М.М. Закономерности образования месторождений марганца на континентах // Изв. вузов Геология и разведка. 1987. № 2. С. 47—54.
14. Мстиславский М.М. Об эндогенном источнике марганца осадочных марганцеворудных месторождений // Литогенез и рудообразование (критерии разграничения экзогенных и эндогенных процессов). — М., 1989.
15. Мстиславский М.М., Коченов А.В. Об условиях образования скоплений остатков рыб в майкопских отложениях // Изв. вузов. Геология и разведка. 1961. № 3. С. 3—16.
16. Мстиславский М.М., Потконен Н.И. Порожинское месторождение марганца в Енисейском крае // Геология рудных месторождений. 1990. № 3. С. 65—82.
17. Мстиславский М.М., Столяров А.С., Семенов Г.И., Кудрявцев Ю.С. Геологическое развитие Южного Мангашлака в средне- и верхнемайкопское время // Бюл. МОИП. 1966. № 6. С. 5—24.
18. Мусатов Д.И., Усталов В.В., Качевский Л.К. и др. Марганцевое оруденение в докембрии Енисейского края // Новые данные по марганцевым месторождениям СССР. — М., 1980.
19. Платонов Е.Г., Пышинева Л.Г., Устрицкий В.И. О генезисе карбонатных марганцевых руд Пай-Хойско-Новоземельского региона // Литология и полезные ископаемые. 1992. № 4. С. 63—76.
20. Погребной В.Т. Новый генетический тип марганцевых руд на Украинском щите // Докл. АН СССР. 1978. Т. 241. № 3. С. 670—674.
21. Потконен Н.И., Мстиславский М.М. Новые данные об алабандине Чиатурского месторождения марганца // Изв. вузов. Геология и разведка. 1986. № 6. С. 49—54.
22. Сапожников Д.Г. Об условиях образования марганцевых месторождений Юга Русской платформы и Крамско-Кавказской геосинклинали // Геология рудных месторождений. 1967. № 1. С. 66—74.
23. Столяров А.С. О генезисе крупнейших фанерозойских осадочных концентраций марганца и прогнозе их генетических аналогов в России // Отечественная геология. 1993. № 5. С. 28—33.
24. Страхов Н.М., Штеренберг Л.Е., Калинин В.В., Тихомирова Е.С. Геохимия осадочного марганцеворудного процесса. — М.: Наука, 1968.
25. Яншин А.Л., Басенцян Ш.А., Пилипенко А.И., Шлезингер А.Е. Новые данные о времени образования глубоководной Черноморской впадины // Докл. АН СССР. 1980. Т. 253. № 1. С. 223—228.

Mstislavsky M. M.

BASIC CONCEPTS OF PREDICTION OF COMMERCIAL MANGANESE DEPOSITS

By the examples of manganese-ore deposits of the South of European part of the CIS territory, the Yeniseysky ridge, Central, Kazakhstan etc., their formational peculiarities are considered. The essential features elucidated herein are adopted as prospecting criteria to be used in prospective assessment of territories



ЦНИГРИ

ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ ИНСТИТУТ
ЦВЕТНЫХ И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ

КОМПЛЕКС МЕТОДИК АНАЛИЗА ЖЕЛЕЗОМАРГАНЦЕВЫХ КОНКРЕЦИЙ, КОРОК ПОДВОДНЫХ ГОР И ГЛУБОКОВОДНЫХ СУЛЬФИДОВ.

Глубоководные железомарганцевые конкреции, корки с подводных гор и океанические сульфидные руды — важнейшие полезные ископаемые океана. Наибольший интерес представляют промышленные содержания кобальта, меди, никеля, марганца, свинца, цинка, платины в конкрециях и корках, цинка, меди, серебра и золота в сульфидных рудах.

В аналитических лабораториях ЦНИГРИ выполняется анализ конкреций, корок, океанических сульфидов на все ценные компоненты. Разрабо-

танные методики атомно-абсорбционного, атомно-эмиссионного и нейтронно-активационного определения железа, марганца, никеля, кобальта, меди, свинца, цинка, золота, платины, палладия, родия, рутения, осмия, иридия, редкоземельных элементов многократно проверены при анализе стандартных образцов конкреций, корок и сульфидных руд. Результаты анализа океанических руд, выполненные в ЦНИГРИ, опубликованы в международных и отечественных журналах, вошли в монографии по геологии и геохимии океанов и морей.

RL 8.18.

Адрес: 113545, г. Москва, Варшавское шоссе, 129«Б», ЦНИГРИ
Телефон: (095) 313-18-18, 315-26-38
Телетайп 114142 АДУЛЯР
Факс: (095) 315-27-01

© Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт
цветных и благородных металлов, 1993

МОДЕЛИ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ



УДК 553.041:001.5

© Л. П. Жоголев, С. А. Козлов, М. Б. Штокаленко, 1994

КОНЦЕПЦИЯ САМООРГАНИЗАЦИИ И ОСНОВНЫЕ ПРИНЦИПЫ КОЛИЧЕСТВЕННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ РУДНЫХ ОБЪЕКТОВ

Л. П. ЖОГОЛЕВ, С. А. КОЗЛОВ, М. Б. ШТОКАЛЕНКО (ВИРГ-Рудгеофизика)

Приводится описание математической модели, имитирующей формирование геохимических неоднородностей, и результаты вычислительного эксперимента на ПЭВМ. Предлагается схема методики прогнозирования рудных объектов на основе нелинейных преобразований в различных пространственно-временных масштабах («пересчет» упорядоченных структур) с использованием комплекса геологических, геофизических и геохимических данных.

Физические модели геологического пространства, а также математические методы, используемые при его описании, основаны на классических представлениях о сплошных однородных средах, линейных процессах и независимости их параметров от пространственно-временных масштабов. Несостоятельность этих представлений выявилась при исследованиях в глубоких и сверхглубоких скважинах, когда была наглядно продемонстрирована упрощенность моделей, используемых при интерпретации геофизических и геохимических наблюдений. Это относится также к моделям нефтегазоносных бассейнов, рудообразующих систем, рудных объектов, геохимических полей и т.д. Возможность развития принципиально новых представлений об этих системах появилась на основе концепции самоорганизации в открытых системах, дающей плодотворные идеи в различных отраслях науки и выразившейся в создании междисциплинарной науки — синергетики. В 1988 году в США состоялся симпозиум по самоорганизации в геологических системах, в 1991 году в Алма-Ате проведен семинар «Геологическая синергетика в металлогении, рудообразовании, прогнозе и разведке месторождений», а в 1992 году в Иркутске прошло совещание на тему «Синергетика геологических систем».

Структура геологических сред и характер процессов в них свидетельствуют о широком проявлении процессов самоорганизации в различных масштабах — от кристаллизации отдельных минералов до формирования геосфер. В Институте физики Земли предложена новая модель среды [4, 5], представляющая собой иерархическую самоподобную систему дискретностей (неоднородностей). Отличительной чертой этой среды является перестройка структуры, связанная с энергообменом между блоками. Эта модель подтверждается фактическим материалом, полученным при полевых и экспериментальных работах, а также теоретическими исследованиями и моделированием на ЭВМ. Выявлены аналогии между поведением неустойчивой системы блоков и сейсмическим процессом, а также динамикой нелинейных систем, изучаемых другими науками. Подобие структур в разных пространственно-временных масштабах отмечено для многих геофизических полей и процессов [1]. Самоподобные структуры выявлены при изучении распределения концентраций золота в карстовых полостях (Южная Якутия), в кварцевожилых зонах (Енисейский кряж) и в размещении золото-содержащих жильных тел (Южная Якутия) [10]. Самоподобные линзово-чешуйчатые

ансамбли с железистыми кварцитами описаны при изучении структурно-вещественных парагенезисов железных руд докембрия Кольского полуострова [2].

Главным следствием процессов самоорганизации является формирование упорядоченных структур. В геологических науках для характеристики упорядоченности макрообъектов употребляются термины «зональность» и «ритмичность», причем ритмичность рассматривается как частный случай зональности [8]. Развивая представления В.И.Смирнова о зональности рудных тел, А.Г.Твалчредидзе сформулировал положения о ритмичной зональности как об имманентном свойстве любого рудообразовательного процесса [9]. При этом отмечено, что зональность рудного тела может быть описана на разных таксономических уровнях. Упорядоченные структуры образуются элементами и их изотопами, минералами, изоморфными примесями, газожидкими включениями, рудными телами, месторождениями и т.д. Эта упорядоченность выявляется в процессе геологических, геохимических, геофизических, минералогических, петрофизических и других исследований и отражается в соответствующих параметрах. Проявление зональности рудных объектов на разных таксономических уровнях, а также ее отражение в разных по своей физико-химической природе показателях, свидетельствует о связи упорядоченности с наиболее фундаментальными и универсальными характеристиками процесса рудообразования. Изучению различных видов зональности рудных объектов на разных уровнях посвящено большое количество работ, в которых рассмотрены практически все типы рудных месторождений. Предложено множество моделей, с помощью которых объясняется тот или иной механизм формирования зональности, однако нет ни одной модели, в которой были бы связаны упорядоченные структуры на разных уровнях организации вещества. Такие модели могут быть построены на основе рассмотрения эволюции нелинейных динамико-информационных систем при определенных пространственно-временных соотношениях.

Математические модели, учитывающие нелинейный характер процессов в геологической среде, строятся по классической схеме — тот или иной процесс описывается дифферен-

циальными уравнениями, аналитические решения которых даются для некоторых частных случаев. Цель такого моделирования — показать возможность формирования ритмических структур вследствие реализации этого процесса (или процессов) и вычислить их параметры. Это представляет практический интерес, принимая во внимание, что различные параметры зональности (ритмичности) отражают специфические черты оруденения и могут быть использованы при решении задач прогнозирования. Однако при этом следует иметь в виду, что рудные объекты, представленные сложными иерархическими геохимическими системами, образуются в результате многообразных гетерогенных и гомогенных физико-химических реакций, определяются большим числом параметров, а вся совокупность факторов, определяющих рудообразующие процессы, вообще не может быть учтена. По-видимому, ситуация здесь аналогична той, которую охарактеризовал Р.Фейнман в лекциях по квантовой механике: «Проблема только в том, чтобы перепрыгнуть через одно препятствие — усвоить, что мы больше не имеем права *детально* описывать поведение частиц в пространстве». Наиболее перспективный путь при моделировании рудных объектов — составление математических моделей при достаточном общих предположениях о характере нелинейных процессов в нелинейных средах. Для этих моделей применяется новая методология исследования — вычислительный эксперимент, который предназначен для изучения, прогнозирования и оптимизации сложных многопараметровых нелинейных процессов, теоретическое и экспериментальное исследование которых традиционными методами затруднено или невозможно [7]. Это даст возможность изучать упорядоченные структуры на разных уровнях организации вещества, рассматривая их формирование под действием единого структурообразующего фактора (энергетического или информационного поля).

Нами построен один из вариантов математической модели открытой системы с положительными и отрицательными обратными связями, степень нелинейности которых может меняться. Модель представляет собой систему уравнений материального баланса, описывающих кинетику превращений и

миграцию веществ в однородной среде при определенных начальных и граничных условиях. Модель позволяет имитировать формирование геохимических неоднородностей в породе. В модели можно выделить три уровня организации:

уровень моделируемой системы, включающей формирующиеся неоднородности;

уровень среды, вмещающей систему неоднородностей;

уровень элементов (компонентов) системы, отношения (взаимодействия) которых определяют морфологию и устойчивость системы.

Исходное состояние среды: однородная проницаемая водонасыщенная среда, в которой равномерно рассеян в твердой фазе компонент А в виде примеси или составляющей минерала.

Начальное состояние системы: из среды в пространство системы поступает с постоянной скоростью энергетический поток, который может взаимодействовать с компонентом А непосредственно или через экстрагент.

Общая схема взаимодействий: необратимое выщелачивание из твердой фазы компонента А экстрагентом. В результате образуется подвижный (жидкий) компонент, который, в свою очередь, превращается в новый компонент твердой фазы В, причем последнее превращение — обратимое. Реакции гетерогенные, рост компонента В сопровождается освобождением экстрагента и его возвращением в подвижную фазу.

Кинетика превращений по стадиям определялась выражением $W_n = K_n C_{n_1}^{\nu_1} C_{n_2}^{\nu_2}$, где W_n — скорость n -го превращения, K_n — константа скорости превращения, C_{n_1} , C_{n_2} — концентрации компонентов, ν_1 , ν_2 — порядки реакций взаимодействия. Степень нелинейности модели определялась порядками реакций, которые задавались как целыми, так и дробными числами, что отражало характер процессов при выщелачивании и процессы кластеризации в жидкой фазе. Положительные обратные связи определялись топохимическими реакциями роста компонентов в твердой фазе, отрицательные — процессами выщелачивания. Константы скорости превращений и порядки

реакций взаимодействия являлись управляющими параметрами модели.

В зависимости от значений управляющих параметров модель позволяет имитировать формирование разнообразных ритмичных структур и различную степень концентрации компонента в системе. На рис. 1 представлены некоторые примеры таких систем, полученные в результате вычислительного эксперимента. Все содержания выражены в долях начального содержания компонента А. Каждый из приведенных примеров представляет собой зафиксированную в определенный момент времени структуру нелинейной динамической системы при различных значениях управляющих параметров. Модель позволяет наблюдать развитие системы от начала процесса до полного перераспределения первоначально равномерно рассеянного компонента. Модель самоподобна, т.к. линейные и временные единицы условны и связаны принятой за единицу скоростью энергетического потока. Это позволяет использовать модель для имитации структур, формирующихся в различных пространственно-временных масштабах. Мы не будем останавливаться на описании особенностей формирующихся ритмических структур, которые установлены нами в процессе вычислительного эксперимента, а рассмотрим некоторые вопросы, связанные с реализацией самоподобия модели.

Обычно при общем исследовании нелинейных математических моделей они линеаризуются с целью выяснения поведения системы в окрестностях особых точек. При этом выделяются области различного поведения системы при определенных соотношениях параметров. Пространственно-временные соотношения при этом не играют роли. Однако в геофизической среде, характеризующейся динамической структурой, между размерами L ее отдельностей, их энергонасыщенностью E и характерным временем T протекания процессов самоорганизации существуют соотношения вида $L \approx \sqrt[3]{E}$, $T \approx \sqrt[3]{E}$ [6]. Кроме того процессы массопереноса определяются степенью энергонасыщенности блока породы. Например, состояние кристалла при избыточной накачке энергии существенно отлично от обычного состояния

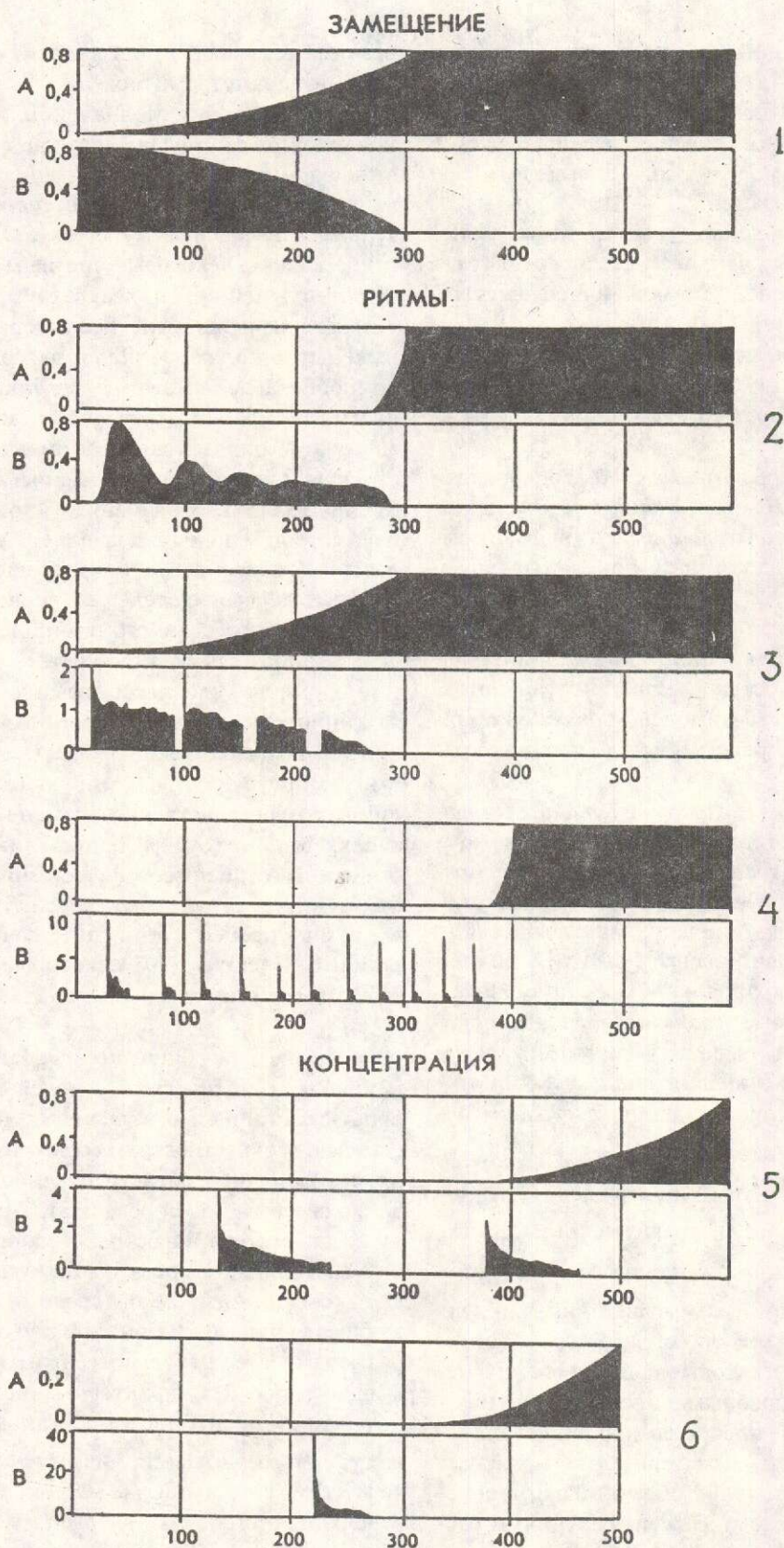


Рис. 1. Примеры структур, полученных при вычислительном эксперименте:

см. пояснения в тексте

[3]. Скорости массопереноса при этом на порядки отличаются от молекулярной диффузии, а химическая активность аномально высока. Все это свидетельствует о том, что при рассмотрении процессов концентрации рассеянных элементов в различных пространственно-временных масштабах подобие будет зависеть не только от соотношения размеров систем, но и от соотношения скоростей протекающих в них процессов. Поэтому «подобные» структуры будут выглядеть непривычно. Некоторое представление об этом можно получить, рассматривая примеры 1, 3, 5 конкретной реализации нашей модели на рис. 1. Они соответствуют последовательному увеличению пространственно-временного масштаба в 10^4 и в 10^6 раз и изменению одного из кинетических параметров.

Таким образом, энергетический поток в иерархической среде при сохранении некоторых общих нелинейных взаимодействий порождает различные по виду, но подобные (в рамках подобных преобразований управляющих параметров) структуры на разных уровнях. Можно считать, что геохимические структуры на разных иерархических уровнях связаны единым информационным полем, определяемым свойствами среды, характером нелинейных взаимодействий, пространственно-временными и кинетическими соотношениями процессов на этих уровнях и энергетическим потоком. Совокупная структура геохимических систем на разных иерархических уровнях это «память» (застывшая информация), отображающая динамику нелинейных иерархических систем (подобно столбчатым отдельностям базальтов, в которых зафиксирована конвективная неустойчивость Бенара). Поэтому изучение, сопоставление и моделирование упорядоченного распределения компонентов на разных иерархических уровнях весьма важно для различных прогнозных построений и позволяет использовать широкий комплекс методов в рамках единой методики прогнозирования рудных объектов.

Сущность предлагаемой методики заключается в том, что на базе геологических, минералогических, геохимических, физико-химических данных, полевых и лабораторных наблюдений на одном пространственно-временном уровне составляется математи-

ческая модель процесса, формирующего наблюдаемую на данном уровне T_i упорядоченность распределения какого-либо (или каких-либо) компонентов. С помощью этой модели проводится вычислительный эксперимент, в ходе которого уточняется модель, алгоритмы и программы, а также рассчитывается конфигурация упорядоченных структур на другом пространственно-временном уровне T_{i+k} . На этом уровне проводятся полевые и лабораторные исследования (или используются имеющиеся материалы) для сравнения вычисленных и наблюдаемых упорядоченных распределений. В случае необходимости проводится уточнение модели, алгоритмов и программ в целях получения наилучшего приближения наблюдаемых и вычисленных с помощью модели структур на двух уровнях. После этого производится «пересчет» (можно назвать это «аналитическим продолжением») структур на прогнозируемый уровень T_{i+k+1} , в результате чего получается структурная модель геохимических неоднородностей на уровне рудных тел и месторождений. В этой модели отражаются только геометрические особенности геохимических концентраций (можно назвать эту модель морфологической или морфоструктурной). С использованием геологических, геофизических и петрофизических данных и результатов математического моделирования составляется физико-геологическая модель (ФГМ) рудного объекта. С помощью ФГМ могут быть рассчитаны геофизические поля над объектом, проведено сравнение с имеющимися материалами, а также с материалами банка ФГМ. Интерпретация полученных данных может служить основанием для решения о проведении последующих геологических, геофизических или горно-буровых работ. Схема предложенной методики приведена на рис. 2.

Предлагаемая методика требует детальной разработки, в первую очередь, в направлении создания методики построения математических моделей нелинейных систем, выявления характеристик упорядоченного распределения компонентов на разных уровнях, изучения связи упорядоченных структур, формирующихся на разных пространственно-временных уровнях, а также решения ряда других вопросов методологического характера. Следует отметить, что впервые

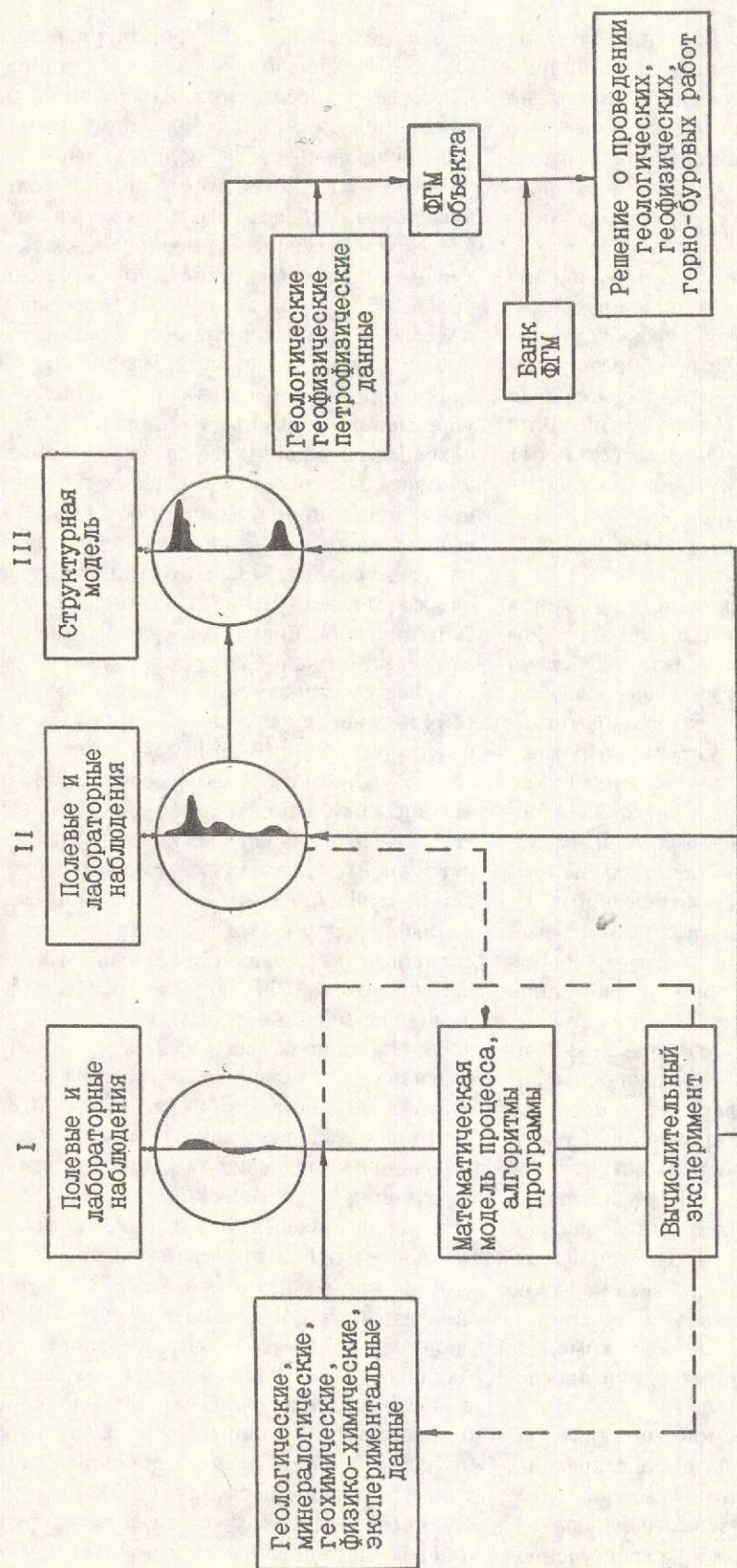


Рис. 2. Схема методики прогнозирования рудных объектов: I—III — уровни соответственно T_i , T_{i+k} , T_{i+k+l}

представляется возможность использовать весь комплекс исследований рудных объектов различными методами в рамках единой концепции самоорганизации, получив количественные оценки и большую достоверность результатов прогнозирования.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гейликман М.Б., Писаренко В.Ф. О самоподобии в геофизических явлениях // Дискретные свойства геофизической среды. — М.: Наука, 1989. С. 109—131.
2. Горяинов П.М., Балабонин Н.Л. Структурно-вещественные парагенезисы железных руд докембрия Кольского полуострова. — Л.: Наука, 1988.
3. Панин В.Е., Егорушкин В.Е., Хон Ю.А., Елсукова Т.Ф. Атом-вакансионные состояния в кристаллах // Изв. ВУЗов. Физика. 1988. № 12. С. 5—28.
4. Садовский М.А. О естественной кусковатости горных пород // Докл. АН СССР, 1979. Т. 247. № 4. С. 829—832.
5. Садовский М.А., Писаренко В.Ф., Родионов В.Н. От сейсмологии к геомеханике: О модели геофизической среды // Вестн. АН СССР, 1983. № 1. С. 82—88.
6. Садовский М.А., Писаренко В.Ф. Сейсмический процесс в блоковой среде. — М.: Наука, 1991.
7. Самарский А.А. Математическое моделирование и вычислительный эксперимент // Вестн. АН СССР, 1979. № 5. С. 38—49.
8. Смирнов В.И. Шесть типов первичной зональности гидротермальных рудных тел // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1957. № 3. С. 15—27.
9. Твалчредидзе А.Г. Теория ритмичной зональности рудных тел // Основные проблемы рудообразования и металлогении. — М.: Наука, 1990. С. 155—165.
10. Филонюк В.А. Структурные признаки саморазвития рудогенных процессов во времени и пространстве // Докл. АН СССР, 1984. Т. 275. № 2. С. 442—445.

Zhogolev L. P., Kozlov S. A., Shtokalenko M. B.

A SELF-ORGANIZATION CONCEPT AND BASIC PRINCIPLES OF QUANTITATIVE MODELLING OF ORE DEPOSITION

A description of a mathematical model developed for the purposes of simulating the formation of geochemical inhomogeneities is presented along with the results of PC-performed computational experiments. A methodological pattern is proposed for prognostication of ore objects, this pattern being based on nonlinear transformations at different space-time scales (a «scaling conversion» of ordered structures) and use of sets of geological and geophysical data

УДК. 553.411.069

©Ч.Х.Арифуров, В.И.Романов, Н.А.Вишневская, 1994

РЕГЕНЕРИРОВАННЫЕ ЗОЛОТОРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ «КЫЗЫЛКУМСКОГО» ТИПА

Ч.Х.АРИФУЛОВ, В.И.РОМАНОВ, Н.А.ВИШНЕВСКАЯ (ЦНИГРИ)

На примерах Мурунтауского, Даугызтауского, Амантайтауского и ряда других месторождений рассматриваются генетические аспекты регенерированного оруденения «кызылкумского» типа. Выделяются пять разновозрастных минеральных комплексов (групп золотоносных ассоциаций). Различия минерального состава руд на месторождениях определяются особенностями эволюции состава рудообразующих флюидов и спецификой геологической обстановки.

Кызылкумский сегмент Южно-Тяньшаньской складчатой области обладает уникальными запасами золота, сконцентрированными в ряде крупных золото-кварцевых, золото-сульфидно-кварцевых и золото-сульфидных месторождений (Мурунтау, Мютенбай, Даугызтау, Амантайтау и др.). Проблема феномена — «кызылкумского» типа оруденения — разрабатывалась на протяжении более четверти века исследователями различных геологических школ (В.Ф.Гарьковец, С.Т.Бадалов, С.Д.Шер, П.Ф.Иванкин и др.). Развитие представлений о генезисе кызылкумских месторождений стимулировало совершенствование рудно-формационного анализа и поисковых критериев для золоторудных месторождений, локализованных в черносланцевых литокомплексах. Интенсивный рост информации о строении золоторудных месторождений, полученной в ходе предварительной и детальной разведок месторождений Мурунтауского, Кокпатасского и Даугызтауского рудных полей, сблизил две ведущие, в прошлом альтернативные, концепции — осадочно-эпигенетическую и гидротермально-плутоногенную. Обе концепции основываются на признании золотой специализации рудовмещающих углеродисто-терригенных отложений бесапанской свиты. В связи с этим формирование промышленных руд рассматривается с позиций многоступенчатого концентрирования металла вследствие полифазальных метаморфо-метасоматических изменений в различных термоградиентных зонах орогенных гранитоидных плутонов. Яв-

ления разрушения, растворения и переотложения золоторудных минеральных комплексов, сингенетичных с вмещающими породами, в процессе складчатости, метаморфизма и гидротермально-метасоматических преобразований входят в понятие регенерационных процессов. Соответственно, месторождения, сформировавшиеся подобным способом, можно объединить термином «регенерированные». Термин впервые предложен Г.Шнейдерхёном [10], который, в свою очередь, трансформировал и применил понятие Г.Штилле о регенерированных складчатых областях к рудным месторождениям.

Многообразие структурно-вещественных типов золоторудных и золото-серебряных месторождений, развитых в Кызылкумском сегменте и их локализация в пределах рудоноснорудовмещающих углеродисто-терригенных отложений нижнего палеозоя, указывает на то, что золото отлагалось в разных геологических обстановках и условиях. Результатом этого стало образование различных по составу минеральных комплексов: золото-силикатно-кварцевого, золото-сульфидного, золото-полисульфидного, золото-серебро-сульфосольного, золото-теллуридного.

Высокая золотоносность Центральных Кызылкумов соотносится с особенностями глубинного строения. Кызылкумский сектор в сравнении с другими частями Южного Тянь-Шаня характеризуется сокращенной (около 35 км) мощностью коры, ее мозаичной гравитационной и магнитной неоднородностью и высоким тепловым потоком (приподнятость

изотермы точки Кюри до 20 км). В целом, по глубинному строению Кызылкумский сектор ближе к Кураминской зоне Среднего Тянь-Шаня, чем к другим секторам Южного Тянь-Шаня [8]. Наряду с этим, в нем наблюдается широкое развитие рифейских вулканогенно-карбонатно-кремнистых и кембро-ордовикских углеродисто-терригенных пород, которые характеризуются повышенной фоновой золотоносностью. Вскрытые эрозией гранитоидные плутоны по масштабности и широте распространения уступают Нуратинскому и Таджикскому секторам, однако, по геофизическим данным, на глубине уже около 1 км состав складчатого фундамента в Кызылкумах является преимущественно магматическим [8]. В пределах Кызылкумского сектора выделяются следующие металлогенические подзоны, соответствующие структурно-формационным подзонам [7]: Южно-Букантауская, Северо-Тамдытауская, Центрально-Кызылкумская, Кульджуктауская.

В пределах всех подзон широко распространены рифейские вулканогенно-доломито-кремнистые кембро-ордовикские терригенные породы, но в краевых зонах в пределах Южного Букантау и Кульджуктау, а также отчасти в Северном Тамдытау достаточно широко проявлены ордовикские и силурийские эффузивы основного состава, не свойственные для Центрально-Кызылкумской подзоны. Несмотря на то, что в целом для Южного Тянь-Шаня и, в частности, Кызылкумского сектора характерен сиалический профиль земной коры, представляется возможным рассматривать отдельные его части, соответствующие зонам глубинных разломов или древним рифтовым трогам с базитовым вулканизмом, как участки с корой переходного типа — фемически-сиалической.

В ряду магматических образований орогенной стадии в краевых зонах с развитием нижне-среднепалеозойского основного вулканизма проявляется габбро-гранодиорит-гранитовая формация, а в Центральных Кызылкумах гранодиорит-гранитовая. По-видимому, это является признаком влияния состава коры на характер интрузивного магматизма орогенного этапа. В Южно-Букантауской и Северо-Тамдытауской подзонах в ассоциации с основными вулканитами изве-

стны проявления золотосодержащей колчеданной и колчеданно-полиметаллической формаций. В Кульджуктауской и Северо-Тамдытауской подзонах в каменноугольных габброидах установлена минерализация фемического профиля: хромитовая, платиновая, кобальтовая, никелевая.

Во всех подзонах Кызылкумского сектора широко распространены проявления золото-кварцевой, золото-сульфидной, серебро-золото-сульфосольной формаций. Основная масса известных промышленных объектов сосредоточена в пределах Центрально-Кызылкумской подзоны. Общим для рудопоявлений золото-кварцевой формации Центрально-Кызылкумской подзоны является повышенное содержание вольфрама, а для золото-сульфидной — тесная связь с серебро-золото-сульфосольной субформацией. В пределах подзон Кызылкумского сектора известны также проявления скарново-магнетитового и редкометалльного оруденения в экзоконтактах гранитоидов карбон-пермского возраста. К настоящему времени в Кызылкумском секторе разведан ряд крупных золоторудных и золото-серебряных месторождений: в Южном Букантау — Кокпатас, Окжетпес; в Южном Тамдытау — Мурунтау, Мютенбай, Косманачи; в центральных Кызылкумах — Даугызтау, Высоковольное, Амантайтау. В Северо-Тамдытауской и Кульджуктауской подзонах промышленных объектов пока не установлено, но и для этих площадей характерна высокая степень рудонасыщенности.

Многообразие минеральных комплексов, образующих месторождения в углеродисто-терригенных толщах при доминирующей роли золото-сульфидных, золото-сульфидно-кварцевых и золото-кварцевых типов минерализации определило неоднозначность в терминологии рудных формаций. Так, наряду с традиционным названием формаций по составу минеральных комплексов, [9] в последних классификациях [6] систематика месторождений основывается на геологических обстановках формирования. Выделяется золото-углеродистая формация, объединяющая ряд субформаций: золото-сульфидную, золото-кварц-сульфидную, золото-кварцевую и др. В атласе геолого-генетических моделей золоторудных месторождений углеродисто-терриген-

1. Формационные типы (субформации) месторождений Кызылкумско-Нуратинской провинции

Сегмент	Месторождение, рудная зона	Субформации					Объемные метасоматиты						Околорудные метасоматиты				Контрастность зональности		
		Золото-силикатно-кварцевая	Золото-сульфидная	Золото-полисульфидная	Золото-серебро-сульфосольная	Золото-теллуридная	1	2	3	4	а	б	в	г	МК	СК	БК		
Кызылкупский	Кокпатас		XXX Py-Ars	X	X		XXX			X		XXX				XXX			
	Окжетпес				XXX Ag-Q		XX					XXX	XX				XXX?		
	Мурунтау	XXX Sh-Q	XXX Ars-Q; Py-Q	XX	XX		XXX	XXX	XXX	XXX	XX	XX	XX	X	XXX				
	Косманачи			X	XXX Tir-Ang-Mrg	X	XXX	X				XXX	XX	XX		XXX			
	Амантайтау		XXX Ars-Py-Q; Py	X	X		XX				XX	XXX	X		XXX				
	Даулызтау		XXX Ars-Py	X	X		XX					XXX	X		XXX				
	Высоковольное		XXX Ars-Py	X	XXX Tir-Dfr-Mrg.	XX	XX							X		XXX			

Сегмент	Месторождение, рудная зона	Субформации					Объемные метасоматиты					Околорудные метасоматиты				Контрастность зональности		
		Золото-сильнокварцевая	Золото-сульфидная	Золото-полисульфидная	Золото-серебро-сульфосольная	Золото-теллуридная	1	2	3	4		а	б	в	г	МК	СК	ВК
Н У Р А Т И Н С К И Й	Темиркабук		XX		XXX Ttr			XXX				X	XXX	X				XXX
	Синтаб			XX	XXX Ttr	X		X					X					XXX
	Чармитан							XXX	X	XXX		XXX	XX	XXX	X		XXX	
	Маджерум-Заргар	XX	XX	XXX Gl	XXX Gms			XX						XXX	XX			XXX
	Биран				XXX Sb			XX					XXX	XXX			XXX	
	Сармич	X		XXX Ars-Sf-Gl	XX		X	XXX					XXX					XXX
	Араб			XXX Ars-Sf-Gl	XXX Ttr-Act		X	XXX					XXX					XXX
	Центральный			XXX Ars-Gl-Sf				XXX					XXX					XXX

Примечание: золоторудные субформации выделены по характеру связи золота в минеральном комплексе. XXX — преобладает, XX — проявлен в слабой степени, X — проявлен в «латентной» форме. Py — пирит, Sh — шеслит, Ars — арсенопирит, Q — кварц, Pr — пирротин, Gl — галенит, Sf — сфалерит, Ag — самородное серебро, Ttr — тетраэдрит, And — андрит, Mrg — миарит, Dfr — диафорит, Sb — джемсонит, Gms — сульфогаленит без разделений, Act — акантит, I — кварц-мусковитовые грейзены, 2 — кварц-серпичитовые метасоматиты в зонах дислокационного метаморфизма, 3 — биотит-полевошпат-кварцевые метасоматиты, 4 — полевошпат-кварцевые метасоматиты; а — кварц-полевошпатовые, б — кварц-альбитовые, в — березиты, г — серицит-гидрослюдистые. МК — малокоонтрастные, СК — средние (умеренно)-контрастные, ВК — высококонтрастные.

2. Основные этапы минералообразования месторождений золото-силикатно-кварцевой (Мурунтауский тип)-I и золото-сульфидной (Даугызтауский тип)-II субформаций в углеродисто-терригенных породах Центральных Кызылкумов

Этапы минералообразования	Изменения пород и минеральные ассоциации	
	Тип-I	Тип-II
Региональный метаморфизм	Бiotит-хлоритовая субфация зеленосланцевой фации	Мусковит-хлоритовая субфация зеленосланцевой фации
Дислокационный метаморфизм, сопровождающийся ранним кремне-щелочным метасоматозом	Динамометаморфические сланцы, милониты, углеродистые катаклазиты, контролирующие распределение синкинематических кварцевожильных систем преимущественно в пологих зонах рассланцевания; формирование ассоциации кристаллобластического пирита и арсенопирита	Углеродистые милониты и катаклазиты; развитие сегрегаций антраксолит-кварцевого состава и жил хлорит-кварцевого состава в зонах складчато-разрывных дислокаций; формирование ассоциации кристаллобластического пирита
Щелочно-калиевый метасоматоз, сопряженный с формированием орогенных гранитоидов	Объемные зональные биотит-полевошпат-кварцевые метасоматиты; развитие халькопирит-пирит-пирротиновой ассоциации; калишпат-кварцевые околожильные метасоматиты и сопряженная с ними золото-шеелит-кварцевая ассоциация	Не проявлен
Внедрение даек пестрого состава	Пояса и рои даек по периферии месторождений	Единичные дайки на флангах рудного поля
Калий-натровые метасоматиты зон кислотного выщелачивания и сопряженного осаднения	Кварц-альбитовые околожильные метасоматиты, сопряженные с кварц-турмалиновыми брекчиями; отложение золото-арсенопирит-кварцевой, сфалерит-галенитовой и серебро-сульфосольной ассоциаций	Серицит-карбонат-пиритовые метасоматиты (березитоиды); отложение золото-арсенопирит-пиритовой, сфалерит-блекло-рудной и серебро-сульфоантимонитовой ассоциаций

ных комплексов [3] реализуется совмещение двух принципов классификации рудных формаций. На основе этого совмещения выделяется золото-сульфидно-кварц-углеродистая группа единого семейства (или серии) рудных формаций, образующих единый конвергентный ряд.

В дальнейшем будем придерживаться принципа соответствия иерархических уровней геологической и рудной формации. Тогда более низкий уровень организации — порода — будет соответствовать понятию субформации или минерального комплекса (с минералогической позиции) или «руды» (с геотехнологической позиции).

Сравнительный анализ минерального со-

става руд месторождений Кызылкумо-Нура-тинской золотоносной провинции Южного Тянь-Шаня свидетельствует о распространении на различных месторождениях однотипных по составу минеральных парагенезисов. На рудных объектах меняются количественные характеристики распространенности ассоциаций, типы их структурных связей положение в зональной рудной колонне, уровень концентрации золота, при сохраняющейся общей последовательности их отложения из растворов. В общем виде выделяется пять разновозрастных минеральных комплексов (групп золотоносных ассоциаций). При доминанте одного из комплексов (по распространенности

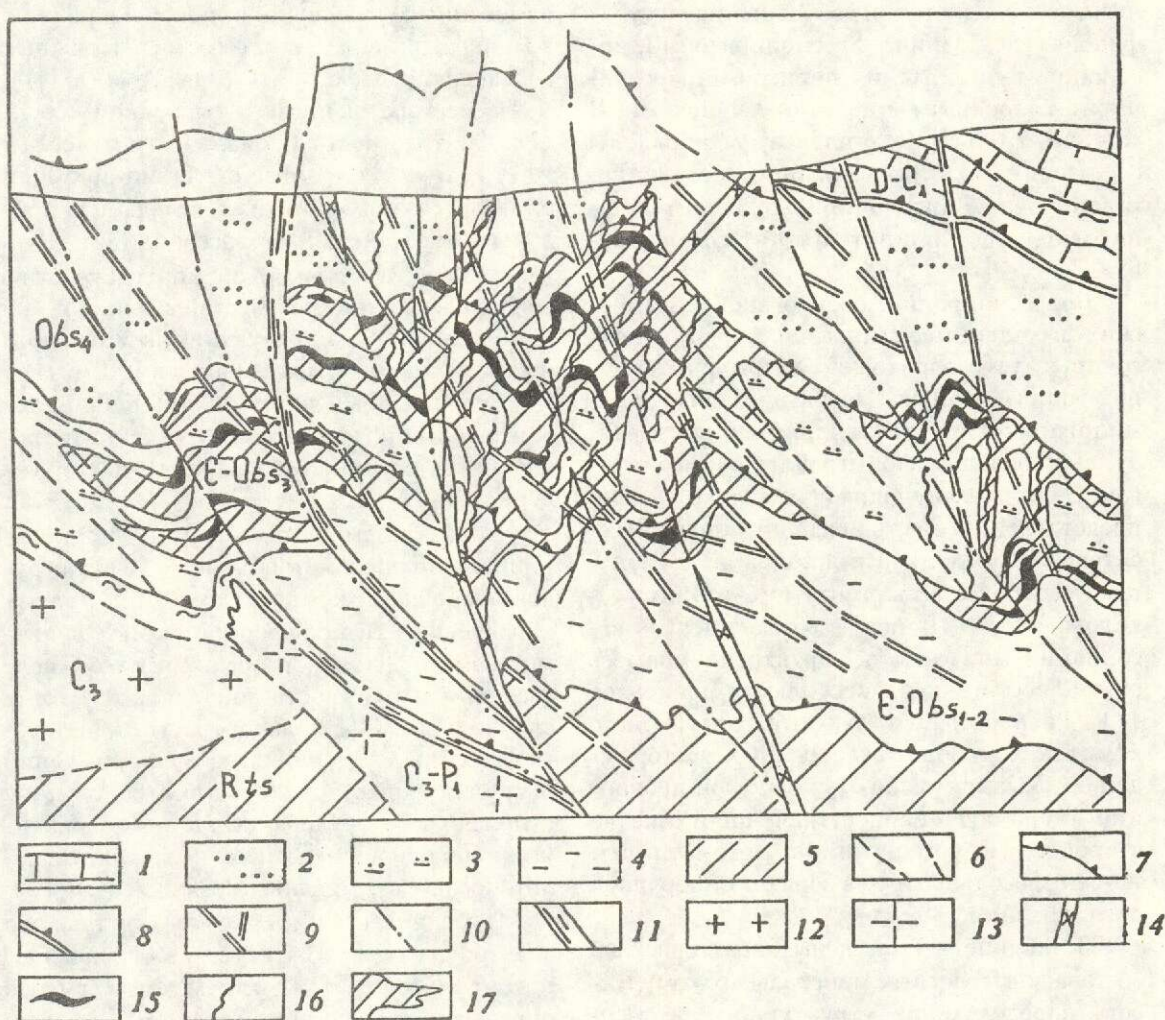


Рис. 1. Схема рудно-метасоматической зональности Мурунтауского рудного поля:

1 — известняково-доломитовая формация, D-C₁; 2 — флишодная алевролитно-песчаниковая толща верхней подсвиты беспанской свиты, Obs₄; 3 — фациально неоднородная сульфидоносная толща углистых сланцев, кремнистых сланцев, алевролитов и песчаников — подсвита «пестрый» беспан, Obs₃; 4 — алевролитно-песчано-сланцевый разрез низов беспанской свиты, Obs_{1,2}; 5 — вулканогенно-кремнисто-терригенный комплекс — тасказганская свита, Rts; 6 — метаморфическая полосчатость; 7 — субпослойные надвиговые зоны внутриформационного расланцевания; 8 — главная надвиговая зона; 9 — разломы взбросо-сдвигового типа; 10 — крутопадающие сбросо-сдвиги; 11 — зоны милонитизации; 12 — интрузии гранит-гранодиоритовой формации; 13 — лейкограниты; 14 — дайки сиенит-диоритовых порфиров; 15 — золотосодержащие субогласные кварцевые жилы первого этапа; 16 — крутопадающие золотосодержащие кварцевые и арсенопирит-кварцевые жилы второго этапа; 17 — штокерковые золото-кварцевые залежи

и золотосодержимости) задается облик, и соответственно, название субформации (табл. 1). В их ряду (от ранних к поздним) установлены следующие минеральные комплексы:

золото-силикатно-кварцевый;
золото-сульфидный;
золото-полисульфидный;

золото-серебро-сульфосольный;
золото-теллуридный.

В составе первого комплекса (субформации) известен один минеральный парагенезис — золото-кварцевый с переменным количеством шеелита (или золото-шеелит-кварцевый). В составе второго комплекса распространено ограниченное число параге-

незисов с различными соотношениями сульфидов железа: пирит-арсенопиритовый, арсенопирит-пиритовый, пиритовый, арсенопирит-кварцевый, пирротин-кварцевый. В составе третьего комплекса установлены следующие золотосодержащие ассоциации: галенитовая, арсенопирит-сфалерит-галенитовая, арсенопирит-галенит-сфалеритовая.

Более широкий спектр парагенетических ассоциаций установлен для четвертой группы: тетраэдритовая, тетраэдрит-андерит-миаргиритовая, тетраэдрит-диафорит-миаргиритовая, тетраэдрит-акантитовая, буланжерит-антимонитовая, джемсонитовая. Золото-теллуридный комплекс обычно представлен на месторождениях золото-гесситовой ассоциацией и ассоциацией амальгама серебра с алларгентумом, алтаитом и колорадоитом. Причем в составе первой ассоциации для золота характерна примесь ртути, достигающая нескольких процентов [1]. Распространение золото-теллуридного комплекса на золото-серебряных месторождениях Кызылкумско-Нуратинской провинции имеет подчиненное значение и связано с процессами регенерации золото-сульфидно-сульфосольных руд в зонах позднерудной аргиллизации.

В таблице 1 приведены характеристики состава золотосодержащих минеральных комплексов, определяющих структурно-вещественный облик месторождений Кызылкумско-Нуратинской провинции. Наряду с объектами, где доминирует один формационный тип руд, выделяются месторождения с преобладающим распространением руд двух субформаций. В определенной степени это сказывается на масштабах месторождений и связано с проявлением полиформационных объемных и около-трещинных метасоматитов (см. табл. 1).

Зональность распределения продуктивных минеральных комплексов и метасоматитов изменяется от малококонтрастной до высокококонтрастной. Для анализа контрастности зональности были использованы следующие условия:

к объектам с малококонтрастной зональностью отнесены месторождения, на которых в диапазоне до 500 м отмечаются незначительные изменения количественных соотношений минеральных парагенезисов или проявление «скрытой» зональности на уровне

изменения соотношений анионов и катионов в минералах переменного состава (сложные сульфиды, сульфосоли);

к месторождениям с умеренной (средней) контрастностью зональности отнесены те, у которых в диапазоне глубин до 500 м отмечается выклинивание отдельных продуктивных минеральных ассоциаций;

к объектам с высокой контрастностью зональности отнесены месторождения с выклиниванием ряда продуктивных минеральных ассоциаций в диапазоне до 200 м.

Вертикальный диапазон 500 м использован в соответствии с наиболее часто встречающейся глубиной скважин на месторождениях.

Показателем интенсивности регенерационных процессов в объеме рудоносно-рудовмещающего комплекса могут служить характеристики полиформационных рудно-метасоматических образований, в том числе степень контрастности зональности. Так, в случае объемных малококонтрастных метасоматических изменений, на месторождении Мурунтау реализуется крупнообъемное штокверковое оруденение на фоне практически полной деструкции сингенетических золотосодержащих сульфидных комплексов.

Изменчивость минерального состава руд золоторудных месторождений в «черносланцевом» комплексе Кызылкумского сегмента определяется различиями в состоянии и эволюции фазового состава рудорегенерирующих флюидных систем. Важную роль при этом играют условия протекания обменных реакций флюида с породами рамы, определяющиеся особенностями геологической обстановки и пространственным размещением гранитоидных масс в низах структурного этажа.

Общей характерной чертой пород рудоносной формации является присутствие метаморфизованного рассеянного органического вещества гумусово-сапропелевого типа. В зависимости от степени метаморфизма оно присутствует в форме шунгита, керит-антраксолита или графита [2]. Нередко эти породы (обычно горизонты углито-кремнистых сланцев) обогащены фосфатами, преобразующимися в ореолах высокотемпературных метасоматитов в рассеянную апатитовую минерализацию, типичную, в частности, для метасоматитов Мурунтауско-

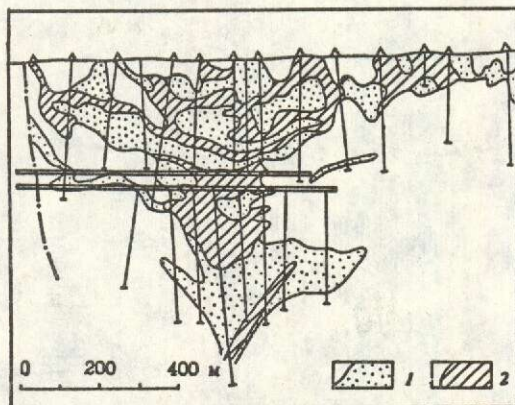


Рис. 2. Морфология и строение Мурунтауского штокверка:

1 — рядовые руды; 2 — богатые руды

го мегаштокверка. С процессами регенерации (переотложения) сингенетичных фосфатов (коллофана), по-видимому, связана редкоземельная лантан-цериевая минерализация, которая отмечается на месторождениях Мурунтау, Амантайтау и Каракудук (Северная Нурата) в форме монацита, обогащенного легкими (до неодима включительно) лантаноидами.

Повсеместно породы рудовмещающего комплекса содержат рассеянную послойную вкрапленность сульфидов. Выделяются связанные с метаморфизмом ассоциации фрамбоидального пирита и кристаллобластических сульфидов. Агрегаты фрамбоидальных зерен и конкреционных образований относительно кристаллобласт обогащены примесями золота и других тяжелых металлов и полуметаллов (мышьяк, сурьма). Ассоциация кристаллобластических сульфидов (пирита, редко арсенопирита) образовывалась близкоодновременно с ранними сегрегациями кварца. С ними связывается первый этап формирования концентрационных неоднородностей с двух-трехкратным обогащением дорудных кварцевых жил золотом относительно его концентраций в породах.

Кроме рассеянной формы сингенетичной сульфидной минерализации в разрезе беспанской свиты распространены залежи золотоносных массивных и вкрапленных пиритов, ассоциирующих с линзами карбонатных пород и горизонтами хлоритолитов,

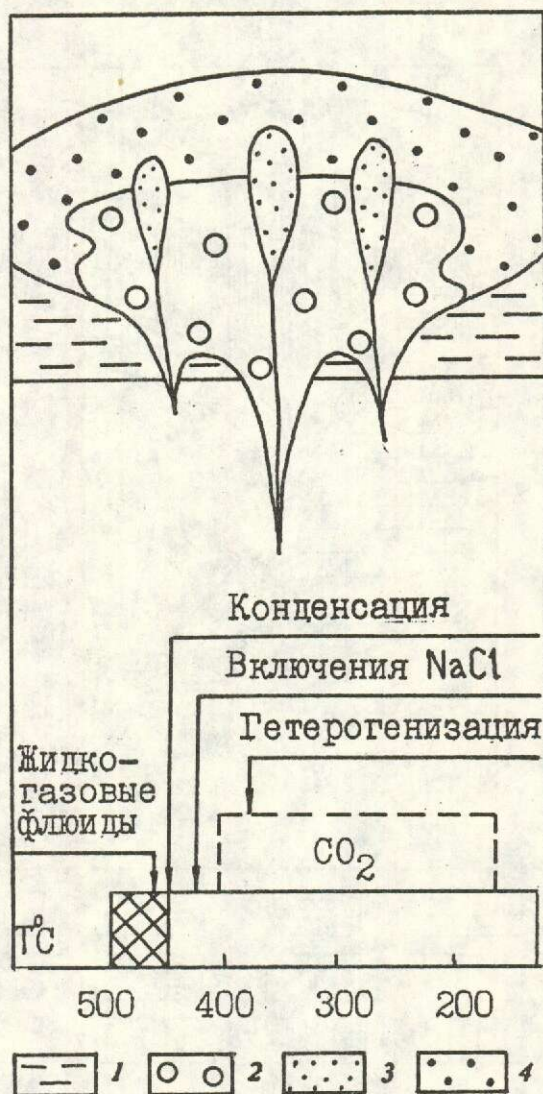


Рис. 3. Принципиальная схема зональности и температурный режим формирования Мурунтауского мегаштокверка:

1 — сульфидоносные углеродистые породы; 2 — совмещенный ореол зоны выщелачивания и сопряженного осаднения (золото-кварцевый штокверк); 3 — ореол позднерудного сульфидоантимонит-полисульфидного комплекса; 4 — рассеянная полисульфидная минерализация

образованных, по-видимому, по базальтовым гиалокластитам (Северный Амантайтау). Формирование подобных залежей можно связать с синвулканическими эксгальтациями.

Анализ характеристик рудоносно-рудовмещающих углеродисто-терригенных пород Кызылкумско-Нуратинской провинции и других золотоносных территорий СНГ

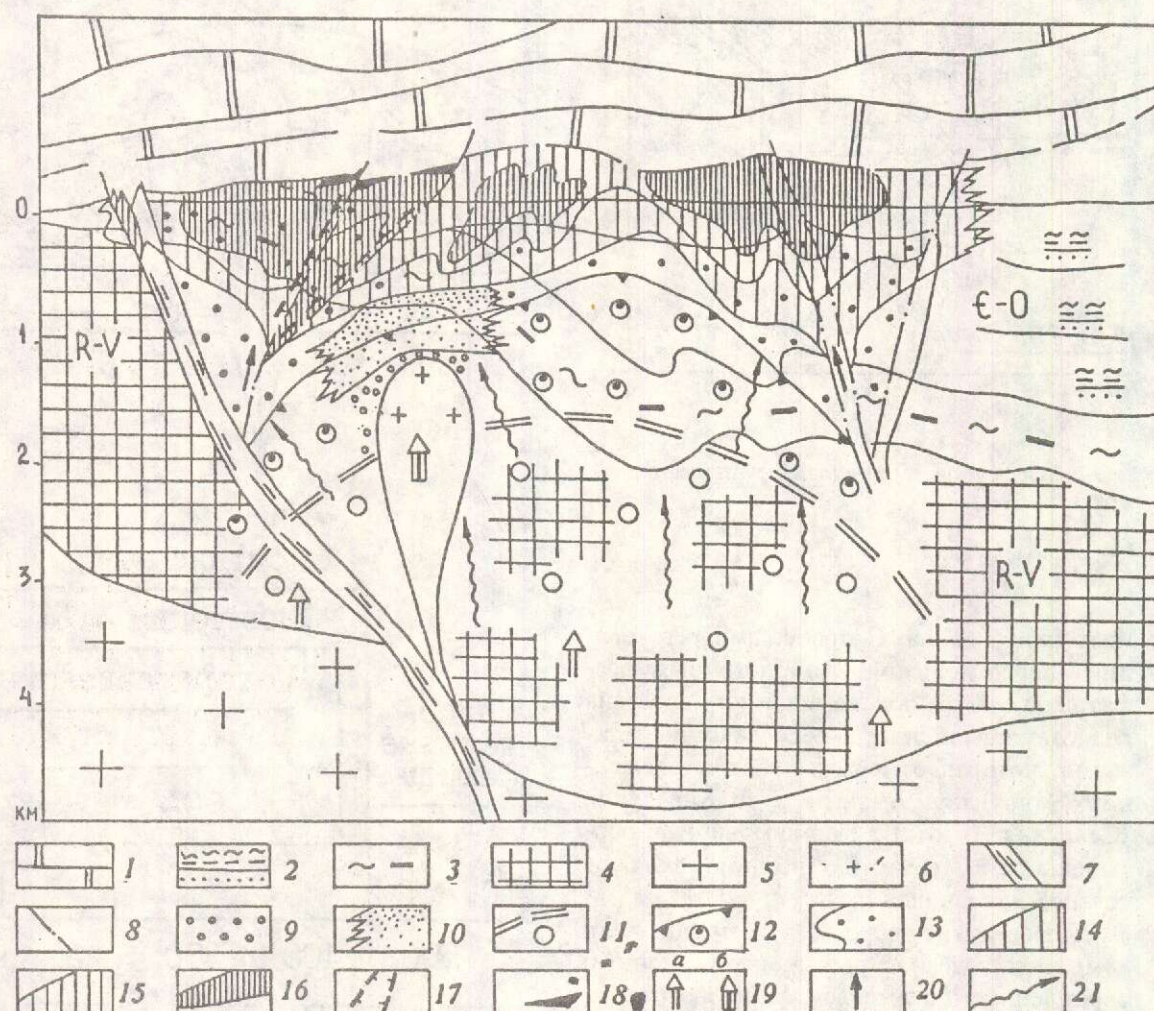


Рис. 4. Схема рудно-метасоматической зональности Даугызтауского рудного поля:

1 — известняки и доломиты, D; 2 — сланцево-алевролитно-песчанниковые ритмопачки рудовмещающего комплекса, O; 3 — сульфидоносная углеродисто-алевролитно-сланцевая пачка; 4 — вулканогенно-кремнисто-терригенный комплекс пород основания, R-V; 5 — рудогенерирующие интрузии гранитоидов; 6 — комплекс малых интрузий; 7 — разломы глубокого заложения; 8 — рудолокализирующие разломы; 9 — контактовые изменения; 10 — ореолы пирротинизации в контактовых зонах; 11 — область сосуществования гетерофазного флюида = водно-солевая жидкость + водный газ; 12 — область конденсации газовой фазы и экстрагирования металлов; 13 — ореол кварц-серицитовых метасоматитов; зоны минерализации: 14 — арсенопирит-пиритовой, 15 — арсенопирит-пиритовой и сфалерит-блеклорудной, 16 — полисульфидной и сульфоантимонитовой, 17 — поздней ртутно-золото-теллуридной, 18 — поздней карбонатно-киноварной; 19 — направления тепловых потоков: а — объемных, б — локальных; 20 — трещинное инфильтрационное движение гидротерм; 21 — диффузионно-инфильтрационное движение флюидов

(Чукотка, Западная Калба, Енисейский край, Ленский район и др.) приводит к следующему заключению: независимо от типа палеобассейна потенциальной золотоносностью обладают толщи, формирование которых происходило в локальных впади-

нах, приуроченных к конседиментационным разломам с активным эндогенным режимом в условиях высокой биопродуктивности.

Для Кызылкумского сегмента обстановки формирования крупнообъемных месторождений золото-кварцевых, золото-суль-



Рис. 5. Принципиальная схема зональности и температурный режим формирования Даугызтауского месторождения:

1 — сульфидоносные углеродистые породы; 2 — карбонатный экран; 3 — зона выщелачивания; 4 — ореол золотоносной арсенопирит-пиритовой вкрапленности; 5 — ореол позднерудного сульфоантимонитового комплекса

фидных и золото-полисульфидно-кварцевых руд сводятся к двум главным типовым моделям. Они разработаны на материалах исследований двух ведущих рудных полей — Мурунтауского и Даугызтауского. В со-

ответствии с этапами развития складчатых и разрывных дислокаций, магматизма и разновозрастных метасоматических изменений проведена синхронизация этапов и стадий рудообразования (табл. 2), свидетельствующая о параллельном развитии событий в объеме единой рудоносной формации. Факторы, определяющие (золото-кварцевый или золото-сульфидный) рудно-формационный облик месторождений в первую очередь связаны с глубинной обстановкой, а именно с симметрией теплового поля, зависящего от распределения объемов гранитоидных масс, от морфологии кровли батолитов, а также от их уровня по отношению к потенциально рудоносным комплексам пород.

Локальные положительные формы апикальных частей гранитоидов, связанные с полифазовым магматизмом, формируют Мурунтауский тип рудно-метасоматической системы (рис. 1). Локализация объемных золотоносных метасоматитов биотит-полевошпат-кварцевого состава связана с многоэтапными деформациями, которые начинаются с формирования пологих взбросо-сдвиговых зон с синкинематическими жилами кварца и завершаются объемной деструкцией в связи со сдвиговыми и сбросо-сдвиговыми перемещениями блоков. В это же время локализуются поздние золотоносные ассоциации в системах крутопадающих трещин. Конфигурация мегаштокверка и его неоднородность (рис. 2) подчеркивают формоопределяющую роль пологих структур на верхних уровнях месторождения, а крутопадающих — на нижних. Анализ температурного режима и фазового состояния флюидов, проведенный по газово-жидким включениям [4], свидетельствует о переходе восстановленной водородно-углеродной системы [5] в окисленную углеродную (C) флюидную систему в относительно высокотемпературной области (рис. 3), что коррелируется с ацидофильным характером минеральных парагенезисов золото-силикатно-кварцевого комплекса. Снижение температуры и многократная гетерогенизация флюидов с отделением углекислоты определяли отложение позднерудных ассоциаций золото-полисульфидного комплекса. В целом нарастание кислотности растворов (после и вследствие конденсации газовых флюидов) в условиях термостатированной системы обуславливает

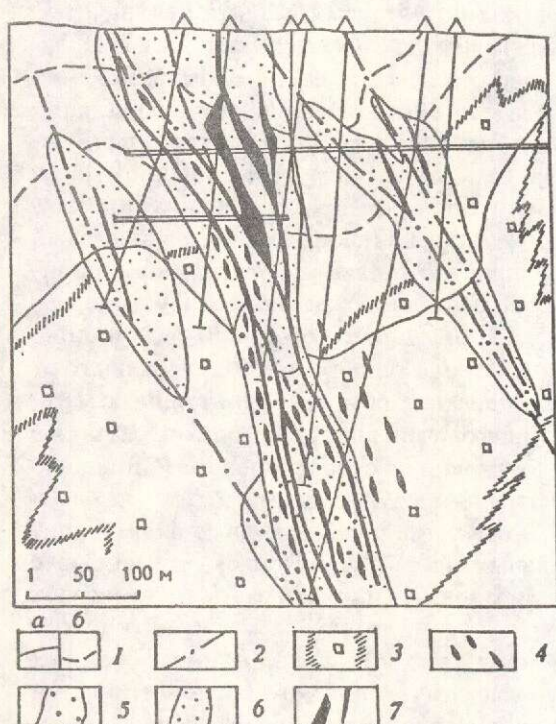


Рис. 6. Рудно-метасоматическая зональность Даугызтауского месторождения:

1 — геологические границы: а — ритмопачки рудовмещающего разреза, б — слоистость; 2 — крутопадающие разрывы; 3 — ореолы диагенно-катагенетической пиритовой вкрапленности; 4 — будинированные дорудные метаморфогенные кварцевые жилы и прожилки; 5 — ореолы кварцевых березитоидов; 6 — ореолы золото-арсенопирит-пиритовой прожилково-вкрапленной минерализации; 7 — буланжерит-антимонит-кварцевые жилы и прожилковые зоны

объемные биотит-полевошпат-кварцевые изменения и практически полную переработку исходных структурно-вещественных комплексов, реликты которых фиксируются лишь на флангах поля в форме пирротинизированных послойных желваков и небольших линз пирититов (участок Бесапантау).

Во втором случае (Даугызтауское рудное поле) в обстановке термостатической системы над провисом кровли интрузива (рис. 4) переход восстановленной водно-углеродной флюидной системы в окисленную углеродную систему происходил в более «замедленном» темпе и отложение рудных парагенезисов реализовывалось в средне-низкотемпературных условиях (рис. 5). Отложение ведущего золото-суль-

фидного комплекса происходило в восстановительных условиях. Объемная метасоматическая переработка пород рамы с формированием ореолов березитоидов вызвала интенсивное растворение и переотложение первичных сингенетичных сульфидных агрегатов, но при относительно хорошей сохранности их в форме реликтовых зерен и ореолов (рис. 6).

Различия в обстановках формирования рассмотренных регенерационных систем находят свое отражение и в характере зональности: в первом случае реализуется центробежный, а во втором — центростремительный тип.

Различия в составе руд и характере рудно-метасоматической зональности рассмотренных типовых обстановок необходимо учитывать при разработке конкретных поисковых моделей в областях распространения «черносланцевых» комплексов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Арифуров Ч.Х. Зональность золото-серебряной минерализации на рудном поле в терригенной углеродистой толще // Тр.ЦНИГРИ. 1980. Вып. 149. С. 59—60.
2. Волкова И.Б. Угольное вещество осадочных толщ, его накопление и преобразование: Автореф. дис. д-ра геол.-минер.наук. — Л., 1983.
3. Геолого-генетические модели золоторудных месторождений углеродисто-терригенных комплексов. Атлас / Под ред. Н.К.Курбанова. ЦНИГРИ, 1994.
4. Курбанов Н.К., Арифуров Ч.Х. и др. Полигенно-полихронные золоторудные месторождения терригенных комплексов // Руды и металлы. 1992. Стартовый номер. С. 54—61.
5. Летников Ф.А. Флюидный режим термоградиентных систем. — Новосибирск: Наука, 1985.
6. Прогнозирование и поиски месторождений золота / В.А.Нарсеев, Н.К.Курбанов и др. — М., ЦНИГРИ, 1989.
7. Региональная металлогения центральной части Средней Азии. — Ташкент: ФАН, 1979.
8. Таль-Вирский Б.Б. Геофизические поля и тектоника Средней Азии. — М.: Недра, 1982.
9. Тимофеевский Д.А. О формировании классификации, минеральных типах и золотоносных минеральных ассоциациях золоторудных месторождений СССР // ЦНИГРИ, 1971. Вып. 96 ч. 1. С. 5—32.
10. Шнейдерхейм Г. Рудные месторождения. — М.: И-Л, 1958.

Arifulov Ch. Kh., Romanov V. I., Vishnevskaya N. A.

REGENERATED GOLD ORE DEPOSITS OF A «KIZIL KUM» TYPE

By the examples of the Muruntau, Daugiztau, Amantaitau and some other deposits, genetic aspects of the «Kizil Kum»-type regenerated ore mineralization are considered. Five diversely-aged mineral complexes (groups of gold-bearing associations) are marked out. The distinctions in ore mineral compositions characteristic of the deposits at hand are explained by evolutionary peculiarities of ore-forming fluid compositions and also by specificity of geological situations

УДК 553.481'43.001.57

© Т. Е. Зенько, 1994

КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ РУДНОГО ПОЛЯ И МЕСТОРОЖДЕНИЯ НОРИЛЬСКОГО ТИПА

Т. Е. ЗЕНЬКО (ЦНИГРИ)

На площадях Талнахского и Норильского рудных полей сконцентрированы три группы трапповых интрузивов повышенной основности. С одной из групп связаны вкрапленность и тела массивных сульфидов, которые представляют собой промышленные руды. Изучены размещение и морфология всех типов интрузивов, а также закономерности локализации тел массивных сульфидов. Формирование рудных полей связывается с изменением физических свойств единой материнской магмы интрузивов в процессе ее эволюции. Построены количественные модели рудных полей и месторождений, подсчитаны объемы, составы и содержания сульфидов во всех порциях магмы.

Прогноз, поиск и разведка глубокозалегающих медно-никелевых месторождений в условиях трапповой платформы могут быть существенно активизированы на основе новых количественных геолого-генетических моделей.

Рудные поля Норильского района представляют собой площади концентрации дифференцированных трапповых интрузивов повышенной основности, тесно связанных между собой пространственно и генетически. Эти интрузивы относятся к двум типам: сульфидоносному нижнеталнахскому и рудоносному норильскому, который подразделяется автором на интрузивы только с вкрапленным оруденением и интрузивы с телами массивных руд. Интрузивы моронговского типа, развитые главным образом на южной окраине Норильского рудного поля, не относятся к интрузивам рудных полей,

так как они не содержат характерных протокристаллов оливина и плагиоклаза, (150 микрондовых анализов, материалы автора, лаборатория ЦНИГРИ). Силлы лейкократового габбро или круглогорский тип интрузивов, выделявшиеся предыдущими исследователями [9 и др.], являются апофизами норильских интрузивов, т. е. каждый из этих силлов тесно связан в пространстве (в плане и в разрезе) с определенным интрузивом или его частью. Строение этих силлов обычно закономерно изменяется по мере удаления от интрузивов [5, 7, 15]. Специфические субпластовые силлы, относившиеся большинством предыдущих исследователей к силлам недифференцированных долеритов, по геохимическим и петрографическим особенностям типизированы В.А. Федоренко и автором как апофизы нижнеталнахских интрузивов [5, 6].

В.А.Федоренко и автором как апофизы нижнеталнахских интрузивов [5, 6].

Талнахское и Норильское рудные поля образовались в местах пересечения глубинным Норильско-Хараелахским разломом соответственно южного края Хараелахской и северного края Норильской мульды. Интрузивы на этих рудных полях залегают в полого погружающейся к центрам мульды слоистой толще, в которой выделяется три стратиграфических уровня локализации: нижний — морские осадки девонского возраста, D_{1-2} , средний — терригенные породы тунгусской серии, C_2-P_2 и верхний — низы вулканогенной толщи, P_2-T_1 . Интрузивы нижнеталнахского типа развиты практически всюду на нижнем стратиграфическом уровне под норильскими интрузивами с телами массивных руд. Интрузивы норильского типа локализуются на всех стратиграфических уровнях. На Талнахском рудном поле к нижнеталнахскому типу относится Нижнеталнахский интрузив, а к норильским интрузивам с телами массивных руд — Хараелахский и Талнахский, причем последний переходит с восточного поднятого борта Норильско-Хараелахского разлома (Северо-Восточная ветвь) на погруженный западный (Юго-Западная ветвь). На Норильском рудном поле к нижнеталнахскому типу относится Нижненорильский интрузив, к норильским только с вкрапленным оруденением — интрузивы Зубовский, Норильск II, Черногорский, Южнонорильский, Верхнеамбарнинский, Верхнебыстринский, Верхний и Нижний Двугорбинские, горы Гудчихи, Горстрой, тела скв. ПЕ-21 и ПЕ-45; к норильским интрузивам с телами массивных руд принадлежит только Норильск I.

Геологическая модель рудного поля. Размещение интрузивов на площадях Талнахского и Норильского рудных полей, как установлено автором ранее [8, 15], подчиняется концентрическому принципу. В настоящей работе на этой основе впервые построена геологическая модель рудного поля (рис. 1). Согласно этой модели, самая рудоносная центральная часть рудного поля диаметром 10—17 км окружена менее рудоносной периферической шириной 4—6 км. Вокруг последней развита еще менее рудоносная окаймляющая часть рудного поля шириной 9—11 км. В центральной части

расположены все норильские интрузивы с телами массивных руд. Она ограничивается дугообразными ветвями нижнеталнахских интрузивов и главным швом Норильско-Хараелахского разлома. В периферической части размещаются главным образом норильские интрузивы только с вкрапленным оруденением. Здесь могут встречаться отдельные выступающие части интрузивов с телами массивных руд и участки ветвей нижнеталнахских интрузивов. Окаймляющая часть рудного поля характеризуется широким развитием апофизов всех интрузивов рудных полей, среди которых иногда встречаются отдельные норильские интрузивы с вкрапленным оруденением. Наибольшая перспективность центральных частей Талнахского и Норильского рудных полей на медно-никелевые руды предсказывалась ранее на основании петро-геохимической зональности [13].

Для интрузивов Талнахского рудного поля (рис. 2) автором построены крупномасштабные (1:10000) схемы, отражающие рельеф подошвы, изменение мощностей Хараелахского и Талнахского интрузивов и тел массивных руд в них, а также площадь распространения Нижнеталнахского интрузива и основные тектонические структуры (рис. 3, 4). Анализ этих схем, с учетом данных по Норильскому рудному полю, позволил установить последовательность внедрения интрузивов разных групп и влияние на их морфологию, строение и горизонты локализации тектонических структур. В результате тектоно-магматические события, имевшие место при образовании рудных полей, подразделены на следующие циклы. В предварительный цикл образовались предтунгусские плективные структуры. Первый цикл разбивается на два подцикла. Вначале произошло образование тектонических структур. В западном крыле Норильско-Хараелахского разлома образовались два крупных дугообразных разлома. В узкой зоне этого разлома возникли антиклинали и синклинали на Талнахском рудном поле и субмеридиональные разломы на Норильском рудном поле. Позже внедрились интрузивы нижнеталнахского типа. Второй, главный цикл, также разбивается на два подцикла. Сначала образовался главный шов Норильско-Хараелахского разлома и,

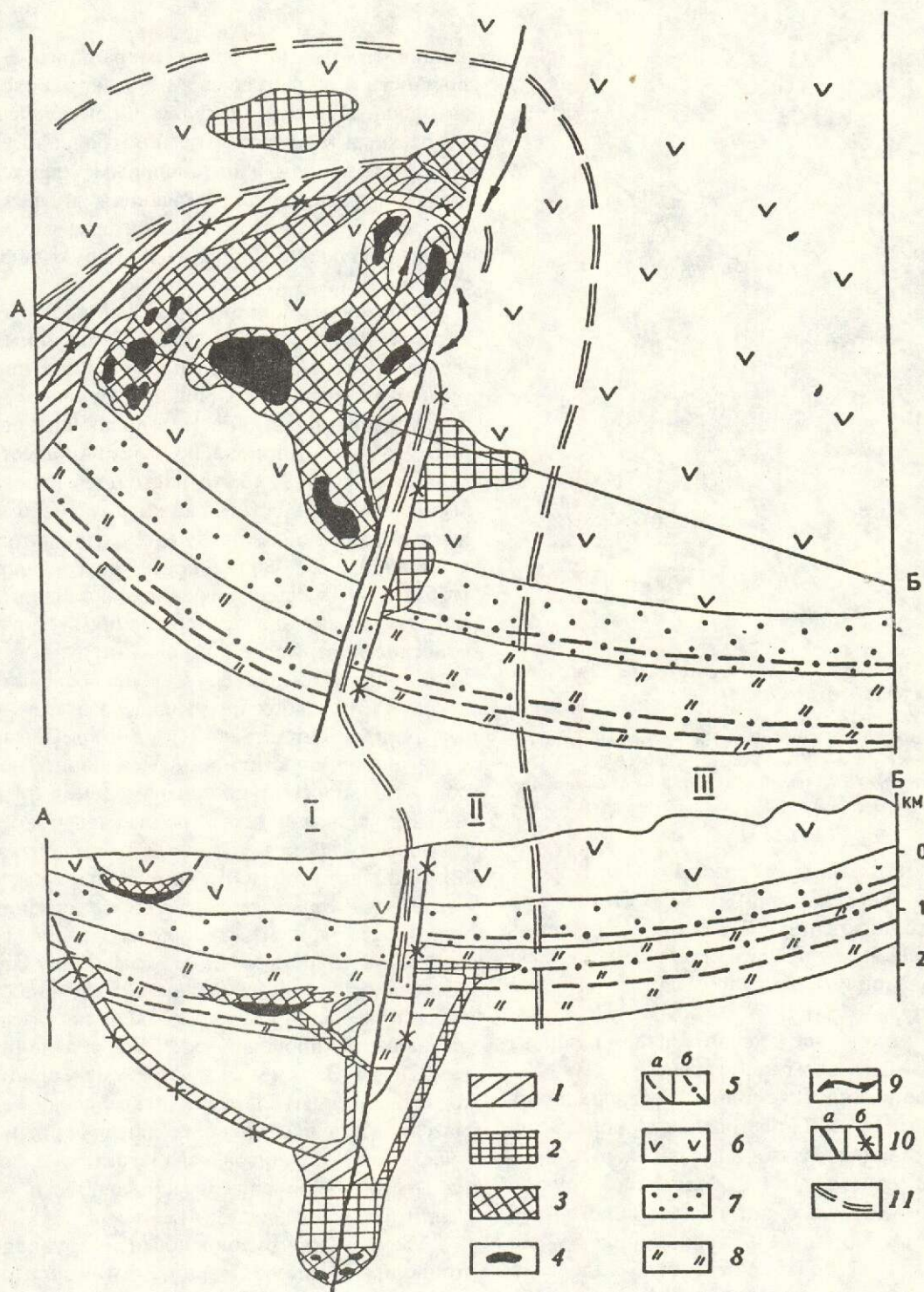


Рис. 1. Геологическая модель рудного поля норильского типа:

I—III — центральная, периферическая и окаймляющая части рудного поля; типы интрузивов в последовательности их внедрения: 1 — нижнеталнахский, 2 — норильский с вкрапленным оруденением, 3 — норильский, с телами массивных руд; 4 — тела массивных руд и обособления сульфидов в протокамере; 5 — апофизы интрузивов: а — нижнеталнахского, б — норильского типов; вмещающие породы: 6 — вулканогенная толща, P_2-T_1 , 7 — тунгусская серия, терригенные образования, S_2-P_2 , 8 — терригенно-сульфатно-карбонатные образования, D_{1-2} ; 9 — оси антиклинальных складок; 10 — дизъюнктивные нарушения: а — главный шов Норильско-Хараслахского разлома, б — крупные дугообразные и субмеридиональные разломы; 11 — границы частей рудного поля

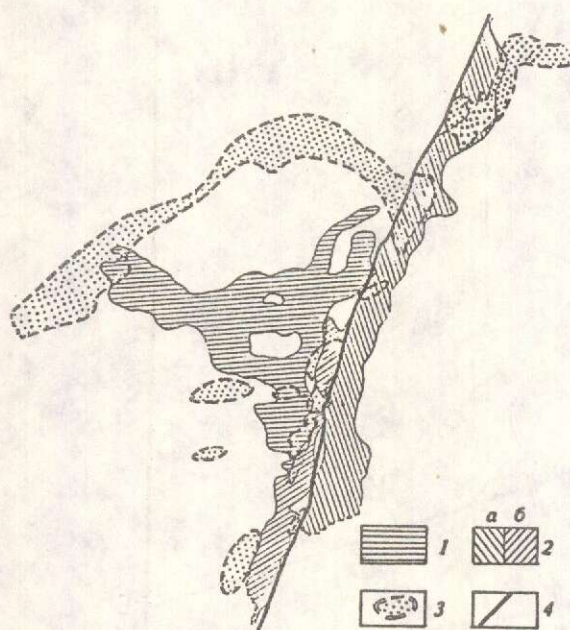


Рис. 2. Схема расположения интрузивов Талнахского рудного поля

Норильские интрузивы с телами массивных руд: 1 — Хараелахский, 2 — Талнахский, с ветвями: а — Северо-Восточной, б — Юго-Западной; 3 — Нижнеталнахский; 4 — Норильско-Хараелахский разлом

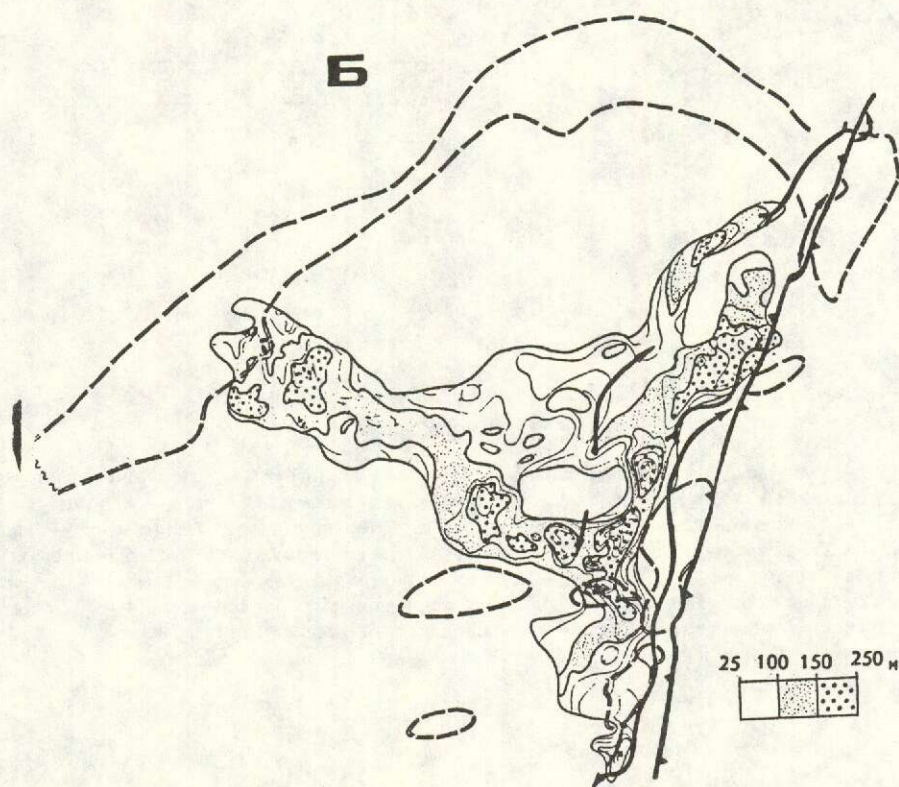
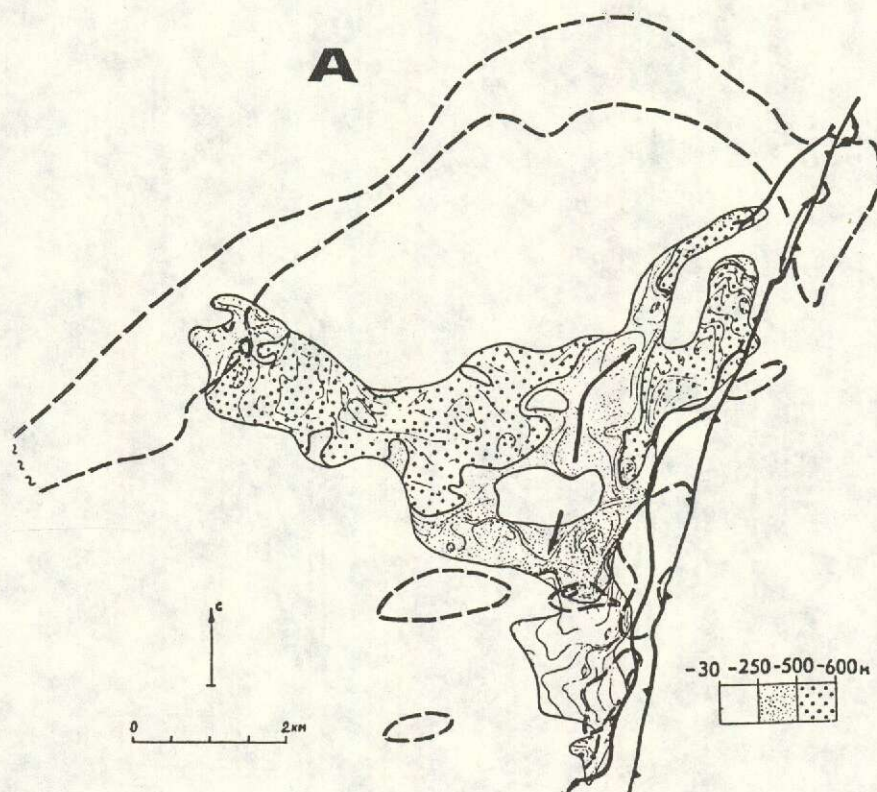
вероятно, начали образовываться Норильская и Хараелахская мульды. Позже произошло внедрение норильских интрузивов с вкрапленным оруденением, вслед за которым внедрились интрузивы с телами массивных руд. В заключительный этап в зоне Норильско-Хараелахского разлома образовались приразломные грабены.

Геологическая модель месторождения. Эта модель [5, 7] построена для норильских интрузивов с телами массивных руд, к которым относятся: на Талнахском рудном поле — Хараелахский и Талнахский интрузивы, на Норильском рудном поле — Норильск I. В центре интрузива выделяется главная часть — стратиграфически наиболее погруженное субпластовое тело, имеющее изометричную или лентовидную форму в плане, большую мощность и полнодифференцированный разрез, с ним связана основная рудная минерализация. Это тело окружено широкими фронтальными и узкими фланговыми частями, в которых интрузив поднимается в стратиграфически вышеле-

жащие отложения, резко сокращаясь по мощности и расщепляясь в разрезе, переходя в окаймляющую апофизу. Фронтальные части характеризуются обычно более резким воздыманием и интенсивным «щеплением» в разрезе. Окаймляющая апофиза окружает фронтальные и фланговые части, имеет небольшую мощность и слабую дифференциацию.

Горизонты локализации, морфология норильских интрузивов с телами массивных руд, а также характер распределения в них рудных тел зависят от общей рудоносности интрузивов и пластичности вмещающих пород. Это ранее установлено нами на качественном уровне [8, 15]. В настоящей работе вычислены количественные характеристики интрузивов и в общем ряду рассматриваются даже отдельные части (ветви) интрузивов (табл. 1). Повышение уровня локализации интрузивов связано с уменьшением их рудоносности от Хараелахского интрузива к Юго-Западной и далее к Северо-Восточной ветви Талнахского интрузива, а потом к интрузиву Норильск I. Одновременно уменьшается пластичность вмещающих пород, что явилось причиной изменения формы интрузивов в плане от изометричного равностороннего треугольника со сторонами 8 км до изогнутой ленты длиной в 20 км, в разрезе — от пластообразной со средней мощностью 109 м до корытообразной со средней мощностью 147 м, изменения характера залегания окаймляющих апофиз от субпластового до крутопадающего, а также уменьшения площади их распространения от 220 до 33 км². По мере уменьшения пластичности вмещающих пород связь тел массивных руд с наиболее погруженными участками интрузивов ослабевает, а с локальными увеличениями их мощности — усиливается (см. рис. 3, 4).

Уменьшение рудоносности интрузивов приводит к закономерному изменению распределения тел массивных руд от Хараелахского интрузива к Юго-Западной и далее к Северо-Восточной ветви Талнахского интрузива. В этом направлении увеличивается от 100 до 150 м минимальная мощность интрузива, внутри контура которой развиты преимущественно тела массивных руд. Во фронтальных и прифронтальных частях интрузивов в том же на-



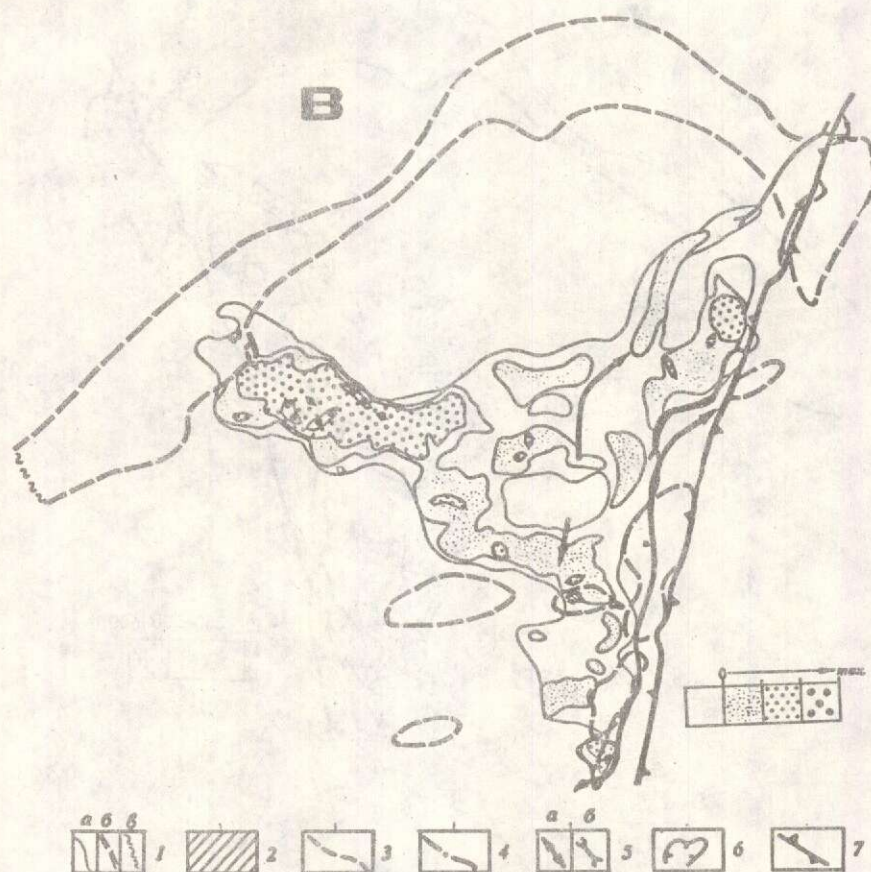


Рис. 3. Схемы строения и локализации Хараслахского интрузива:

А — изогипсы подошвы интрузива относительно подошвы тунгусской серии, м; В — изомощности интрузивов, м; В — изомощности массивных руд, м; на схемах А и В изолинии проведены через 25 м. 1 — границы интрузий: а — Хараслахской и Талнахской, б — Нижнеталнахской, в — их эрозионные границы; 2 — частично эродированные участки Талнахского интрузива; 3 — участки непосредственных контактов Нижнеталнахского и норильских интрузивов с телами массивных руд; 4 — участки совпадения в плане Талнахского и Хараслахского интрузивов; 5 — оси складок отложений девона и тунгусской серии: а — антиклинальных, б — синклиналиных; 6 — ядро Предтунгусской антиклинали; 7 — Норильско-Хараслахский разлом. При построении схемы изомощностей учитывалась суммарная мощность интрузива вместе с апофизами

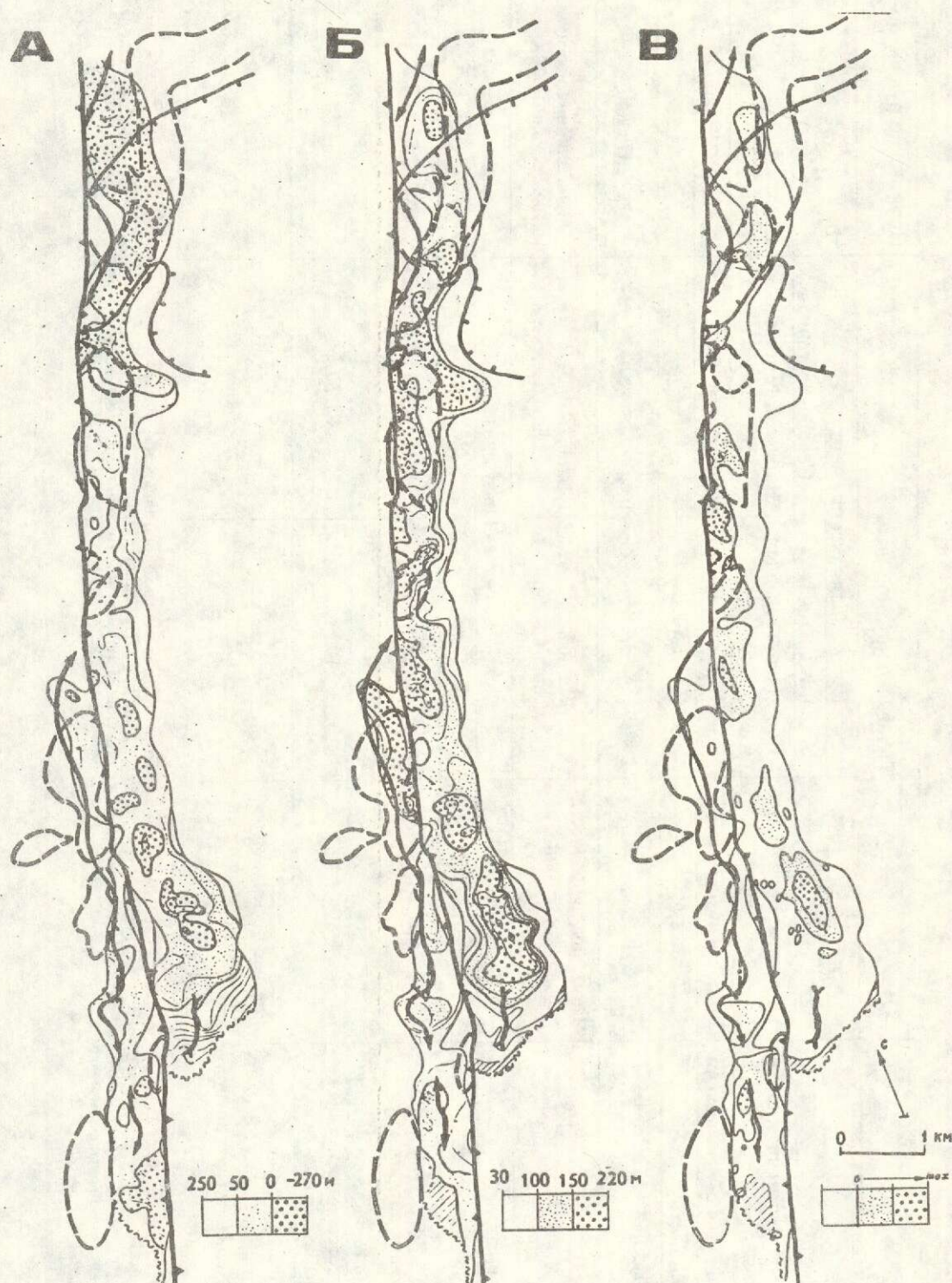


Рис. 4. Схемы строения и локализации Талнахского интрузива;
усл. обозначения см. на рис. 3.

1. Сравнительная характеристика норильских интрузивов с телами массивных руд

Характеристики интрузивов	Талнахское рудное поле				Норильское рудное поле
	Хараелахский	Талнахский, ветви:		Норильск I	
		Юго-Западная	Северо-Восточная		
Положение относительно Норильско-Хараелахского разлома*	На погруженном западном борту	На поднятом западном борту	На поднятом восточном борту	На западном борту	
Стратиграфические уровни локализации	Нижний	Средний		Верхний	
Избыточная рудоносность**	5,03	1,43	1,23	0,38	
Относительная пластичность вмещающих пород	Высокая	Средняя		Низкая	
Форма интрузива в плане	Изометричная: равносторонний треугольник со сторонами 8 км	Короткая прямая лента, длина 8,8 км	Длинная прямая лента, длина 14,5 км	Очень длинная изогнутая лента, длина 20,0 км	
Форма интрузива в разрезе	Пластообразная	Выпуклая книзу линза		Корытообразная	
Средневзвешенная мощность, м	109	83 ***	133	147	
Характер залегания и площадь распространения окаймляющих апофиз, км ²	Субпластовый, 220	—***	Субпластовый, 210	Крутопадающий, 33	
Линия минимальной мощности интрузива (м), в контуре которой преимущественно развиты тела массивных руд	100	100	150	—***	
Отношение избыточной рудоносности прифронтальных и фронтальных частей к рудоносности остальной части интрузива	Среднее по трем фронтальным и прифронтальным частям: 2,18	4,67***	1,79	—****	

* Вертикальное перемещение от 0 до 250 м по Норильско-Харалахскому разлому наблюдается только на Талнахском рудном поле.

** Под избыточной рудоносностью интрузива понимается отношение объема массивных руд к объему интрузива, %.

*** Аномальные характеристики Юго-Западной ветви связаны с влиянием на ее строение Приразломной антиклинали, Нижнеталнахского интрузива и Норильско-Харалахского разлома.

**** Тела массивных руд развиты только во фронтальной части.

правлении падает обогащенность массивными рудами (см. рис. 3, 4).

Основные характеристики всех интрузивов Талнахского и Норильского рудных полей, включающие, помимо других данных, содержание в протоолиивине NiO , а также MgO/FeO , подсчитанное по средневзвешенным составам интрузивов и на основании коэффициента Редера для расплавов, равновесных с протокристаллами оливина [14], приводятся в табл. 2. Анализ этого материала на базе геологических моделей рудного поля и месторождения позволяет достаточно обоснованно обсуждать генетические проблемы.

Генетические модели рудного поля и месторождения. Все интрузивы рассматриваемых рудных полей имели единый материнский расплав. В каждом из них и в обоих вместе средневзвешенные составы суммы всех интрузивов, подсчитанные вместе с апофизами, практически одинаковы и являются основными, а не основными-ультраосновными, как предполагали предыдущие исследователи, не учитывавшие состав апофиз, особенно апофиз нижнеталнахских интрузивов. Все интрузивы прошли стадию протокристаллизации, так как содержат протокристаллы оливина и плагиоклаза почти одного состава. Близость средневзвешенных составов позволяет предполагать, что материнский расплав на каждом рудном поле внедрился весь или почти весь.

Интрузивы рудных полей подразделяются на три группы, последовательность внедрения которых совпадает с увеличением содержания в них сульфидов: нижнеталнахские $\rightarrow$ норильские только с вкрапленным оруденением $\rightarrow$ норильские с телами массивных руд. Как предполагалось ранее А.П.Лихачевым [10], главным процессом при образовании этих трех групп из единого материнского расплава в протокамере или колонне должно было быть осаждение мельчайших капель сульфидного расплава. Протокамера была, вероятно, общей для всех интрузивов, и в расплаве присутствовали сульфидные капли. Содержание сульфидов в сумме всех интрузивов обоих рудных полей выше предела их растворимости в силикатном расплаве [2]. Гипотезу наличия двух разных протокамер в Талнахском и Нориль-

ском рудных полях следует отвергнуть, т. к. в протокамере Норильского рудного поля сульфидные капли отсутствовали. Содержание сульфидов в сумме всех интрузивов этого рудного поля составляет всего 0,024 %. Объем общей протокамеры был около 60 км^3 (суммарный объем всех интрузивов), расстояние между рудными полями — 50 км, причем оба рудных поля расположены в зоне глубинного Норильско-Хараелаского разлома. В связи с этими данными, наиболее вероятно, что протокамера представляла собой узкий желоб, вытянутый в зоне Норильско-Хараелаского разлома на расстояние порядка 50 км, его ширина и мощность составляли 1—2 км, а окончания располагались под центральными частями рудных полей. Мощность протокамеры вероятно увеличивалась от Норильского рудного поля к Талнахскому. В этом направлении скорее всего происходило погружение дна протокамеры, что обусловило «скатывание» осаждающихся сульфидных капель и образование наиболее рудоносных интрузивов на Талнахском рудном поле. С другой стороны, кровля протокамеры под Талнахским рудным полем была, вероятно, немного приподнята. В результате протокристаллизация начиналась здесь чуть раньше (вблизи кровли камеры [3]), что приводило к появлению наиболее магнезиальных кристаллов протооливина в интрузивах каждого типа.

Порядок кристаллизации расплава в протокамере был следующим: оливин $\rightarrow$ оливин и плагиоклаз, потому что состав материнского расплава соответствовал оливиновому габбро-долериту. В «базальтовом» тетраэдре форстерит-анортит-диопсид-кремнезем при повышенных давлениях материнский расплав располагается в объеме кристаллизации форстерита, вблизи котектической плоскости форстерит-анортит [4].

Нижнеталнахские интрузивы на рудных полях внедрились первыми. Составы протокристаллов оливина и плагиоклаза, а также составы этих же минералов и авгита, кристаллизовавшихся в современных камерах интрузивов, у них немного сдвинуты в сторону более магнезиальных и анортитовых по сравнению с соответствующими минералами обеих групп норильских интрузивов [15]. Содержания NiO в протоолиивинах

2. Состав интрузивов Талнахского и Норильского рудных полей*

Руд- ные поля	Интрузивы	Объ- ем, км ³	Средневзвешенные составы, %										MgO/FeO**		Состав прото- оливины***		Со- дер- жа- нис- суль- фи- дов, %
			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	1	2	Fa, %	NiO, %	
Т а л н а х с к о е	Хараслахский	4,7 1,6	47,50 45,91	1,00 0,78	16,29 15,11	12,88 13,85	0,21 0,21	8,67 11,61	9,80 9,77	2,68 1,98	0,86 0,68	0,11 0,10	0,75 0,93	0,71	19,1— 24,1	0,181— 0,314	2,46 7,06
	Талнахский	6,1 1,9	48,15 46,37	1,09 1,09	17,00 14,68	11,91 13,88	0,18 0,20	7,55 10,85	10,89 9,78	2,23 2,15	0,85 0,83	0,15 0,17	0,70 0,87	0,74	18,5— 25,0	0,17— 0,33	0,92 2,82
	Сумма	10,8 3,5	47,87 46,16	1,05 0,95	16,69 14,87	12,33 13,87	0,19 0,21	8,04 11,19	10,42 9,78	2,43 2,07	0,85 0,76	0,13 0,14	0,72 0,90				1,60 4,76
	Нижнеталнахский	8,9 1,9	49,97 46,20	0,86 0,51	14,77 13,21	11,26 11,77	0,21 0,23	9,40 16,35	10,09 10,04	2,46 0,90	0,89 0,73	0,09 0,06	0,93 1,54	0,88	16,1— 22,9	0,052— 0,142	
	Общая сумма	19,7	48,82	0,97	15,82	11,84	0,19	8,66	10,27	2,44	0,87	0,12	0,81				0,88
Н о р и л ь с к о е	Норильск I	4,3 3,5	47,23 46,94	1,02 0,93	14,78 14,40	13,05 12,95	0,18 0,17	10,81 11,84	10,21 10,18	2,08 1,96	0,50 0,49	0,14 0,14	0,92 1,02	0,64	20,7— 25,8	0,140— 0,318	0,17 0,21
	Норильские, толь- ко с вкрапленным оруденением	24,7 14,9	47,62 47,04	1,22 1,13	16,06 15,67	13,30 13,45	0,19 0,18	8,26 9,42	10,34 10,25	2,27 2,10	0,56 0,58	0,18 0,18	0,69 0,78	0,63	21,1— 23,1	0,168— 0,176	0,008 0,0126
	Сумма	29,0 18,4	47,56 47,02	1,19 1,09	15,87 15,43	13,27 13,36	0,19 0,18	8,64 9,88	10,32 10,24	2,24 2,07	0,55 0,56	0,17 0,17	0,72 0,82				0,032 0,051
	Нижненорильский	9,6 3,4	48,09 46,25	0,93 0,66	13,89 12,42	12,27 12,80	0,21 0,21	12,55 16,92	9,18 8,60	1,91 1,33	0,83 0,73	0,14 0,08	1,14 1,47	0,72	18,9— 24,7	0,05— 0,09	
	Общая сумма	38,5	47,69	1,13	15,38	13,02	0,19	9,61	10,04	2,16	0,62	0,16	0,82				0,024

Руд- ные поля	Интрузивы	Объ- ем, км ³	Средневзвешенные составы, %										NgO/FeO**		Состав про- тооливи- на***		Со- дер- жа- ние суль- фи- дов, %	
			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	1	2	Fe, %	NiO, %		
Тал- нах- ское- Но- риль- ское	Норильские, с телами массивных руд	15,1	47,69	1,04	16,15	12,53	0,19	8,83	10,36	2,33	0,75	0,13	0,78					1,20
	Норильские, только с вкрапленным орудене- нием	24,7	47,62	1,22	16,06	13,30	0,19	8,26	10,34	2,27	0,56	0,18	0,69					0,008
	Нижнеталнахские	18,5	49,00	0,90	14,32	11,78	0,21	11,03	9,62	2,17	0,86	0,11	1,04					
	Общая сумма	58,2	48,07	1,08	15,53	12,62	0,19	9,29	10,12	2,25	0,70	0,15	0,82					0,316

* В числителе — интрузив вместе с апофизами, в знаменателе — интрузив без апофиз.

** В графе 1 — по средневзвешенным составам при FeO = 0,9Fe₂O₃, в графе 2 — в расплаве, равновесном с наиболее магнетизальным протооливином [14].

*** Состав протокристаллов оливина: по материалам автора совместно с А.П. Лихачевым и Дж.К. Шаманске, лаборатории ЦНИГРИ, ГИНЦВЕТМЕТ, Геологической службы США и по литературным источникам [11, 12].

нижнеталнахских интрузивов, напротив, самые низкие. Средневзвешенный состав суммы и каждого из нижнеталнахских интрузивов вместе с апофизами отличается от всех норильских повышенными содержаниями MgO , пониженными — Al_2O_3 и повышенным MgO/FeO . При этом важно, что MgO/FeO в сумме нижнеталнахских интрузивов существенно выше, чем в их материнском расплаве, равновесном с протокристаллами оливина. Все это позволяет предположить, что порция материнского расплава нижнеталнахских интрузивов образовалась вблизи кровли протокамеры, после осаждения из этой части камеры практически всех сульфидных капель. Первым кристаллизовался почти исключительно протооливин, в дальнейшем вместе с небольшим количеством протоплагиоклаза. Низкое содержание никеля в протооливине объясняется отсутствием сульфидных капель во время его кристаллизации вблизи кровли протокамеры. В насыщенных серой системах содержание никеля в оливине пропорционально количеству сульфидов [1]. Таким образом, порция расплава нижнеталнахских интрузивов практически не содержала сульфидных капель и была сильно обогащена кристаллами низконикелистого протооливина, т.е. была довольно тяжелой и очень вязкой. При подъеме она слабо дифференцировалась и расщепилась на две соизмеримые по объему части, которые образовали Нижнеталнахский и Нижненорильский интрузивы.

В связи с повышенным удельным весом расплава, нижнеталнахские интрузивы располагаются на рудных полях очень близко к центральным частям этих полей, ограничивая их, и локализуются на нижнем стратиграфическом уровне. Высокая вязкость расплава обусловила решающее влияние тектонических структур на морфологию нижнеталнахских интрузивов: на обоих рудных полях ветви этих интрузивов вытягиваются вдоль крупных дугообразных разломов или вдоль субмеридиональных антиклиналей (Приразломная антиклиналь на Талнахском рудном поле). В первом случае у ветвей нижнеталнахских интрузивов наблюдается почти постоянная ширина и небольшая мощность, во втором — образуют-

ся резкие пережимы и раздувы в плане и разрезе, а также небольшие ответвления (см. рис. 3, 4).

После внедрения нижнеталнахских интрузивов объем протокамеры уменьшился на 32 %, что могло стимулировать образование главного шва Норильско-Хараелахского разлома и возможно начало прогибания Норильской и Хараелахской мульд. Содержание сульфидов в оставшейся части материнского расплава протокамеры значительно увеличилось, поэтому продолжающий кристаллизоваться вместе с протоплагиоклазом протооливин характеризуется высоким содержанием никеля. Тем не менее, к моменту отделения второй порции материнского расплава, образовавшей норильские интрузивы только с вкрапленным оруденением, почти все сульфидные капли осели ниже. Вторая порция расплава содержала только протокристаллы оливина и плагиоклаза, причем обогащения протооливином не было. В средневзвешенных составах суммы всех этих интрузивов вместе с апофизами и в их материнском расплаве, равновесном с протооливином MgO/FeO практически одинаково. Эта порция расплава была самой большой (42 % объема), наиболее легкой и менее вязкой. При подъеме она слабо дифференцировалась и очень сильно расщеплялась с образованием многочисленных интрузивов. Эти интрузивы внедрялись только на Норильском рудном поле. В связи с низким удельным весом расплава они располагаются, почти исключительно, в периферической и даже окаймляющей частях рудного поля и локализуются на различных стратиграфических уровнях — от нижнего до верхнего включительно. Низкая вязкость расплава обусловила преобладание у этих интрузивов изометричной формы в плане и пластообразной в разрезе, однако в некоторых случаях их морфология определяется субмеридиональными тектоническими нарушениями, образовавшимися ранее в зоне Норильско-Хараелахского разлома (интрузив Норильск II).

Самая последняя порция расплава, образовавшая норильские интрузивы с телами массивных руд, внедрилась почти сразу за предыдущей, т.к. в протокамере не успела произойти кристаллизационная дифферен-

цияция (средневзвешенные составы двух групп норильских интрузивов практически одинаковы). Эта порция расплава была самой маленькой (26 % объема) и содержала во взвешенном состоянии, кроме протокристаллов оливина и плагиоклаза, значительное количество сульфидных капель. После дифференциации при ее подъеме и расщеплении на три части образовались три норильских интрузива с телами массивных руд. На Норильском рудном поле — интрузив Норильск I, наименее рудоносный. Его средневзвешенный состав вместе с апофизами отличается от составов других интрузивов этой группы повышенными содержаниями MgO и пониженными содержаниями Al_2O_3 , а также повышенным MgO/FeO (значительно выше, чем в материнском расплаве, равновесном с протооливином). На Талнахском рудном поле — более рудоносный Талнахский и максимально рудоносный Хараелахский интрузивы. Их средневзвешенные составы очень близки, а MgO/FeO такое же, как в материнском расплаве равновесном с протооливином. Таким образом, при подъеме этой группы интрузивов дифференциация происходила так же, как в протокамере: одни порции расплава обогащались главным образом кристаллами протооливина (интрузив Норильск I), другие — сульфидными каплями (Талнахский и Хараелахский интрузивы).

Распределение интрузивов норильского типа между рудными полями, т.е. внедрение интрузивов только с вкрапленным оруденением исключительно на Норильском, а наиболее рудоносных, с телами массивных руд — на Талнахском рудном поле, связано, вероятно, с погружением дна протокамеры и «скатыванием» тяжелых сульфидных капель к Талнахскому рудному полю. В результате основной объем второй порции расплава, почти не содержащей сульфидных капель, локализовался вблизи Норильского, а преобладающая часть третьей порции расплава, максимально обогащенная сульфидными каплями — под Талнахским рудным полем.

Материнский расплав норильских интрузивов с телами массивных руд, обогащенный сульфидными каплями, был наиболее тяжелым. Поэтому в ряду Хараелахский-

Талнахский-Норильск I четко проявлено закономерное повышение горизонтов локализации интрузивов по мере уменьшения их рудоносности, т.е. понижения удельного веса соответствующих порций материнского расплава (см. табл. 1). Зональность строения каждого из этих интрузивов, согласно которой наиболее рудоносное основное тело интрузива является наиболее погруженным стратиграфически, объясняется наличием той же закономерности. Подвижность сульфидного расплава на 2—3 порядка выше подвижности базальтового расплава [1]. В связи с этим, морфология норильских интрузивов с телами массивных руд, а также характер залегания и площадь распространения окаймляющих их апофизов четко зависят от вязкости вмещающих пород (см. табл. 1). Тектонические структуры и нижнеталнахские интрузивы, внедрившиеся раньше, оказывают на морфологию этих интрузивов только локальное воздействие (см. рис. 3, 4). После внедрения третьей порции расплава протокамера, вероятно, опустошилась полностью или почти полностью, поэтому на Талнахском и Норильском рудных полях в зоне Норильско-Хараелахского разлома образовались приразломные грабены.

В трех главных порциях материнского расплава, соответствующих трем группам интрузивов, при подъеме и вначале в современных камерах интрузивов, должна была продолжаться сульфидно-силикатная ликвация, т.к. расплав был насыщен серой. В результате этой ликвации в нижнеталнахских интрузивах образовалась относительно бедная сульфидная вкрапленность, а в норильских, особенно только с вкрапленным оруденением, количество сульфидов увеличилось. Таким образом, изменения количества и состава сульфидов в интрузивах рудных полей обусловлены, вероятно, образованием различных сульфидов, ликвидировавшихся в разных условиях (в протокамере, при подъеме и в современных камерах интрузивов), разной продолжительностью ликвации на каждой стадии, вариациями пропорций, в которых смешивались сульфиды разного состава, а также дифференциацией сульфидного расплава на всех стадиях его существования.

В современных камерах всех интрузивов происходила латеральная (горизонтальная)

и вертикальная дифференциация. При латеральной дифференциации большинство тяжелых фаз (главным образом протокристаллы оливина и сульфидные капли) оставались в наиболее мощных телах интрузивов, а расплав с небольшим количеством взвешенных фаз, главным образом легких, образовывал окаймляющие апофизы небольшой мощности (меньше 40—50 м). Направление изменения состава силикатного расплава при латеральной дифференциации было таким же, как и при дифференциации в протокамере и при подъеме. Так, средневзвешенные составы интрузивов без апофиз по сравнению с составами включающими их имеют повышенное содержание MgO и пониженные содержания SiO_2 и Al_2O_3 , а также повышенные MgO/FeO . Мера обогащения интрузивов протооливином убывает в ряду: нижнеталнахские интрузивы — Хараелакский, Талнахский — Норильск I и норильские интрузивы только с вкрапленным оруденением. Латеральная дифференциация была максимальной у двух первых групп интрузивов, когда объем интрузивов в 2 раза меньше объема их апофиз, и минимальна у последней группы интрузивов, когда их объем соизмерим или больше объема апофиз. Апофизы интрузивов нижнеталнахского типа характеризуются наличием вкрапленников протооливина (установлено автором), а в апофизах обеих групп норильских интрузивов присутствуют почти исключительно кристаллы протоплагноклаза.

Вертикальная дифференциация была наиболее интенсивной в мощных телах самих интрузивов и слабо проявлялась в апофизах. Наиболее четко дифференцированы норильские интрузивы с телами массивных руд. В них фазы, привнесенные расплавом в современную камеру, слагают кумулус нижней части кумулятивной серии слоев, распределяясь снизу вверх по разрезу по мере уменьшения скорости осаждения, в соответствии с формулой Стокса: нижние такситовые габбро-долериты — сульфидные капли и крупные гломерокристы протоплагноклаза, пикритовые габбро-долериты — протооливин и частично сульфидные капли [4]. Сульфидный расплав имеет очень высокую подвижность [1], температура его кристаллизации ниже, чем у базальтового расплава. Поэтому крупные сульфидные обособления

часто сливаются и по трещинам проникают в приподошвенную часть почти застывших интрузивов, образуя тела массивных руд. Высокая подвижность сульфидного расплава приводит, вероятно, также к тому, что тела массивных руд, а также горизонты такситовых и пикритовых габбро-долеритов, обогащенные крупными сульфидными обособлениями, в отличие от вышележащих горизонтов, при внедрении продолжают двигаться вперед почти до полного застывания. В результате образуется единственная очень резкая граница между горизонтами, нарушаются объемные соотношения между дифференциатами, а прифронтальные и фронтальные части интрузивов обогащаются сульфидами тем больше, чем выше рудоносность интрузива (см. табл. 1).

Содержание NiO в оливинах, кристаллизующихся в насыщенных серой системах, зависит прежде всего от количества сульфидов, присутствующих в той части расплава, из которой кристаллизуется оливин [1]. Это положение вполне соответствует процессам, которые, вероятно, происходили в протокамере при образовании трех главных порций материнского расплава, при их подъеме и в самом начале в современных камерах всех интрузивов. Насыщенная серой система сохраняется в обогащенных сульфидами горизонтах такситовых и, возможно, пикритовых габбро-долеритов, в современных камерах только двух групп норильских интрузивов, однако лишь в первой происходит кристаллизация оливина. Оливин образуется из расплава в интерстициях пород. Отдельные части расплава не связаны или слабо связаны друг с другом. Интересно, что именно в этих породах нами установлено наличие кристаллов железистого оливина с высокими содержаниями NiO , которые сосуществуют с аналогичными по составу кристаллами оливина с низкими содержаниями NiO . Наиболее вероятно, что первые образовались из расплава интерстиций вблизи крупных сульфидных обособлений, а вторые — вдали от них. В современных камерах интрузивов рудных полей кристаллизация оливина происходила в системах недосыщенных серой, за исключением такситовых габбро-долеритов всех норильских интрузивов. В результате образовались железистые оли-

вины с низкими содержаниями NiO, у которых наблюдается прямая корреляция NiO—Fo.

Основные выводы из проделанной работы следующие:

состав материнского расплава интрузивов для каждого рудного поля (Талнахского и Норильского) и суммарный был основным, а не основным-ультраосновным, как предполагали предыдущие исследователи. Расплавы рудных полей содержали следующие количества сульфидов, %: Талнахское — 0,88, Норильское — 0,024, суммарно — 0,32;

интрузивы рудных полей (суммарный объем около 60 км³) делятся на три группы с соотношением объемов 32 : 42 : 26. Последовательность внедрения групп совпадает с увеличением их рудоносности: нижнеталнахские — норильские только с вкрапленным оруденением — норильские с телами массивных руд. От нижнеталнахских ко всем норильским интрузивам понижается основность средневзвешенных составов интрузивов, что сопровождается соответствующими сдвигами составов трех главных породообразующих минералов обеих генераций и увеличением содержания NiO в протооливах;

главным процессом при образовании всех интрузивов из единой материнской магмы была многоступенчатая дифференциация взвешенных в этой магме фаз. Скорости осаждения взвешенных фаз уменьшались в следующем порядке: сульфидные капли → протооливин → протоплаггиоклаз. Дифференциация происходила в протокамере, при подъеме и в современных камерах интрузивов, где помимо вертикальной была горизонтальная дифференциация. Изменение силикатного расплава на всех стадиях дифференциации было однонаправленным, количество сульфидов на каждой стадии увеличивалось в 2—4 раза, а их общая суммарная концентрация, не считая вертикальной дифференциации в современных камерах интрузивов — в 22 раза;

латеральное центрическое размещение интрузивов трех групп на площади рудных полей, закономерное изменение горизонтов локализации в ряду норильских интрузивов с телами массивных руд, а также наиболее низкое стратиграфическое положение ос-

новных тел каждого из этих интрузивов обусловлены, вероятно, удельным весом соответствующих порций материнской магмы и его закономерными колебаниями в результате изменения количества и содержания взвешенных фаз (главным образом сульфидных капель и протооливина);

главные особенности морфологии интрузивов рудных полей обусловлены вязкостью и текучестью соответствующих порций материнского расплава. Материнский расплав нижнеталнахских интрузивов имел повышенную вязкость, т.к. был обогащен протооливином. Поэтому они образуют ветви вдоль тектонических структур; их морфология определяется влиянием дизъюнктивных или пликтивных структур. Материнский расплав норильских интрузивов с телами массивных руд имеет повышенную текучесть, т.к. он обогащен сульфидными каплями. В связи с этим, их морфология закономерно изменяется в зависимости от пластичности вмещающих пород. Тектонические структуры и ранее внедрившиеся интрузивы оказывают на морфологию норильских интрузивов с телами массивных руд только локальное воздействие;

закономерности размещения тел массивных руд в норильских интрузивах изменяются по мере уменьшения их общей рудоносности: значение линии минимальной мощности интрузива, контролирующей распределение большинства тел массивных руд, увеличивается от 100 до 150 м. Степень обогащенности фронтальных и прифронтальных частей интрузива телами массивных руд, напротив, падает. Уменьшение пластичности вмещающих пород приводит к ослаблению связи тел массивных руд с локально погруженными участками и усилению их связи с участками возрастания мощности интрузивов;

содержание NiO в оливах ранних стадий, когда система была насыщена серой (в протокамере, при подъеме и в самом начале в современных камерах интрузивов), зависело от содержания сульфидов в системе. Позже, в современных камерах всех интрузивов, система становится недосягаемой серой и содержание NiO в оливах зависит только от их состава (пропорционально содержанию форстерита). Исключение составляют оливины из так-

трузивов с телами массивных руд, которые, вероятно, кристаллизовались вблизи крупных обособлений сульфидов.

Использование новых количественных геолого-генетических моделей рудного поля и месторождения норильского типа при поисках, разведке и прогнозе глубокозалегающих медно-никелевых месторождений позволяет:

установить наличие нового рудного поля на расстоянии до 15 км от его центральной части и определить направление поисков;

выделить наиболее рудоносную центральную часть рудного поля, сократив площадь поисков в 4—8 раз;

прогнозировать в пределах этой центральной части местонахождение наиболее богатых месторождений;

прогнозировать для только что вскрытых месторождений их рудоносность, форму в плане, в разрезе и положение наиболее богатых руд.

Автор считает приятным долгом выразить благодарность профессору А.И.Кривцову, подсказавшему перспективное направление работы, а также своему коллеге В.А.Федоренко, предоставившему материалы для подсчета средневзвешенных составов интрузивов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Арутюнян Л.А. Геохимические закономерности поведения никеля в эндогенных системах (по экспериментальным данным): Автореф. дисс. на соискание уч. степени доктора геол.-мин. наук. — М., 1986.
2. Горбачев Н.С. Флюидно-магматическое взаимодействие в сульфидно-силикатных системах. — М.: Наука, 1989.
3. Динамика внутрикамерной дифференциации базитовых магм / М.Я.Френкель, А.А.Ярошевский, А.А.Арискин, Г.С.Бармина, Е.В.Коптев-Дворников, Б.С.Киреев — М.: Наука, 1988.
4. Зенько Т.Е. Механизм формирования Норильских расслоенных рудоносных интрузивов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 11. С. 21—39.
5. Зенько Т.Е. Закономерности локализации и строения интрузивов западной части Талнахского района // Тр. ЦНИГРИ, 1986. Вып. 209. С. 21—28.
6. Зенько Т.Е. Новое о строении Нижнеталнахского и Северо-Западного интрузивов Талнахского района // Никеленосность базит-гипербазитовых комплексов Норильского региона. — Апатиты: 1988. С. 64—67.
7. Зенько Т.Е. Зональность и особенности строения интрузивов Талнахского района // Тр. ЦНИГРИ, 1989. Вып. 230. С. 15—32.
8. Зенько Т.Е. Закономерности локализации и строения интрузивов Норильских промышленных медно-никелевых рудных полей // Геология и геофизика. 1992. № 12. С. 52—63.
9. Лихачев А.П. Роль лейкократового габбро в формировании Норильских дифференцированных интрузий // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1965. № 10. С. 75—88.
10. Лихачев А.П. О природе магматических месторождений // Сов. геология. 1973. № 5. С. 33—46.
11. Рябов В.В. Оливины сибирских траппов как показатели петрогенезиса и рудообразования. — Новосибирск: Наука, 1982.
12. Сульфидные медно-никелевые руды норильских месторождений / А.Д.Генкин, В.В.Дистлер, Г.В.Гладышев, А.А.Филимонова, Т.Л.Евстигнеева, В.А.Коваленкер, И.П.Лапутина, А.В.Смирнов, Е.Л.Гроховская — М.: Наука, 1981.
13. Федоренко В.А., Макеева Л.В. О латеральной петро-геохимической зональности никеленосных интрузивов и интрузивных систем Норильского района // Тр. ЦНИГРИ, 1989. Вып. 230. С. 23—29.
14. Roeder P.Z., Emslie R.F. Olivine—liquid equilibrium // Contrib. Mineral. Petrol. V. 29. P. 275—289.
15. Zen'ko T.E., Czamanske G.K. Physical and petrologic aspects of the intrusions of the Noril'sk-Talnakh area, Siberia // In Proceedings of the Sudbury-Noril'sk Symposium (ed.P.C. Lightfoot et al.); Ontario Geological Survey. Special Volume 5.

Zen'ko T. Ye.

Quantitative Genetic-geological Models of Noril'sk-type Ore Fields and Deposits

Three groups of intrusives characterized by enhanced basicity are concentrated within the areas of the Talnakhskoye and Noril'skoye ore fields. Associated with one of these groups are impregnation and bodies of massive sulfides which are considered as commercial ores. Disposition and morphology of all the intrusive groups and regularities of localization of massive sulfide bodies are studied. The formation of ore fields is associated with changes in physical properties of parental magma (which is common to all the intrusives) during its evolution. Quantitative models of ore fields and deposits are constructed; volumes, compositions and contents of sulfides in all the portions of magma are calculated

УДК 553.2.001.57

© В. И. Лобач, 1994

МОДЕЛИРОВАНИЕ КРИТИЧЕСКИХ УРОВНЕЙ ПАРАМЕТРОВ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В. И. ЛОБАЧ (ЦНИГРИ)

Анализ модели распределения полезного компонента во всем диапазоне его содержаний позволяет выделить концентрационные уровни рудного объекта, обозначающие смену темпа и направленности в изменении характеристик. Важнейшими из характеристик являются прерывистость, компактность и контрастность, количественная оценка которых открывает возможности создания классификации рудных объектов по сложности для целей разведки и оценки.

Согласно теоретическим разработкам и практическим результатам по моделированию природных систем, [1] их развитие как органических, так и неорганических, происходит неравномерно, когда в эволюционном развитии систем наступают коренные качественные изменения, определяющие критические диапазоны, в которых система имеет различную морфофункциональную структуру и принципы регулирования. В критических диапазонах система особенно чувствительна к внешним воздействиям. Переход через критический диапазон связан с соответствующими структурными и регуляторными изменениями в системе. Между последовательными критическими диапазонами она сохраняет свои качественные свойства и в этом случае для нее характерна низкая чувствительность к изменениям как внешних, так и внутренних условий развития.

Неравномерное или аллометрическое развитие природных систем, вызванное переменным характером внутренних и внешних условий, отличается тем, что при определенных параметрах системы и среды экспоненциальный рост с постоянным типом приращения прекращается и переходит в параболический. Последний появляется тогда, когда скорости экспоненциального роста убывают от одного экспоненциального режима к другому, так что их можно аппроксимировать зависимостью близкой к гиперболе. Точки смены параметров роста являются критическими, т.к. с ними связаны морфофункциональные перестройки, изменения качественных характеристик развивающейся системы.

Таким образом, аллометрическое развитие может отражать соотношения между характеристиками процесса и аппроксимироваться степенной функцией вне зависимости от того, каков конкретный смысл аргумента. В этом случае системы, модель развития которых описывается степенной функцией, могут представлять интерес и для решения задач, в которых аргумент принципиально не временной. К таким системам можно отнести и рудные объекты, если в качестве аргумента принять содержание полезного компонента, придавая ему различные значения. При таком подходе рудные объекты можно рассматривать в развитии или создать их функционирующую модель, в которой структурные уровни и элементы каждого уровня связаны между собой и в самой системе. Придание такой модели динамичности позволит, в соответствии с законами аллометрического развития природных систем, на любом из выделенных концентрационных уровней рудного объекта определить его характеристики или параметры, необходимые для решения целевых задач.

Технология создания концентрационной модели. Математическая основа рассматриваемой модели — вероятностно-статистическая. Статистические характеристики взаимодействуют в едином ключе и в диапазоне изменения значений аргумента (содержания полезного компонента).

Исходная цифровая информация в виде анализов проб (элементарных наблюдений), используемая при построении модели, обра-

батывается по специальной программе, разработанной в ЦНИГРИ.

Динамичность модели обусловлена алгоритмом, действующим по принципу итерации с привлечением механизма взаимосвязанности исходной информации и последовательности ее обработки в направлении от низких содержаний к высоким [2]. Переменная величина, как результирующая таких операций, рассматривается в качестве базовой функции F , своеобразно реагирующей на морфоструктурные изменения в рудном объекте на всем диапазоне содержаний полезного компонента. Графическое представление F в виде диаграммы концентрационного эффекта (ДКЭ) весьма напоминает графические модели природных систем, развитие которых происходит как процесс рождения и гибели. В основе такого процесса лежат цепные механизмы, влияющие на ход развития и рост числа элементов системы. Форма ДКЭ в общем случае имеет вид уплощенного колокола с элементами скошенности (асимметричности) и полимодальности, обусловленными степенью гетерогенности рудовмещающей среды и особенностями распределения полезного компонента. В изменении F намечаются черты дискретности и смены темпов экспоненциального изменения, в связи с чем на такой модели рудного объекта выделяются стадии развития, в каждой из которых период аллометрии сменяется периодом перестройки. Смена стадий обозначается в точках либо скачком в изменении скорости экспоненциального роста, либо показателем в уравнении аллометрии. Такие точки являются критическими, т.к. в них происходит смена морфофункциональных преобразований, темпа и направленности в изменении качественных характеристик рудного объекта (рисунок).

В качестве иллюстрации развития рудного объекта как природной системы, приведем результаты исследований на моделях рудных объектов с различным типом концентрирования, но в основу которых положено одно и то же логнормальное распределение содержаний полезного компонента (в данном случае это будет золото) со следующими параметрами: количество наблюдений (проб) — 560, число профилей — 24; нормализованные оценки среднего содержания

— 15 г/т, дисперсии — 159, коэффициент вариации — 84 %, асимметрии — 0,04 и эксцесса — 0,15.

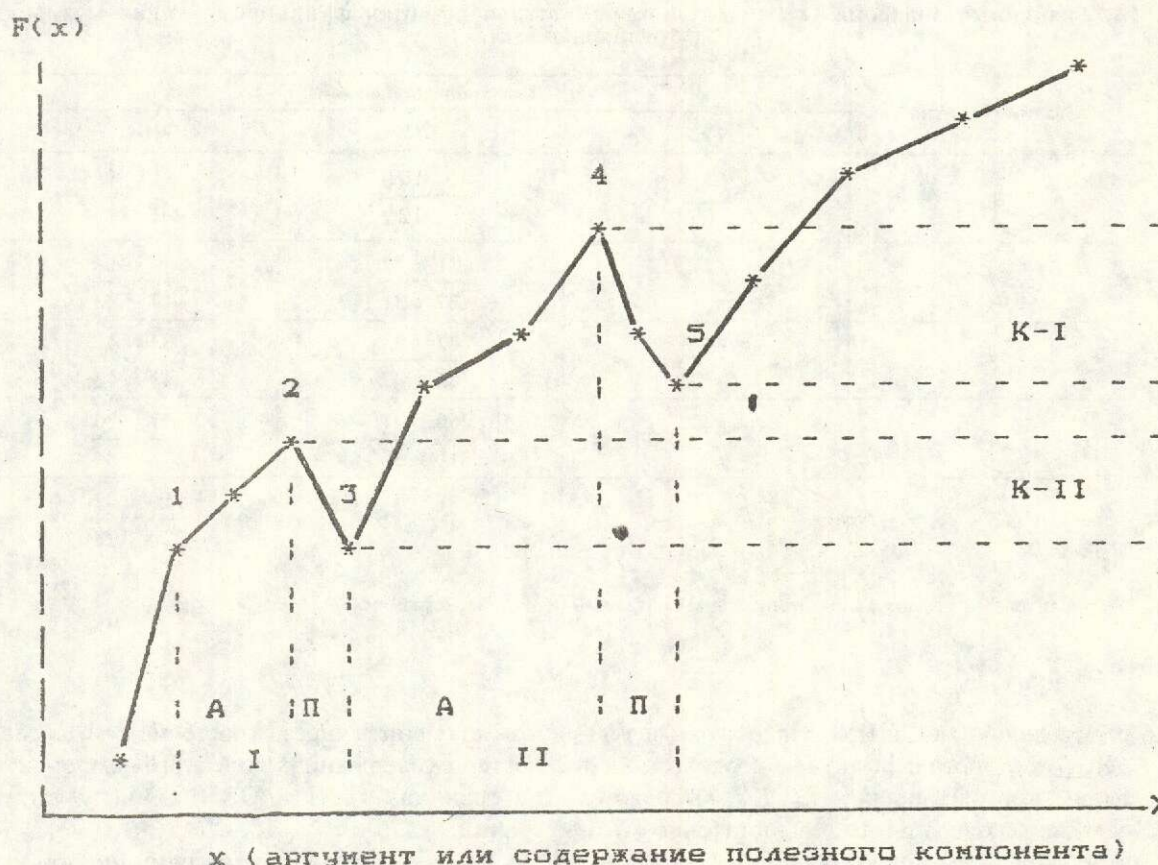
Исходя из всего возможного разнообразия концентрирования золота и на базе заданной статистической модели, определен и составлен набор моделей рудных объектов с типами концентрирования: квазистолбовым (КС), столбовым (С), бананцево-столбовым (БС), бананцевым (Б) и квазibanанцевым (КБ). Введением приставки «квази» для крайних членов ряда подчеркивается, что рудные объекты с данными типами концентрирования представляют собой исключительное, хотя и вполне возможное природное явление во всей известной совокупности рудных месторождений.

Модель КС отвечает рудным объектам с единым центром концентрирования, от которого в направлениях к периферии концентрация полезного компонента относительно равномерно снижается, т.е. это тип изотропного распределения содержаний полезного компонента с явно выраженной тенденцией центростремительного концентрирования.

Модель КБ соответствует рудным объектам с разобшенными в объеме недр высококонцентрированными скоплениями полезного компонента, размеры которых соотносятся с зоной распространения локального замера или элементарного наблюдения. Такой модели свойственна изотропия в распределении содержаний полезного компонента, обусловленная явлениями центробежного концентрирования.

Модели С, БС и Б в наибольшей мере отражают особенности концентрирования полезного компонента на реальных рудных объектах, что, в конечном итоге, и определяет многообразие их концентрационной анизотропии.

Представление моделей в такой последовательности предполагает соответствующее усложнение структуры концентрационной неоднородности от модели к модели, о чем и говорит увеличение числа критических (концентрационных) уровней (табл. 1), и что полностью согласуется с результатами ранее проведенных исследований по ряду золоторудных месторождений [2, 4]. Кроме того, в представленных моделях как бы исключено влияние статистической неоднородности, что сделано для того,



Критические состояния развивающейся природной системы или рудного объекта:

I, П — стадии развития; *A* — период аллометрии; *П* — период перестройки; *K-I, K-II* — критические диапазоны или концентрационные уровни; *1-5* — критические точки или граничные значения содержаний полезного компонента для критических уровней

чтобы их функционирующие модели отражали в полной мере все особенности структурных преобразований на исследуемых концентрационных уровнях и в соответствии с заданным типом концентрирования.

Результаты исследований. Моделирование рудных объектов на примере золоторудных месторождений показывает, что при всех различиях их характеристик существуют общие, единые свойства и законы развития рудных объектов как природных систем. В этом случае речь идет о концентрационном диапазоне, в котором структурные связи переходят в иное качество, выражающееся в нарушении как бы «сплошности оруденения». Физически это проявляется относительной соразмерностью морфометрических параметров скопле-

ний и расстояний между ними. Для дальнейшего обсуждения полученных результатов необходимо использовать понятия «ПЭН» и «ОЭН», предложенные для обозначения соответственно рудных скоплений как «положительных элементов неоднородности» и расстояний между ними как «отрицательных элементов неоднородности» В.И.Куторгиным в 1992 г. В соответствии с этим уточним, что если в указанном критическом диапазоне наступает соразмерность «ПЭН» и «ОЭН», то, в первом приближении, можно говорить о максимальных величинах дискретности или прерывистости в размещении скоплений. Иначе говоря, данному критическому диапазону соответствует концентрационный уровень, именуемый как структу-

1. Граничные значения (критические точки) стадий развития функционирующих моделей рудных объектов

Стадии развития	Тип концентрирования					
	КС		БС		КБ	
1	$\frac{1}{10}$	$\frac{10}{26}^*$	$\frac{3}{10}$	$\frac{10}{12}$	$\frac{1}{4}$	$\frac{4}{5}$
2			$\frac{21}{27}$	$\frac{27}{31}$	$\frac{8}{17}$	$\frac{17}{22}$
3			$\frac{77}{85}$	$\frac{85}{92}$	$\frac{31}{41}$	$\frac{41}{42}$
4			$\frac{260}{310}$	$\frac{310}{380}$	$\frac{57}{76}$	$\frac{76}{80}$
5					$\frac{110}{220}$	$\frac{220}{280}$

* В числителе — период аллометрии; в знаменателе — период перестройки.

роопределяющий (СКУ). На диаграмме концентрационного эффекта в соответствии с типом концентрирования СКУ выделяется если не максимальным, то достаточно высоким значением функции в одной из критических точек. Исследованиями подтверждено, что размещение, ориентировка и форма скоплений структуроопределяющего уровня на золоторудных объектах обусловлены, в значительной мере, геолого-структурными особенностями рудовмещающей среды, определяющими пути рудоносных флюидов, а также механизмом и условиями отложения руд с повышенными концентрациями золота [2, 4].

Как показали результаты исследований, морфоструктурные преобразования в рудных объектах связаны непосредственно с изменениями таких характеристик концентрационной неоднородности как компактность и контрастность, кроме уже указанной прерывистости.

Этим характеристикам можно придать количественное выражение. Так, прерывистость может быть вычислена через отношение числа граничных переходов между ПЭН и ОЭН к сумме их размеров. Количественная оценка компактности может быть получена из отношения разности и суммы средних размеров ПЭН и ОЭН. Контрастность

можно оценить через отношение суммы разностей в содержаниях полезного компонента на границах ПЭН и ОЭН к числу таких границ.

Анализ графиков изменений оценок исследуемых характеристик по каждой из моделей показал следующее:

до определенного концентрационного уровня изменения прерывистости, компактности и контрастности могут быть аппроксимированы сходными уравнениями аллометрического развития, а на более высоких критических уровнях они изменяются по закономерностям, обусловленным, в значительной мере, типом концентрирования;

в общем случае, т.е. по рудному объекту как системе в целом, компактность и прерывистость тесно связаны обратной зависимостью, но по рудным объектам КС, С, БС, Б, КБ с тем или иным типом концентрирования зависимость между указанными характеристиками проявляется неадекватно. Так, если рассматривать зависимость компактности и прерывистости как функцию, показывающую степень сложности структуры концентрационной неоднородности (СКН) рудного объекта, то на моделях со столбовым типом концентрирования этот показатель может быть на порядок ниже такового на моделях с бонанцевым типом

2. Направления и градиентные коэффициенты изменений характеристик по стадиям развития модели типа КБ

Характеристики	Стадии аллометрии и перестройки				
	1	2	3	4	5
Базовая функция	→4,0← *	→3,1←	→1,6←	→5,2←	→8,4←
Прерывистость	→2,2→	→25,0→	←0,6←	←3,0←	←2,1←
Компактность	←7,1←	←2,0←	←0,6←	←0,1←	←1,8←
Контрастность	←14,3←	←4,2←	←0,9←	←3,2←	←15,2→
Погрешность аналогии	→11,8←	→1,8→	←0,6→	←0,2→	→43,5→

* Указатели направления изменений слева от градиентных коэффициентов — период аллометрии, справа от градиентных коэффициентов — период перестройки

концентрирования. Аналогичные результаты дает показатель сложности СКН рудного объекта, если таковой рассматривать как функцию прерывистости, компактности и контрастности.

В качестве примера приведены результаты исследований по модели с квазибонанцевым типом концентрирования, которые показывают, что изменения указанных характеристик происходят в соответствии с изменениями F по стадиям развития. При этом проведенное сопоставление градиентов и направлений приращений значений функции и характеристик по периодам аллометрии и перестройки показывает, в большинстве случаев, более высокие значения градиентов приращений для периодов аллометрии (табл. 2). Согласованность изменений F и характеристик в критических диапазонах стадий развития подтверждается данными корреляционного анализа как по исследуемой модели, так и по природным объектам (табл. 3).

В каждом из критических диапазонов исследуемой модели КБ намечаются особенности в морфоструктурных преобразованиях, выражающиеся в следующем:

на первой стадии развития наблюдается заметное снижение прерывистости, компактности и контрастности, на что довольно чутко реагирует погрешность аналогии, отражающая ошибку геометризации скоплений при различной плотности разведочной сети [3]. На общую оценку погрешности аналогии на данной стадии развития суще-

ственно влияют более высокие по величине частные погрешности отрицательного знака, обусловленные неравномерностью распределения ОЭН;

на второй стадии морфоструктурные преобразования связаны в основном с изменением прерывистости, в связи с чем в развитии данной рудной системы наступает качественно иное состояние, когда в критическом диапазоне прерывистость компактного типа сменяется прерывистостью разобщенного типа;

третья и четвертая стадии развития наименее выразительны по морфоструктурным преобразованиям, т.е. система находится как бы в относительно равновесном состоянии. Впрочем, уже в критическом диапазоне четвертой стадии развития намечаются новые морфоструктурные преобразования с тенденцией к более интенсивным и разнонаправленным изменениям прерывистости и контрастности;

пятая стадия развития, где выделяется структуроопределяющий уровень (на ДКЭ, его критическая точка отмечена самым высоким значением F), характеризуется новыми морфоструктурными преобразованиями, что отражается на изменении прерывистости, компактности и особенно контрастности. Резкое увеличение погрешности аналогии на данном диапазоне связано с влиянием неравномерности распределения ПЭН, обуславливающим увеличение вероятности появления частных значений погрешности аналогии с положительным знаком.

3. Коэффициенты корреляции структурных характеристик и базовой функции

Характеристики	По модели КБ	По жилым месторождениям золота
Прерывистость	0.778	0.737
Компактность	-0.784	-0.535
Контрастность	-0.751	-0.583
Погрешность аналогии	0.683	0.607

Результаты моделирования критических уровней рудных систем дают основание рассматривать такие характеристики как прерывистость, компактность и контрастность в качестве основных для структуры концентрационной неоднородности рудных объектов. Возможности их количественного выражения открывают перспективы для разработки нового подхода к выбору количественной оценки сложности строения рудных объектов.

Значимая корреляционная связь между указанными характеристиками, погрешностью аналогии и базовой функцией (см. табл. 3), рассматривается как один из положительных моментов для проведения различного рода сопоставлений с целью создания геолого-промышленной классификации месторождений полезных ископаемых на количественной основе. При этом ранжирование рудных объектов можно проводить как по совокупности основных характеристик, так и по каждой из них в отдельности. Так, максимальная величина прерывистости из ее модальных значений, тяготеющая к критическому диапазону, где компактность сменяется разобщенностью (ПЭН и ОЭН сопоставимы по размерам, а величина показателя компактности приближается к нулю), может служить классификационным показателем степени прерывистости рудного объекта. Контрастность, при общей ее тенденции к снижению с увеличением концентрационного уровня, может быть однозначно высокой на объектах одного и того же типа концентрирования. К примеру, объекты с компактным типом прерывистости (модели типа «столб») могут быть весьма контрастными или слабо контрастными в зависимости от особенностей проявления центробежного или центростремительного концентрирования.

На данном этапе исследований рассмат-

ривались количественные характеристики прерывистости, компактности и контрастности, из которых прерывистость является характеристикой первого порядка сложности структуры концентрационной неоднородности уровня рудного объекта. Характеристики второго порядка сложности рассматривались как функция прерывистости и компактности, а сложность третьего порядка — как функция прерывистости, компактности и контрастности.

В качестве примера в таблице 4 приведен ряд оценок указанных характеристик по трем опорным моделям (КС, БС и КБ) и там же в качестве сравнения приведены оценки коэффициентов вариации. Последнее в прежних классификациях запасов использовались для оценки сложности рудных объектов. Из таблицы следует, что коэффициенты вариации по наблюдениям (пробам) одинаковы для моделей всех типов, а величина коэффициента вариации по пересечениям уменьшается с повышением сложности СКН моделей. Это может свидетельствовать о неправомерности использования такой характеристики как степень неравномерности распределения содержаний полезного компонента для целей классификации рудных объектов.

На основании сопоставления характеристик СКН по моделям и с учетом их взаимосвязей составлена схема распределения их количественных оценок по типовому набору моделей, которая может рассматриваться в качестве принципиального подхода к классификации рудных объектов по сложности их СКН (табл. 5).

Таким образом, на основании вышеизложенного можно сделать следующие выводы. Рудный объект как система может быть представлен функционирующей моделью. Такая модель достаточно чувствительна к

4. Оценка характеристик моделей рудных объектов на одном из концентрационных уровней

Характеристики	Тип концентрирования		
	С	БС	Б
Прерывистость или сложность-1	0,022	0,214	0,524
Компактность	0,196	-0,316	-0,397
Контрастность	0,140	0,542	2,610
Сложность-2	0,018	0,596	2,120
Сложность-3	0,003	0,322	5,540
Коэффициент вариации:	84	84	84
по пробам	65	47	15
по пересечениям			

5. Оценка сложности структуры концентрационной неоднородности рудных объектов (в баллах)

Контрастность	Тип концентрирования				
	КС	С	БС	Б	КБ
1	$\frac{1-1-1}{3}^*$	$\frac{2-1-1}{4}$	$\frac{2-2-1}{5}$	$\frac{3-2-1}{6}$	$\frac{4-3-1}{8}$
2	$\frac{1-1-2}{4}$	$\frac{2-2-2}{6}$	$\frac{2-3-2}{7}$	$\frac{4-3-2}{9}$	$\frac{4-4-2}{10}$
3	$\frac{1-1-3}{5}$	$\frac{2-2-3}{7}$	$\frac{3-3-3}{9}$	$\frac{4-4-3}{11}$	$\frac{5-4-3}{12}$
4	$\frac{1-1-4}{6}$	$\frac{3-2-4}{9}$	$\frac{4-3-4}{11}$	$\frac{4-4-4}{12}$	$\frac{5-5-4}{14}$
5	$\frac{1-2-5}{8}$	$\frac{3-2-5}{10}$	$\frac{4-3-5}{12}$	$\frac{5-4-5}{14}$	$\frac{5-5-5}{15}$

* Оценка прерывистости, компактности, контрастности — в числителе; оценка сложности — в знаменателе

морфоструктурным преобразованиям в рудном объекте на различных уровнях концентрации полезного компонента. При этом в изменении базовой функции выделяются критические концентрационные уровни, рассматриваемые как элементы концентрационной неоднородности рудных объектов. Концентрационные уровни иерархически соподчинены. Критические точки концентрационных уровней на графиках ДКЭ являются граничными содержаниями для выделения элементов концентрационной неоднородности рудных объектов. С критическими

диапазонами или концентрационными уровнями связаны морфоструктурные преобразования, что находит отражение в особенностях изменений таких основных характеристик как прерывистость, компактность и контрастность. Количественные оценки указанных характеристик можно использовать для вывода количественной оценки сложности рудных объектов и создания на ее основе геолого-промышленной классификации месторождений полезных ископаемых для целей разведки и оценки.

Приведенные в статье результаты иссле-

довний получены на моделях золоторудных объектов. В таком подходе к моделированию заложена идея придания моделям рудных объектов некоторого активного начала—действующего преобразователя информации, позволяющего перейти от статичной модели к динамичной. Речь идет об одном из правил преобразования информации по рудным объектам, направленном на выделение критических или концентрационных уровней в их развитии. С такими уровнями связаны коренные преобразования в концентрационной структуре рудных объектов, формирование периодов морфофункциональных перестроек, происходящих синхронно с действием геологических процессов и изменениями рудовмещающей среды. Последнее свидетельствует, что рудному объекту как природной системе свойственна адаптация к новым условиям. Отсюда представления о всеобщей взаимосвязанности и взаимообусловленности

природных объектов и процессов могут найти и уже находят свое количественное подтверждение не только в геологии, но и в других отраслях знаний (биологии, экологии, экономике и т.д.).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Жирмунский А.В., Кузьмин В.И. Критические уровни в развитии природных систем. — Л.: Наука, 1990.
2. Лобач В.И. Количественная оценка достоверности геологоразведочных данных // Материалы науч.-практич. конференции НТД-91, ЦНИГРИ, 1992. С. 38—39.
3. Лобач В.И. Изучение концентрационной неоднородности — важное направление совершенствования методологии разведки месторождений золота // Тр. ЦНИГРИ, 1987. Вып. 221. С. 45—53.
4. Лобач В.И. Структура концентрационной неоднородности как отражение синергетики геологических процессов // Тез. докл. семинара «Рудная синергетика». — Алма-Ата: КАЗИМС, 1991. С. 54—55.

Lobach V. I.

MODELLING OF CRITICAL VALUES OF PARAMETERS OF ORE DEPOSITS

It is shown that the analysis of valuable component distribution throughout the whole range of its contents enables establishing certain concentration levels marking the changes in rate and direction of variations of deposit characteristics. Among the essential characteristics are discontinuity, compactness and contrast; their quantitative estimation opens up possibilities for creating a classification of ore objects by their complexity, for the purposes of prospecting and valuation

СТРОЕНИЕ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ



УДК 551. 21: 553. 435

© В. С. Требухин, Е. П. Ширай, 1994

РЕКОНСТРУКЦИЯ ПАЛЕОВУЛКАНИЧЕСКИХ СТРУКТУР УЧАЛИНСКОГО И ВЕРХНЕУРАЛЬСКОГО РУДНЫХ РАЙОНОВ

В. С. ТРЕБУХИН, Е. П. ШИРАЙ (ЦНИГРИ)

Проведена палеореконструкция разнопорядковых колчеданосных вулканических структур Учалинского и Верхнеуральского рудных районов. Выявлены и проанализированы пять последовательных ритмов извержений, завершавшихся отложением руд соответствующего рудоносного уровня, каждый из которых приурочен к определенной части стратиграфического разреза. Показано, что колчеданные залежи локализованы в палеодепрессиях, тесно связанных с экструзивными куполами риолито-дацитов на флангах базальтовых поднятий.

При изучении условий формирования и закономерностей локализации колчеданного оруденения в Учалинском и Верхнеуральском рудных районах неоднократно предпринимались попытки реконструкции вулканических структур риолит-базальтовой формации, вмещающей колчеданное оруденение. Этому вопросу посвящен ряд исследований М.Б.Бородаевской, Н.К.Курбанова, В.С.Шарфмана, В.С.Чадченко, а также авторов данной статьи [1—6, 8]. В настоящее время после проведения большого объема бурения на границе двух районов, комплекса геофизических исследований, детального изучения вновь открытых месторождений получен новый материал, существенно уточняющий представления об истории развития продуктивного вулканизма.

Учалинско-Александринская структурно-формационная колчеданосная зона, в центральной части которой расположена описываемая площадь, с востока ограничена Гумбейской зоной, где широко развиты типично островодужные известково-щелочные вулканы андезито-базальтовой формации, D_2gv_2 [3]. С запада колчеданосная зона ограничена Центрально-Магнитогорским прогибом, выполненным более молодыми отложениями, $D_3—C_1$. Колчеданные месторождения Верх-

неуральского и Учалинского районов локализованы в вулканогенных породах контр-астной формации, D_2gv_1 . Вулканизм ее протекал в подводных условиях и представлен вулканами центрального типа, формировавшими базальтоидные вулканические гряды, в пределах которых на разных уровнях разреза локализованы вулкано-купольные сооружения риолито-дацитов.

В подошве риолит-базальтовой формации залегают мелкообломочные туфы и туфопесчаники удаленных фаций андезито-базальтовой формации, включающие прослойки углисто-глинисто-кремнистых пород, лавы и силлы толеитовых базальтов, D_2e . В разрезе формации установлено пять ритмов вулканизма, каждый из которых начинается излияниями базальтовых лав и затем формированием кислых вулканитов, к кровле которых приурочены вулканогенно-осадочные и гидротермально-осадочные породы, а также гидротермально-осадочные залежи колчеданных руд.

В процессе эволюции продуктивного вулканизма от каждого древнего ритма к более молодому возрастает объем кислых пород по отношению к основным, уменьшается глубина накопления пород и руд в палеоморском бассейне. При этом центр

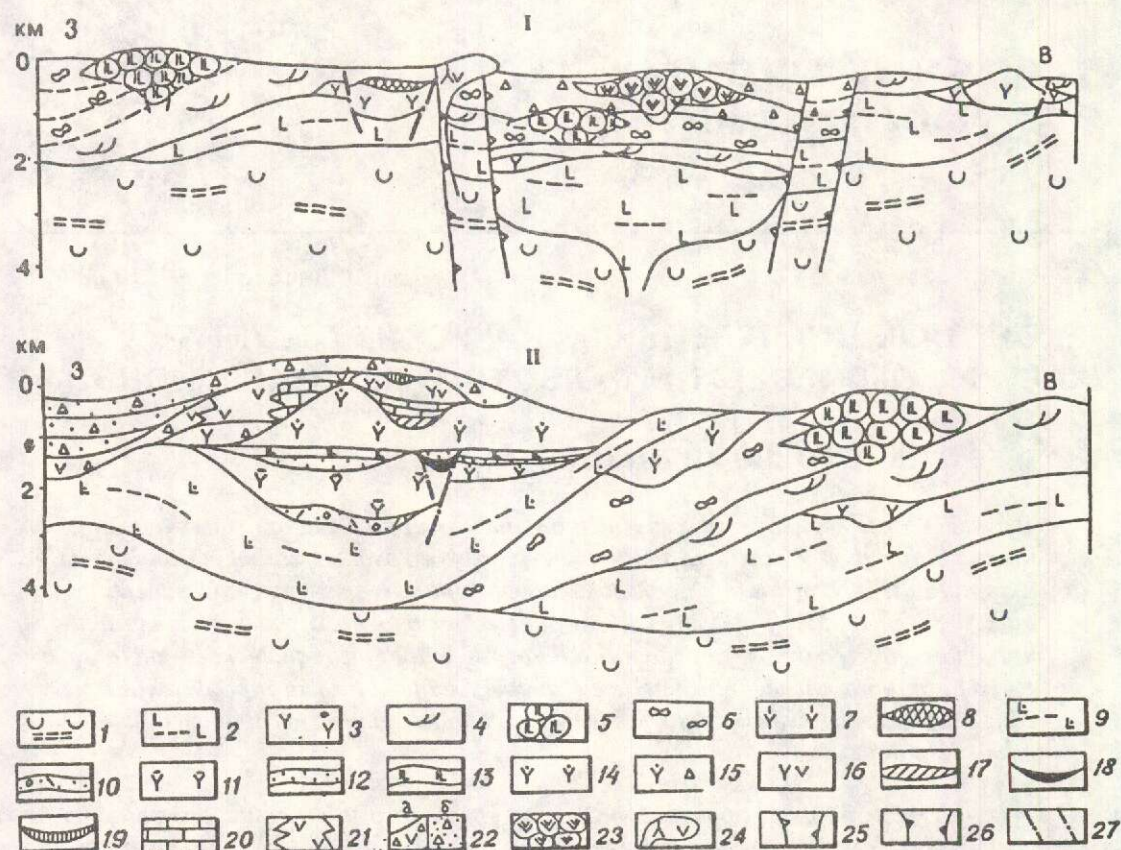


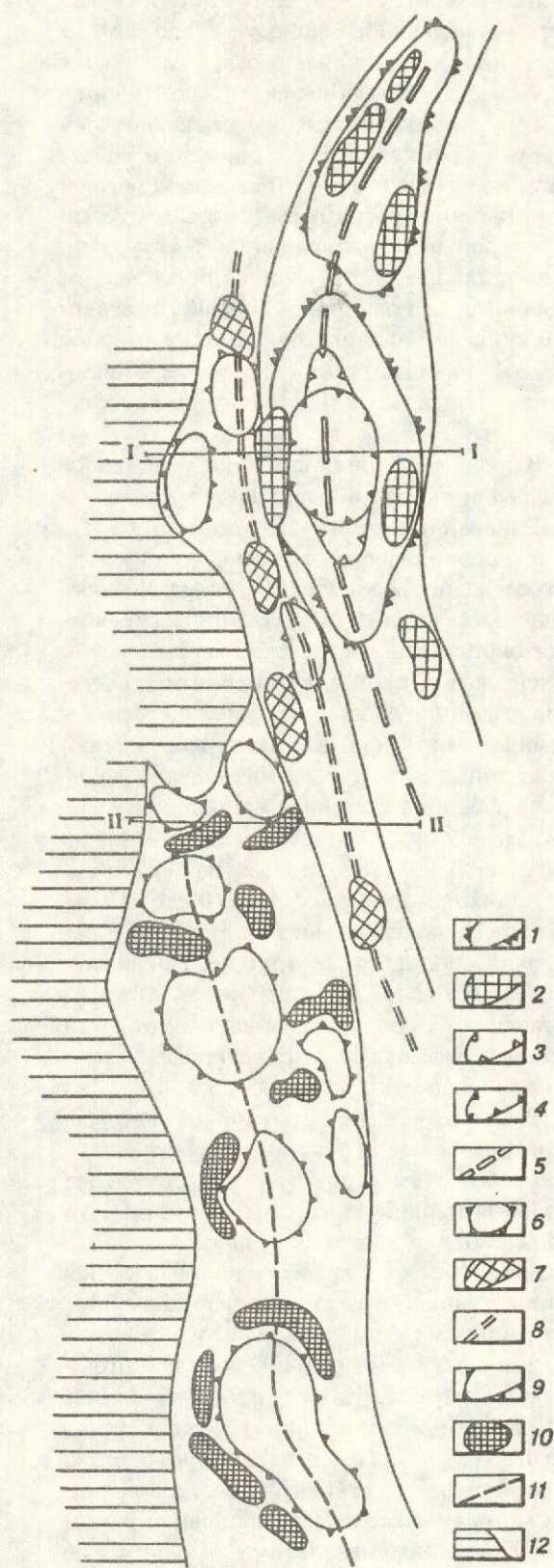
Рис. 1. Схема палеовулканической реконструкции Учалинского и Верхнеуральского рудных районов (в разрезе):

I — разрез на широте Учалинского месторождения. II — совмещенный разрез через Озерное и Западно-Озерное месторождения; 1 — удаленные туфо-осадочные фации известково-щелочной андезито-базальтовой формации, D_2e ; породы риолито-базальтовой субформации, D_2gv_1 ; 2 — толентовые субмаринные базальты, 3 — базокварцевые дациты и риолито-дациты, 4 — шарово-подушечные лавы афировых базальтов с горизонтами гиалокластитов, 5 — пироксен-плагипорфировые базальты Западно-Учалинской гряды, 6 — промежуточные и удаленные пирокластические фации; 7 — дациты и риолито-дациты базокварцевые и кварцпорфировые; 8 — колчеданная залежь Учалинского месторождения; породы базальт-андезит-дацит-риолитовой субформации, D_2gv_{1-2} ; 9 — лаво-пирокластические фации базальтов Буранцовско-Межозерно-Орловской вулканогенной гряды, 10 — переотложенные вулканокласты смешанного состава, 11 — экструзивные риолито-дациты базокварцевые и мелкокварц-порфировые ранней возрастной генерации. 12 — ритмичные перебитые вулканокласты кислого состава, 13 — горизонт базальтовых лав и туфов, 14 — экструзивные риолито-дациты крупнокварц-порфировые поздней возрастной генерации, 15 — осыпные агломераты, 16 — экструзивные андезитодациты поздней генерации; колчеданные залежи Озерного и Западно-Озерного месторождений: 17 — нижняя колчеданная залежь верхнего уровня (Западно-Озерное), 18 — колчеданная залежь нижнего уровня (Озерное месторождение), 19 — верхняя колчеданная залежь (Западно-Озерное); породы андезито-базальтовой и туфо-осадочной формации, D_2gv_2 ; 20 — рифогенные известняки, 21 — лавы андезито-базальтов, 22 — вулканогенно-осадочные породы: а — вулканокластические из шлейфа, б — несортированные вулканогенно-осадочные породы смешанного состава, 23 — пироксен-плагипорфировые андезито-базальты эксплозивного Буйдинского вулкана, 24 — тело андезитодацитов; 25 — борта кальдеры первого поколения, 26 — борта кальдеры второго поколения, 27 — борта рудовмещающих просадок

вулканизма каждого последующего ритма смещается к западу по отношению к вулканическим аппаратам более раннего ритма (рис. 1).

Нами предпринята попытка реконструировать особенности вулканизма каждого ритма. Это облегчается тем, что на большей части площади района породы слабо дефор-

мированы. Однако в северной и восточной частях района вулканисты обладают крутым западным падением. Углы падения пород более крутые в древних горизонтах и пологие — в верхних частях разреза риолит-базальтовой формации. Кроме того, низы разреза контрастной формации выходят лишь локально, тогда как верхние ее части обна-



жены или вскрыты буровыми скважинами на значительных площадях. Поэтому наиболее достоверными являются палеовулканические построения, отвечающие проявлениям поздних ритмов вулканизма.

Главными геологическими структурами первых трех ритмов палеовулканизма являются вулканогенные гряды, состоящие из цепочек базальтовых палеовулканов. На рассматриваемой территории выделяются три такие гряды, в строении которых участвуют базальты трех поколений — Восточно-Учалинская, Западно-Учалинская и Буранцовско-Орловская. Эти гряды и слагающие их отдельные поднятия (деформированные вулканические сооружения) контролируют размещение фаций и мощностей кислых вулканитов, осадочных и вулканогенно-осадочных пород, а также колчеданных руд.

Наиболее древние базальты *первого ритма* вулканизма обнажены вблизи оз. Ургун, где их мощность составляет около 300 м. Они сложены пиллоу-лавами, переслаивающимися с яшмами, и представляют собой, по-видимому, удаленные от центров вулканизма фации. Эти же породы слагают основную часть Сафаровского вулканического сооружения центрального типа, которое впервые выделено и описано Т.И. Фроловой [7]. Мощность их здесь более 500 м, пелагические осадки отсутствуют. Судя по геофизическим данным, ось максимальной мощности базальтов прослеживается от Сафаровского сооружения на юг (рис. 2). Здесь кровля базальтов вскрыта рядом скважин в Учалинском рудном поле и откартирована

Рис. 2. Схема палеовулканической реконструкции Учалинского и Верхнеуральского рудных районов (в плане):

Восточно-Учалинская вулканическая гряда, D₂gv₁: 1 — базальтовые поднятия — субмаринные палеовулканы, 2 — экструзивные купола базокварцевых дацитов и риолито-дацитов, 3 — кальдеры прогибания первого поколения, 4 — кальдеры прогибания второго поколения, 5 — ось гряды; Западно-Учалинская вулканогенная гряда, D₂gv₁: 6 — палеовулканы пирокластов пироксен-плагиопорфировых базальтов, 7 — экструзивные купола кварц-порфировых риодацитов, 8 — ось гряды; Буранцовско-Орловская вулканогенная гряда, D₂gv₁₋₂: 9 — базальтовые поднятия — палеовулканы и их группы, 10 — экструзивные купола трех возрастных генераций, 11 — ось гряды, 12 — область развития пород послерудных формаций

И.С.Анисимовым к востоку от него, где их мощность не менее 500 м. Выходы базальтов разделены Буйдинской депрессией, выполненной андезитами, андезито-базальтами и осадочными породами с обломками известняков верхнеживетского возраста. Эти вулканы несогласно полого перекрывают породы низов разреза контрастной формации (см. рис. 2).

Буйдинская депрессия представляет собой овальную просадку с амплитудой сбросов 400—800 м. В центре ее расположен Буйдинский палеовулкан, жерловые и прижерловые фации которого были выделены при съемке масштаба 1:50000 Н.К.Курбановым в 1965 году. Кольцевые разломы, ограничивающие депрессию, вмещают тела диорит-порфиров, субвулканические тела крупнопорфировых андезитодацитов. По данным дешифрирования космоснимков и анализа гравиметровых материалов, депрессия представляет собой кальдеру проседания, формирование которой главным образом связано с верхнеживетским вулканизмом.

Мы полагаем, что Буйдинская кальдера является телескопированной структурой, осложняющей более древние кальдерные проседания. В этом случае Учалинская антиклинальная структура, осложненная сбросом с востока, с уменьшением мощностей перекрывающих пород за сбросом, может трактоваться как деформированный реликт соммы крупного базальтового вулкана, названного нами Учалинским.

По данным анализа гравиметрических и магнитометрических материалов, Учалинский палеовулкан реконструируется в виде крупного эллипсовидного в плане базальтового поднятия размером 25×10 км. Он сложен массивными, глыбовыми афировыми базальтами и пиллоу-лавами с мощностями, достигающими по геофизическим данным 1,5 км. Последующие извержения первого ритма проявились в виде нескольких экстрезивных куполов кислого состава, различающихся по форме, размеру и внутреннему строению. Они приурочены к присклоновым частям поднятия и окаймляют его по периферии, формируя протяженные гряды.

Кислые породы в Учалинском рудном поле прослежены на расстоянии около 15 км. На основании выделения участков увели-

ченных мощностей (до 300—500 и более метров при средней мощности около 200), а также по преобладанию в разрезе лавовых фаций, между Учалинским и Ново-Учалинским месторождениями выделен лавовый экстрезивный купол. В его сложении участвуют преимущественно базокварцевые и мелкокварцевые дациты с фельзитовой структурой и разнообразными текстурами. В центральной части купола преобладают массивные разновидности пород. На северном и южном флангах в дацитах широко развиты флюидальные, ленточные, линзовидно-флюидальные и эвтакситовые текстуры.

Вулканокластические фации развиты по периферии купола и выполняют рудовмещающие впадины, подстилая рудные тела. По составу обломки аналогичны породам купола, а по сложению и крупности весьма разнообразны. Здесь развиты витрокластические, витролитокристаллокластические туфы, как с атакситовыми, так и с эвтакситовыми текстурами, ассоциирующие с туфопесчаниками и кремнистыми туффитами. На туфах залегают колчеданные рудные тела Учалинского уровня, являющиеся составной частью описываемого разреза [6]. Вышележащим компонентом разреза является пестрая полифациальная пачка мощностью от 10 до 50 м, представленная переслаиванием туфов, туфосадочных пород, кремней и содержащая мелкие тела базальтов и кислых пород. Характер слагающих ее пород указывает на то, что формировалась она в период затишья извержений при активных процессах перемыва.

Вулканические структуры *второго ритма* извержений реконструируются более достоверно, чем структуры первого ритма. Второй ритм начинался с излияния пиллоулав, слагающих потоки мощностью от нескольких метров до нескольких десятков метров с линзами гиадокластитов как в интестициях между подушками, так и линзами, разделяющими потоки. Между потоками присутствуют также пласты и линзы туффитов и туфопесчаников мощностью в первые метры. Размер подушек колеблется от нескольких десятков сантиметров до первых метров; сложены они афировыми и плагиопорфировыми базальтами с мелкими (до первых миллиметров) вкрапленниками пироксена. Характерно наличие миндалин.

Общая мощность толщи изменяется в пределах 400—800 м. Для нее характерно отсутствие глубоководных пелагических осадков, в отличие от базальтов первого ритма.

Вопрос о центрах базальтовых излияний на период формирования пиллоу-лав остается открытым. Продолжение базальтового вулканизма протекает на фоне резкой смены фаций. Пиллоу-лавы перекрыты толщей плагиопорфировых шлаков и аглютинатов основного состава. Еще при геологической съемке в 1971 году А.И.Шмидтом эта толща охарактеризована как шлаковая гряда. Авторами строение гряд существенно детализировано.

Породы толщи хорошо обнажены на поверхности двух площадей северо-западного простирания, обрамляющих с юго-запада более ранние структуры Учалинского поднятия. Характерно наличие лапиллиевых обломков амебообразной формы, а также вулканических бомб, свидетельствующих о полужидком состоянии материала в процессе формирования шлаковых накоплений.

По данным современных исследований подводных вулканов, формирование туфов толеитовых базальтов протекает на глубинах не более 200—300 м (за исключением оливиновых субщелочных базальтов, туфы которых могут формироваться на глубине до 1 км). В целом толщи шлаковых туфов характерны для надводных излияний. Т.И.Фролова и др. считают, что подобные вулканы хотя бы кратковременно возвышались над уровнем моря [7].

В связи с тем, что между ранее накопленными пиллоу-лавами и шлаковыми базальтами нет заметного перемыва, а формирование пиллоу-лав не могло сопровождаться значительным воздыманием, можно считать, что толща пиллоу-лав формировалась на глубинах 200—1000 м, и нижележащие колчеданные руды накапливались также не глубже 1000 м под уровнем моря.

Анализ изменения слагающих толщу шлаков позволяет выделить в ее составе прижерловые, склоновые и удаленные фации вулканитов. Прижерловые фации сложены агломератовыми бомбовыми туфами. Размер обломков до 30—80 см и более. Сцементированы они спекшимися обильно миндалекаменными обрывками лавы размером в первые сантиметры. Нечеткие в ре-

зультате спекания границы между обломками определяются лишь под микроскопом за счет разной степени раскристаллизации базиса, различия в размерах и количестве миндалин. Характерной чертой базальтов является наличие крупных (до 1 см) вкрапленников плагиоклаза, а также вкрапленников пироксена (до 0,5 см), неравномерно распределенных в базисе.

По обнажениям откартированы две вулканические структуры, сложенные прижерловыми фациями. Одна из них располагается непосредственно в пределах Учалинского рудного поля, вблизи здания ГОКа, вторая — севернее озера Карагайское. В плане прижерловые фации вытянуты в виде полуовала шириной 0,5—1 км, протяженностью 2—3 км. Склоновые фации сложены крупнообломочными шлаками и ошлакованными туфами с размером обломков до 10—30 см. В составе туфов присутствуют вулканические бомбы с характерной для них формой и краснокаменными оторочками закалки. Устанавливается чередование грубообломочных туфов с мелкообломочными. Удаленные фации включают пачки разнообломочных туфов и туффитов, а также прослои афировых базальтовых лав. Размер обломков превышает 1—3 см. Наиболее полно изучены они на горе Ягодной на юго-восточном окончании шлаковой гряды. Границы между прижерловыми, склоновыми и удаленными фациями нечеткие.

Завершается второй ритм вулканизма формированием экструзивно-лавовых куполов, сложенных породами кислого состава. Наибольшими размерами обладают три купола (с севера на юг) — Кок-Башский, Курпалинский и Ялшанский. Породы каждого из них обладают некоторыми характерными особенностями. Кок-Башский купол сложен лавами мелкокварц-порфировых рио-дацитов призматически-микрозернистой структуры в центре и фельзитовой, сферолитовой на флангах, в кровле и подошве, где лавы сменяются лавобрекчиями. Туфы практически отсутствуют. На юг шлейфы этих пород быстро выклиниваются. При этом происходит соответственно выклинивание рудоносного уровня. Курпалинский купол в центральной части сложен дацитами с мелкими вкрапленниками призм амфибола и удлинённых лейст плагиоклаза,

кварц во вкрапленниках практически отсутствует. На флангах появляются туфы, игнимбритоподобные разности пород небольшой мощности, переслаивающиеся с лавами и туффитами, а также туфами базальтового и смешанного состава. На севере, на фланге купола, кислые вулканы прослежены на расстояние около 4 км. На юге после уменьшения мощностей они смыкаются с вулканиками Ялшанского купола. В строении Ялшанского купола фации пород кислого состава наиболее разнообразны. Здесь, наряду с лавами базокварцевых и мелкокварцевых дацитов, присутствуют полифировые крупнокварцевые риолиты (см. рис. 1, разрез II). На флангах содержатся прослои туфов, игнимбритоподобных пород, туфогенно-осадочные горизонты, содержащие рудокласты. На южном фланге купола преобладают лавы и туфы базокварцевых и мелкокварцевых риодацитов, в верхах его развит характерный горизонт базальтовых туфов с многочисленными вулканическими бомбами кислых пород, размер которых достигает 30—50 см.

В кровле указанных вулканических куполов, сложенных породами кислого состава, локализовано оруденение на рудопоявлениях Курпалинском, Контрольном, Высоковольном и др. К кровле одного из куполов в восточной полосе (широта Ново-Учалинского месторождения, профиль 40-й) приурочено рудопоявление Юго-восточного участка. Как видно из рисунков 1, 2, происходит закономерное смещение более молодых центров извержений по отношению к более древним в западном направлении, что наглядно проявлено и в последующие циклы продуктивного вулканизма.

С вулканизмом *третьего ритма* связано формирование Буранцовско-Орловской базальтоидной вулканогенной гряды. В южной части территории базальты этого ритма слагают два крупных поднятия — Межозерное и Орловское, которые уже неоднократно описаны в литературе как примеры слабо деформированных вулканических построек или их групп, сформированных в процессе вулканизма центрального типа [2]. Положение кровли базальтовых поднятий в современных структурах, наряду с другими данными, указывает на принадлежность их к древним вулканическим сооружениям. Об

этом свидетельствуют резкое сокращение мощностей всех последующих накоплений, особенно вулканогенно-осадочных пород над базальтовыми поднятиями, обрамление их рифогенными постройками известняков с максимальными мощностями рифов по периферии поднятий, фациальные особенности пород, перекрывающих базальты. Все это облегчает проведение палеорекоkonструкций. Сложены поднятия лавами и лавобрекчиями базальтов. В верхней части их разрезов, в виде плащей, до первых сотен метров преобладают туфы, в том числе шлаковые. Ранее проведенные детальные реконструкции Узельгинского рудного поля позволили выявить в пределах Межозерного поднятия кальдеру, в обрамлении которой установлены фрагменты соммы, окружающей кальдеру с севера, северо-запада и юго-запада. Прижерловая зона этого вулканогенного поднятия выполнена шлаками, а также более поздними вулканическими и вулканогенно-осадочными породами, вмещающими руды месторождения им. XIX Партсъезда. На удалении от центров вулканизма разрез формации приобретает более пестрый состав. В его строении участвуют туфы, туффиты базальтового и смешанного состава, перемежающиеся с прослоями афировых и порфировых базальтовых и кислых лав.

Между Межозерным и Орловским вулканическими сооружениями выделяются две более мелкие базальтовые постройки — Молодежная и Речная, сформированные в поздние фазы базальтового вулканизма (мощность базальтов около 400 м), также обрамленные рифогенными известняками. Постройки сложены преимущественно лавовыми фациями базальтов.

На северном продолжении Буранцовско-Орловской гряды базальты слагают большие площади, частично перекрытые верхнеживетско-франскими накоплениями Утыкташской мульды. Мощность базальтов в условно выделяемых здесь вулканических сооружениях, судя по отдельным скважинам, в частности на широте Учалинского месторождения, превышает 1000 м.

За пределами базальтовых поднятий, кроме туфогенно-осадочных пород, среди базальтовой толщи располагаются несколько горизонтов кислых вулкаников в виде лавовых языков и уплощенных мелких ку-

полов. Возможно, их формирование связано с продолжением вулканической деятельности в пределах охарактеризованных ранее вулкано-купольных структур предыдущего ритма вулканизма. Кроме того, они могли образоваться и из новых центров на ранних стадиях кислого вулканизма, завершавшего становление третьего ритма. На это указывает отсутствие единой границы между базальтами и кислыми вулканиитами, перемежаемость этих пород, устанавливаемая на удаленных от центров базальтового вулканизма площадях, например, в основании куполов к северу от Молодежного поднятия.

С завершением третьего ритма вулканизма связано формирование вулкано-купольных структур, выполненных породами кислого состава. Эти породы локализованы в депрессионных структурах на флангах базальтовых поднятий или между грядками. Наибольшую площадь они занимают по обрамлению Межозерного, Речного и Молодежного поднятий. Депрессии, вмещающие описываемые купола, включают полукольцевые, сегментные и овальные структуры, часто ограниченные дугowymi и полукольцевыми разрывами и расчлененные внутри радиальными разрывами. Глубина депрессий до 1 км и более. Купола тяготеют к флангам депрессий, мощность слагающих их пород более 300 м. Это преимущественно лавы и лавобрекчии мелкокварцевых и базальто-кварцевых риодацитов, подчиненным развитием пользуются дациты и андезитодациты. Размеры купольных сооружений не превышают 500 м, возможно присутствие нескольких сближенных куполов, границы между которыми проводятся условно. На их флангах широко развиты разнообломочные туфы. Туфогенно-осадочные породы на склонах куполов пользуются ограниченным развитием, слагая линзы мощностью в первые метры. В центральных частях крупных межгрядовых депрессий, а также вдоль бортов Центрально-Магнитогорского прогиба (на западном фланге рудного района) мощность туфогенно-осадочных пород резко возрастает (до 1 км). Анализ мощностей и фаций туфогенно-осадочных пород показывает, что по мере удаления от базальтовых поднятий их склоны были более крутыми в южной и пологими в северной частях района. К кровле толщи, сформированной в про-

цессе третьего ритма вулканизма, приурочен один из главных рудоносных уровней Верхнеуральского рудного района, включающий Нижне-Узельгинское, Молодежное, Чебачье и другие месторождения и рудопоявления. Рудные тела месторождений локализованы в депрессионных структурах, ограниченных как куполами кислых пород, так и базальтовыми поднятиями (межкупольные и фланговые впадины) [1]. Лишь для Озерного месторождения предполагается локализация рудных тел над куполом, в палеократерной воронке.

Вулканииты четвертого и пятого ритмов извержений не слагают самостоятельных вулканогенных гряд, а наращивают разрезы Буранцовско-Орловской гряды.

Четвертый ритм вулканизма начинался также с формирования базальтов и их туфов, однако мощности базальтовых потоков не превышают 10—50 м. Самостоятельные центры извержений базальтов неизвестны. По-видимому, они являются продуктами деятельности тех же вулканов, что и базальты третьего ритма, т.е. Межозерного, Орловского, Речного и др. Местами базальтовые лавы по простиранию сменяются туфами базальтового и смешанного состава. В отдельных разрезах базальты выклиниваются и граница между ритмами выражена менее достоверно. Вслед за базальтами формируются купола кислых вулканиитов, представленные преимущественно полифировыми известково-щелочными риодацитами и риолитами, тесно ассоциирующими с игнимбритоподобными туфами и рифогенными известняками. Они приурочены к тем же депрессионным структурам, что кислые вулканииты предыдущего ритма, однако, как правило, центры их извержений в плане разобщены. Для этого этапа характерно сглаживание палеорельефа в процессе вулканизма с последующим выполнением остаточных просадок и впадин вулканогенно-осадочными породами, формирование которых протекало в мелководных условиях. Лишь западный склон всех вулканогенных гряд выполняется мощной толщей осадочных пород, что свидетельствует об открытости с запада водного бассейна. В кровле куполов, сложенных породами кислого состава, на их флангах, в межкупольных депрессиях локализованы колчеданные руды четвертого рудоносного уровня (месторож-

дения XIX Партсъезда, Талганское и др.) в ассоциации с туфогенно-осадочными и гидротермально-осадочными (хлоритолиты и кварц-гематитовые породы) образованиями.

Последний (пятый) ритм кислого вулканизма продуктивной формации редуцирован. Он проявлен только в пределах крайнего юга территории (Орловское поднятие) и частично на северо-западе (площадь Западно-Озерного рудного поля). Базальты здесь практически отсутствуют, а кислые вулканиды (риолиты, дациты, андезитодациты) слагают ряд вулкано-купольных структур в пределах полей развития более ранних вулканидов. Прослой лав и туфов кислых пород небольшой мощности выявляются и на удалении от центров вулканизма в депрессионных структурах, выполненных кислыми вулканидами более ранних фаз и вулканогенно-осадочными породами. Залегают они выше рифогенных известняков. С вулканидами этого ритма связаны верхние рудные тела Западно-Озерного месторождения и Южно-Молодежного рудопроявления, располагающиеся в пределах наиболее молодого пятого рудоносного уровня.

В заключение подытожим главные особенности палеовулканической реконструкции Учалинского и Верхнеуральского колчеданосных районов с контрастной риолит-базальтовой формацией:

становление риолит-базальтовой колчеданосной формации происходило в живетское время в течение пяти ритмов палеовулканических извержений. Главными геологическими структурами первых трех ритмов извержений являются вулканогенные гряды, омолаживающиеся в направлении с востока на запад. Состоят гряды из цепочек базальтовых палеовулканидов или их слипшихся групп, образующих характерные палеоподнятия. Осевые рудоносные жерловые области гряд располагаются друг от друга на расстоянии примерно равном ширине гряды, т.е. под осевыми рудоносными частями молодых вулканогенных гряд не могут находиться аналогичные зоны более ранних гряд;

базальтовые палеовулканы, входящие в гряды, относятся к постройкам центрального типа, в том числе и к кальдеро-вулканам. Каждый ритм извержений завершался формированием в прижерловых зонах кислых вулканидов, а затем и колчеданных руд.

Положение центров вулканоаппаратов, исторгавших породы кислого состава, и связанных с ними колчеданных залежей контролируется базальтовыми поднятиями и их грядами;

выделяется пять уровней локализации колчеданного оруденения, каждый из которых проявлен в кровле разреза кислых вулканидов, отвечающих перерыву между ритмами активного вулканизма, во время которого происходило формирование колчеданного оруденения гидротермально-осадочным путем. Состав пород меняется от толеитового (нижние уровни) к известково-щелочному, при ассоциации их с толеитовыми базальтами; объем пород кислого состава относительно базальтов возрастает в процессе эволюции вулканизма контрастной формации;

вулканизм и колчеданообразование протекали на фоне обмеления палеоморского бассейна. Глубина формирования рудных залежей нижнего уровня оценивается около 1000 м, а верхних уровней 300—100 м ниже уровня палеоморя.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бородаевская М.Б., Требухин В.С., Ширай Е.П. и др. Палеовулканические структуры колчеданосных полей Урала // Геология рудных месторождений. 1984. № 4. С. 44—53.
2. Бородаевская М.Б. и др. Эволюция вулкано-тектонических структур и связанного с ними колчеданного оруденения в Верхне-Уральском рудном районе (Южный Урал) // Геология рудных месторождений. 1981. № 2. С. 72—85.
3. Бородаевская М.Б., Кривцов А.И. и др. Типы колчеданосных структурно-формационных (металлогенических) зон, рудных площадей, месторождений и методы их прогнозирования / Обзор ВИЭМС. Геология, методы поисков и разведки месторождений металлических полезных ископаемых. — М., 1984.
4. Бородаевская М.Б., Злотник-Хоткевич А.Г., Пирожок П.И., Ширай Е.П. Условия локализации и формирования колчеданных руд на примере Учалинского месторождения // Сов. геология. 1984. № 12. С. 25—35.
5. Пирижняк Н.А., Требухин В.С., Швайковский М.И. Опыт прогнозирования скрытых медноколчеданных залежей в Верхне-Уральском районе. Критерии поисков колчеданного оруденения на Урале. — М.: Изд-во Геолфонда РСФСР. 1983. С. 97—114.
6. Пирожок П.И., Злотник-Хоткевич А.Г. Новые данные о генезисе Учалинского колчеданного месторождения. // Докл. АН СССР. 1978. Т. 242. № 2. С. 390—393.

7. Фролова Т.И., Бурикова И. А. Геосинклинальный вулканизм (на примере Восточного склона Южного Урала). — М.: МГУ, 1977.
8. Чадченко А.В. К вопросу о палеовулканических

условиях локализации Учалинского медноколчеданного месторождения // Тез. Докл. V чтений акад. А.Н. Заварицкого. — Уфа, 1982.

Trebukhin V. S., Shirai Ye. P.

RECONSTRUCTION OF PALEO VOLCANIC STRUCTURES OF THE UCHALINSKY AND VERKHNEURAL'SKY MASSIVE-SULFIDE-BEARING REGIONS

Paleo reconstruction of different-order massive-sulfide-bearing volcanic structures of the Uchalinsky and Verkhneural'sky ore regions is performed. Five successive rhythms of eruptions ending in deposition of ores assigned to corresponding ore-bearing levels are revealed and analyzed, each of them being confined to a definite part of stratigraphic column. It is shown that massive sulfide deposits are localized in paleo depressions closely associated with extrusive rhyolite-dacite domes in the flanges of basalt uplifts

УДК 553.435(234.853):551.251

© И. А. Богуш, 1994

КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ АСПЕКТЫ МЕТАМОРФИЗМА КОЛЧЕДАНЫХ РУД НА ЮЖНОМ УРАЛЕ

И. А. БОГУШ (Новочеркасский государственный технический университет)

Для двадцати известных медноколчеданных месторождений Южного Урала предложена количественная модель метаморфизма их руд. Коэффициент метаморфизма (М) медноколчеданных руд оценивается посредством соотношений метаморфических и первичных пиритов. Он совпадает с качественными данными оценки метаморфизма руд медноколчеданных месторождений, известных по литературным данным.

Метаморфические перерождения колчеданных залежей существенно меняют морфологию рудных тел, текстуры, структуры, вещественный состав, физические и технологические свойства руд. Метаморфогенное уничтожение генетической информации является главной причиной конвергенции признаков руд колчеданных месторождений. Влияние регионального метаморфизма на колчеданные руды В.И. Смирнов считает важнейшей проблемой колчеданного рудогенеза [13]. А.И. Кривцов и Г.В. Ручкин относят метаморфизм колчеданных месторождений к рудоформирующим процессам [9].

Предлагаемая новая методика прямой количественной оценки метаморфизма руд колчеданных месторождений апробирована

на примере разносторонне изученных колчеданных месторождений Южного Урала [3, 4, 6, 7, 8, 10, 11, 15]. В разной степени эти месторождения исследовались автором методом минералогического картирования. Региональные метаморфические позиции этих месторождений близки и характеризуются пренит-пумпеллиитовой и зеленокаменной фациями метаморфизма рудовмещающих толщ [8, 10, 11]. В рамках таких, относительно слабых и умеренных, региональных метаморфических преобразований рудовмещающих вулканитов степень метаморфизма руд варьирует в широких пределах. На Южном Урале полярно выделяются практически нематаморфизованные руды Сакмарской структурно-формационной зоны (Блявинское, Комсомольское, Яман-Касы) и

глубоко метаморфизованные руды Домбаровского района (Весеннее, Осеннее, Зимнее, Левобережное, Акжарское). В рудах слабо метаморфизованных месторождений отлично сохраняются седиментационные и диагенетические текстуры и структуры, практически отсутствуют признаки эпигенетических трансформаций. Руды колчеданных месторождений Восточного Урала претерпели интенсивный региональный метаморфизм и в значительной степени затронуты локальным контактовым и термокупольным метаморфизмом. Концентрация син- и пострудных жильных магматических тел внутри отдельных рудных залежей (Светлинское, Летнее, Джусинское) составляет 12—17 % их общего объема. На Весеннем месторождении Кошенсайская интрузия гранитоидов ассимилировала часть рудного тела, вызвала приконтактовое ороговикование рудовмещающих пород и значительную перекристаллизацию рудной массы. Различный характер метаморфизма отдельных колчеданных месторождений и их групп обусловлен следующими причинами:

полигенностью и полихронностью металлогенического развития рудных районов Южного Урала [11, 14];

различной интенсивностью син- и пострудной тектоно-магматической деятельности в структурно-формационных зонах Южного Урала [11];

разнообразием форм и интенсивности проявлений отдельных факторов локального метаморфизма;

размерами рудных тел.

Данные текстурно-структурного и минералогического картирования 20 колчеданных месторождений Южного Урала показывают широкое развитие метаморфогенных текстур и структур руд. На минералогическом уровне крайние степени метаморфических трансформаций руд колчеданных месторождений оцениваются [3, 4, 7, 15] с позиций появления минеральных новообразований (пирротина, магнетита, борнита и т.п.). Наиболее информативным при метаморфизме является пирит — матричный, доминирующий минерал колчеданных руд.

В полигенных, генетически сложных и метаморфизованных рудах колчеданных месторождений, производных гидротермально-осадочного рудогенеза, путем онтогениче-

ского анализа [13] выделены [14] две главные эволюционные генетические линии пиритов:

1. Осадочно-диагенетические дисульфиды железа (пирит, протомарказит) → диагенетический пирит → автобластический пирит → метаморфизованный пирит → метаморфический пирит.

2. Гидротермально-метасоматический пирит → метаморфизованный пирит → метаморфический пирит.

В рудах полигенных колчеданных месторождений Южного Урала стабильно присутствуют все перечисленные выше генетические разности пирита. Соответствующий типоморфный набор генетических разностей пирита (парагенез) однозначно идентифицирует генетическую принадлежность колчеданных руд (осадочных, гидротермально-осадочных, комбинированных, гидротермально-метасоматических, метаморфогенных). В возрастном отношении типы пирита объединяются в две группы: 1 — сингенетичные; 2 — эпигенетичные (метаморфогенные).

Стадия рудного сингенеза объединяет процессы рудной седиментации, диагенеза и автометасоматоза, производными которых являются осадочно-диагенетические (реликтовые), диагенетические, автобластические и гидротермально-метасоматические формы пирита [1]. Эпигенез (метаморфизм) осуществляется путем воздействия внешних факторов на рудные тела и начинает активно проявляться в ходе зеленокаменных преобразований рудовмещающих вулканитов. С ростом метаморфизма в сингенетичных ранних пиритах происходит увеличение размеров зерен, упорядочивается ориентировка, изменяется форма кристаллов, уничтожается зональность роста вплоть до полной перекристаллизации. Метаморфогенная перекристаллизация последовательно развивается от периферии к центру кристаллов и зерен. Одновременно изменяются и конституционные физические свойства пирита, которые в ограниченных отрезках интервала показателей (твердость, плотность, термоэд.с, термобарические характеристики и т.п.) имеют типоморфные значения, однозначно характеризую мерой и числом генетическую принадлежность пирита [1]. Методически группировка сингенез — эпигенез

1. Микротвердость морфогенетических разностей пирита руд колчеданных месторождений Южного Урала по модальным показателям гистограмм

Месторождение	Микротвердость						Число единичных замеров
	H ₀	H ₁	H ₂ + H ₃	H ₄	H ₅	H ₆	
Блявинское	811—999	1001—1142	1207—1296	1322—1489	—	1686	1908
Комсомольское	813—991	1012—1198	1203—1296	1367—1477	1503	1543—1667	4664
Сибай-Южный	791—969	1002—1198	1221—1290	1310—1489	1506—1594	1626—1660	2862
Кундыздзинское	780—992	1003—1176	1211—1294	1340—1488	1521—1598	1625—1643	3233
Гайское	823—990	1001—1199	1209—1299	1303—1484	1533—1600	1641—1841	5459
Орское	967—982	1007—1131	1206—1280	1320—1489	1506—1594	1623—1691	1252
Ащевутакское	796—991	1000—1176	1202—1281	1303—1499	1550—1595	1648—1899	2067
Джусинское	832—999	1003—1200	1207—1299	1303—1497	1506—1594	1643—1782	5247
Барсучий Лог	922—977	1008—1195	1213—1292	1305—1489	1506—1579	1669—1848	4134
Весеннее	—	1029—1192	1209—1300	1303—1494	1501—1600	1642—2026	2491
Летнее	990—993	1001—1183	1209—1298	1307—1491	1513—1575	1609—1669	1749
Левобережное	—	1092—1159	1234—1300	1305—1490	1524	1643—1770	2438
Зимнее	949—993	1052—1183	1223—1296	1304—1488	1502	1643—1687	4293
Осеннее	—	1023—1173	1207—1292	1326—1488	1513—1574	1609—1746	2279
Акжарское	—	—	1245—1299	1302—1488	1507—1594	1610—2026	1968
Айдырлинское	964—977	1023—1176	1223—1290	1309—1500	1543—1595	1690—1874	530
Светлинское	—	1024—1193	1251—1288	1304—1485	—	1656—1696	1166
Аномалия-1	935—975	1068—1111	1259—1288	1309—1479	—	1644—1876	2385
Карабутак-Северный	—	1108—1141	1262—1294	1440—1499	1506—1561	1632—1672	1166
Исембайское	—	1063—1113	1231—1281	1309—1494	—	1643—1688	1590

на примере минералов медноколчеданных месторождений успешно применена ранее А.Г. Жабиным [5]. Соотношения сингенетических и эпигенетических (метаморфогенных) форм пирита позволяют количественно охарактеризовать степень метаморфизма колчеданных руд.

Визуально микро- и макроскопические исследования колчеданных руд с широким применением структурного травления дают возможность однозначно идентифицировать каждый из выделенных генетических типов пирита. Однако, их количественная оценка в рудах крайне затруднена полигенностью зерен и кристаллов пирита. В одном зерне (кристалле) пирита 0,3—1,0 мм в поперечнике нередко можно наблюдать два, а иногда и три генетических типа. Часто оболочка зерна сложена азональным метаморфогенным пиритом, а в ядре зерна наблюдаются

автобластические или диагенетические пириты. Количественные соотношения в колчеданных рудах генетических типов пирита могут быть выражены с помощью их минерало-физических типоморфных показателей. Наиболее подходящей для этих целей оказалась твердость пирита, исследованная с помощью прибора ПМТ-3. Изучение микротвердости пиритов с ярко выраженными текстурными и структурными признаками их метаморфизма показало максимальные для этого минерала значения микротвердости до 1700—2190 единиц. Сопоставление данных микротвердости пиритов с конкретными геологическими обстановками проявления динамического и термального метаморфизма позволяет видеть, что обе эти составляющие приводят к направленному увеличению твердости. Суммарное проявление метаморфизма пиритов является энтро-

пийным процессом, упорядочивающим их кристаллическую решетку и приводящим к повышению их твердости. Типоморфные значения микротвердости (H) пиритов колчеданных руд месторождений Южного Урала приведены в таблице 1. Модальные значения частных гистограмм микротвердости составлены по данным 53 единичных замеров в одном образце. Такое количество замеров обосновано [1] для характеристики в полимодальных гистограммах всех генетических типов пирита. Интервалы показателей микротвердости, установленные статистически, соответствуют следующим морфогенетическим разностям пирита: $H_0 = 791—999$ — осадочно-диагенетический; $H_1 = 1001—1199$ — диагенетический; H_2 и $H_3 = 1201—1299$ — метасоматические пириты сплошных руд (H_2) и метасоматитов (H_3); $H_4 = 1301—1500$ — регионально метаморфизованные; $H_5 = 1501—1600$ — метаморфогенные зеленокаменного метаморфизма; $H_6 = 1601—2026$ единиц — метаморфогенные высоких степеней динамо- и термально-го метаморфизма.

Данные таблицы 1 позволяют оценить генетическую принадлежность колчеданных руд каждого месторождения и сделать вывод о ведущем промышленном гидротермально-осадочном полигенном типе оруденения. К этому типу относятся Гайское, Блявинское; Комсомольское, Кундыздинское, Весеннее, Осеннее, Летнее; Сибайское, Джусинское, Яман-Касы, Западное Ащевутакское, Орское, Барсучий Лог, Зимнее, Айдырлинское, Светлинское месторождения. Наиболее достоверная генетическая оценка руд полигенных залежей осуществляется при изучении разрезов и сечений по мощности рудных залежей в центральных частях рудных тел. Именно с этим направлением совпадает вектор рудогенеза, характеризующий максимальную изменчивость генетических показателей рудных залежей.

Число типоморфных значений единичных замеров микротвердости пиритов в каждом образце (аншлифе) руд соответствует числу генетических типов пиритов. Суммарное соотношение показателей микротвердости ($H_0...H_6$) по рудному телу (месторождению) является показателем соотношения генетических типов пирита, характеризующая генезис и метаморфизм всего месторождения.

Степень метаморфизма руд месторождения оценивается коэффициентом M , который является результатом деления суммы показателей эпигенетических (метаморфогенных) пиритов ($H_4 + H_5 + H_6$) на сумму показателей сингенетических пиритов ($H_0 + H_1 + H_2 + H_3$). Чем выше значение коэффициента M , тем выше степень метаморфизма колчеданных руд. По восемнадцати известным месторождениям Южного Урала, расположенным по нарастанию степени метаморфизма их руд, приводится количественная оценка последнего (табл. 2). Эта оценка совпадает с представлениями о метаморфизме руд, установленными по комплексу общих геологических, текстурных, структурных и минералогических качественных, описательных показателей [3, 4, 5, 6, 7, 8, 10, 11, 12, 15].

Минимальные значения коэффициента метаморфизма (см. табл. 2) свойственны Блявинскому, Комсомольскому, Кундыздинскому, Южно-Сибайскому месторождениям. В.А.Прокин и Б.А.Попов [10] выделяют эти месторождения как наименее метаморфизованные, характеризующиеся пренит-пумпеллиитовой фазией метаморфизма рудовмещающих вулканитов.

Блявинское месторождение отнесено к наименее метаморфизованным, еще по классическим работам А.Н. Заварицкого [6]. В рудах этого месторождения широко распространены сингенетические формы пирита (78 %), в том числе осадочно-диагенетические. По данным измерений микротвердости, в рудах практически отсутствуют пириты высоких степеней метаморфизма ($H_5 = 2,1$ %, $H_6 = 0,2$ %, см. табл. 2). В заметных количествах (19,5 %) здесь присутствует лишь регионально-метаморфизованный пирит. Коэффициент метаморфизма $M = 0,28$. Аналогичное положение по степени метаморфизма занимают руды Комсомольского месторождения ($M = 0,57$). Это месторождение входит в состав Блявинского рудного поля и является генетическим аналогом Блявы. Также хорошо сохранились руды Кундыздинского месторождения с коэффициентом метаморфизма $M = 0,51$. В сплошных рудах этот показатель варьирует в пределах 0,04—0,6, в окколорудных метасоматитах несколько выше — 0,08—2,2. Низкий метаморфизм ($M = 0,73$) характе-

2. Частоты распределения (% %) типоморфных значений микротвердости пиритов колчеданных месторождений Южного Урала

Месторождение	Сингенез				Эпигенез			M
	H ₀	H ₁	H ₂	H ₃	H ₄	H ₅	H ₆	
Блява	19,7	34,2	21,1	3,2	19,5	2,1	0,2	0,28
Кундыздинское	17,46	19,74	12,0	17,27	24,29	4,28	4,96	0,51
Комсомольское	13,45	22,55	18,75	8,8	27,99	5,3	3,15	0,57
Сибай-Южный	12,0	23,0	24,2	1,55	30,0	5,44	4,03	0,65
Ашебутак-Западный	6,9	16,0	18,9	15,82	29,62	6,54	6,22	0,73
Джусинское	6,14	20,83	25,81	2,62	31,7	6,7	6,2	0,81
Летнее	6,25	23,29	25,74	—	30,24	7,82	6,66	0,81
Гайское	7,28	15,18	15,90	14,13	32,3	7,21	8,0	0,91
Орское	6,44	14,0	11,75	17,48	32,8	8,33	9,2	1,01
Светлинское	0,6	12,2	15,9	20,2	32,2	5,2	13,7	1,06
Барсучий Лог	6,35	20,34	18,49	3,81	32,6	9,40	9,01	1,22
Зимнее	0,7	10,15	14,27	18,09	39,7	5,63	11,45	1,31
Исембайское	—	16,24	22,72	3,52	33,36	8,34	12,82	1,35
Карабутак-Северный	—	—	—	37,24	40,29	9,86	12,61	1,69
Осеннее	0,18	9,61	17,8	9,07	38,51	10,89	13,94	1,73
Левобережное	—	—	—	29,59	41,86	12,07	16,48	2,38
Весеннее	0,81	7,26	14,29	3,05	40,11	13,37	21,10	2,92
Акжарское	—	—	—	22,93	41,08	16,25	19,73	3,36

ризует полигенные руды Южной Сибайской залежи, в которой по данным А.Г. Жабина [5] хорошо сохранились первичные текстурные и структурные признаки гидротермально-осадочного рудогенеза. В рудах всех вышеуказанных месторождений осадочно-диагенетические формы пирита содержатся в самых больших количествах (12—19,7 %) относительно других месторождений. Рудам Западного Ашебутакского месторождения, лентообразные тела которого хорошо сохранили первичные текстурные и структурные признаки гидротермально-осадочного рудогенеза, свойственен тот же коэффициент $M = 0,73$. Здесь присутствуют все генетические типы пирита, микроскопически нередко проявляется и сажистый «гель-пирит».

Полигенные руды Джусинского колчеданно-полиметаллического месторождения, представленные сплошными комбинированными и гидротермально-осадочными генетическими типами, метаморфизованы умеренно. Региональный метаморфизм проявлен слабо ($M = 0,81$). Широко развиты автобластические (H_2), диагенетические (H_1) и регионально-метаморфизованные (H_4) пириты. Дислокационный метаморфизм руд

ограничен катаклизмом пирита. Относительно высокий уровень метаморфизованных пиритов (12,9 %) объясняется локальным проявлением контактового термального метаморфизма.

В группе высоко метаморфизованных месторождений Домбаровского района наименее метаморфизованы руды Летнего месторождения ($M = 0,81$). Полигенные сплошные его руды на 80 % сложены метаморфизованным (H_4), автобластическим (H_2) и диагенетическим (H_1) пиритом (см. табл. 2). Внедрение Джайлганского диоритового массива, по свидетельству М.И. Исмагилова [7], не повлекло значительных изменений в структурах и составе руд, но обеспечило высокий показатель локального метаморфизма ($H_5 + H_6 = 14,48$ %) при термальном воздействии даек и жильных магматических тел секущих руду.

Гайское медноколчеданное месторождение по степени трансформации руд ($M = 0,91$) относится к объектам с умеренным метаморфизмом. Метаморфизм руд этого месторождения В.А. Прокин и Б.А. Попов [10] связывают с процессом сильного латерального сжатия рудных тел и господствующим

шим влиянием динамической составляющей. Г.Н. Пшеничным [18, 19] зафиксированы широкое развитие в рудах полосчатых, линзовидно-полосчатых, полосчато-сланцеватых текстур, ориентированный бластез пиритного агрегата, катаклаз и дробление зерен пирита. Широкое развитие синрудного метасоматоза и высокая степень сульфидизации околорудных метасоматитов Гайского месторождения дают возможность оценить степень метаморфизма сплошных (комбинированных и гидротермально-осадочных) руд в сравнении с гидротермально-метасоматическими прожилково-вкрапленными. В сплошных рудах коэффициент метаморфизма невысок ($M = 0,66$), в то время как в гидротермально-метасоматических он заметно возрастает ($M = 1,63$). Это подтверждает представление о том, что сульфиды сплошных руд, как правило, метаморфизованы в меньшей степени, чем сульфиды метасоматитов. Физические и химические неоднородности силикатной матрицы и заключенных в ней сульфидов, разная реакция на метаморфизм этих составляющих в околорудных метасоматитах и являются причинами более высоких трансформаций сульфидов метасоматитов. Руды Орского месторождения умеренно метаморфизованы ($M = 1,01$) и содержат все генетические разности пирита. Здесь также главную роль в метаморфизме руд играет динамический фактор: рудная залежь опрокинута и примыкает к мощной тектонической зоне.

На Светлинском месторождении до 19 % объема рудной залежи [2] занимают жильные магматические тела габбро, диоритов, диоритовых порфиринов, спессартитов, поэтому руды испытали значительный контактовый метаморфизм. При общем значении коэффициента метаморфизма ($M = 1,06$), частные коэффициенты метаморфизма в экзоконтактах даек возрастают до 8,0—10,1. Это обстоятельство подчеркивается и значительными содержаниями (13,7 %) в рудах пиритов высоких степеней локального метаморфизма.

Рудное тело месторождения Барсучий Лог сложно дислоцировано с образованием опрокинутых сигмоидных складок и большим количеством метаморфогенных текстур и структур в рудах. Высокий коэффициент метаморфизма ($M = 1,22$) обусловлен здесь

динамической составляющей. Этот коэффициент мог быть еще выше, но присутствие «пластичных» сульфидов меди, цинка и свинца (до 25—30 %) снизило эффект динамометаморфизма пирита.

Ближние коэффициенты метаморфизма ($M = 1,31$ и $M = 1,35$) имеют руды Зимнего и Исембайского месторождений. При сходных геологических позициях они в значительной степени подверглись мощному термальному воздействию, выразившемуся в наложенном окварцевании больших участков рудных тел. Гидротермальная проработка колчеданных руд привела к переотложению сульфидов меди и цинка с образованием секущей штокверковой зоны регенерированных медных руд.

Руды Северо-Карабутацкого месторождения, по данным минераграфических и минералофизических исследований, сложены исключительно гидротермальными метаморфизованными пиритами. Стратиформная линзовидная залежь этого месторождения занимает субвертикальное положение и подверглась интенсивному дислокационному метаморфизму. По этой причине коэффициент метаморфизма руд достаточно высок, $M = 1,69$.

Полигенные руды Осеннего месторождения [3] испытали воздействие как дислокационного метаморфизма, так и пострудной гидротермальной «пропарки». Последняя проявилась в активной импрегнации руд кварцем и регенерации мобильных сульфидов меди и цинка. Здесь повышены содержания пиритов высоких степеней метаморфизма ($H_5 + H_6 = 24,83$ %) и соответственно высок средний показатель метаморфизма, $M = 1,73$.

К числу месторождений с максимальным метаморфизмом колчеданных руд на Южном Урале относятся Весеннее, Акжарское и Левобережное. Для них характерна значительная перекристаллизация руд с господством в них метаморфогенных пиритов (71—77 %). Высокая степень метаморфизма руд была вызвана разными факторами.

Рудная залежь Весеннего месторождения контактирует с Кошенсайским массивом гранитоидов. Термальный метаморфизм руд протекал при температурах 420—650°C и вызвал ороговикование вмещающих вулканитов в зоне мощностью 200—250 м [10]. Под-

робно эти процессы анализировались Ю.И. Деминым, В.И. Снычевым и Г.Ф. Яковлевым [4]. Средний коэффициент метаморфизма руд очень высок, $M = 2,92$ (см. табл. 2), при максимальном содержании (34,47 %) пиритов высоких степеней метаморфизма. Микротвердость этих пиритов достигает 2026—2290 единиц. В приконтактовой зоне коэффициент метаморфизма руд максимально высок, $M = 7,3—15,7$, а содержание метаморфогенных пиритов составляет 88—94 %. В участках рудного тела, удаленных от гранитоидов, в рудах сохраняются реликтовые текстуры и структуры гидротермально-осадочного рудогенеза, а коэффициент метаморфизма понижается до 0,5—4,9.

Максимально метаморфизованы на Южном Урале руды Акжарского рудного поля ($M = 3,36$, см. табл. 2), приуроченного к тектонической зоне сочленения Джусинского и Акжарского структурно-формационных блоков. Рудные тела (Аномалия-IX, Новое, Безымянное, Центральное, Бурожелезняковское, Аномалия-V, Южное) будинированы, имеют линзовидно-пластовую форму, а вмещающие их породы интенсивно рассланцованы. В рудах отсутствуют пириты, связанные с гидротермально-осадочными процессами (осадочный, диагенетический, автобластический). Высокой степени метаморфизма способствовали небольшие размеры рудных тел и прожилково-вкрапленные текстуры руд. Местами в рудах Бурожелезняковой залежи проявляется слабая пирротинизация пирита. Коэффициент метаморфизма руд не опускается ниже 1,2, а местами достигает 11,5—15,7. Динамический фактор обусловил высокий средний коэффициент метаморфизма руд ($M = 2,38$) небольшой по размерам и также будинированной залежи Левобережного месторождения. По интенсивности метаморфизма руды Акжарского и Левобережного месторождений отвечают начальным стадиям зеленосланцевого метаморфизма.

Проведенный анализ количественной оценки метаморфизма дает обобщенную картину совпадающую с общегеологической описательной его характеристикой для колчеданных месторождений Южного Урала. Предлагаемая методика этим не ограничиваясь, возможности ее гораздо шире. Пользуясь оценкой метаморфизма

руд через минералофизические показатели можно количественно определять метаморфизм отдельных рудных тел и их фрагментов, отдельных типов руд, вплоть до отдельных образцов руд. Плоскостная и объемная геометризация показателя метаморфизма в контурах рудных тел дает возможность исследовать их метаморфическую зональность.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Богущ И.А. Генетические типы и онтогенез дисульфидов железа колчеданной формации Северного Кавказа // Проблемы онтогении минералов. — Л., 1985. С. 67—72.
2. Богущ И.А., Черненко М.Ю., Болтенко А.Е. Генетические позиции и перспективная оценка Светлинского медноколчеданного месторождения Оренбургского зауралья // Вопросы геологии, минералогии, геохимии и полезных ископаемых Южного Урала. — Уфа: БНЦ УрОРАН, 1992. С. 64—68.
3. Геология и термальный метаморфизм руд Осеннего медноколчеданного месторождения / А.И. Герарков, Н.И. Еремин, А.П. Карлин, Н.А. Кривоуцкая, А.Ф. Михайлов, В.Б. Шишаков // Сов. геология. 1976. № 2. С. 120—125.
4. Демир Ю.И., Снычев В.И., Яковлев Г.Ф. Термально-флюидные преобразования колчеданных месторождений Южного Урала // Геология, поиски и разведка месторождений Урала. — Свердловск, 1987. С. 46—54.
5. Заварицкий А.Н. Колчеданное месторождение Блява на Южном Урале и колчеданные залежи вообще // Тр. Геол. ин-та АН СССР. 1936. № 5. С. 26—66.
6. Исмагилов М.И. Минералого-геохимическая зональность и условия формирования колчеданных залежей Летнего месторождения // Металлогения Урала. — Уфа, 1986. С. 86—92.
7. Кривцов А.И. Палеовулканизм эвгеосинклинальных зон Урала и колчеданообразование. — М.: Недра, 1979.
8. Кривцов А.И., Ручкин Г.В. Метаморфизм и перетложение колчеданных руд / Колчеданные месторождения мира. — М.: Недра, 1979. С. 251—259.
9. Медноколчеданные месторождения Урала: Условия формирования / В.А. Прокин, И.Б. Серавкин, Ф.П. Буслаев и др. — Екатеринбург: УрОРАН, 1992.
10. Прокин В.А. Закономерности размещения колчеданных месторождений на Южном Урале. — М.: Недра, 1977.
11. Пшеничный Г.Н. Текстуры и структуры руд месторождений колчеданной формации Южного Урала. — М.: Наука, 1984.
12. Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. — М.: Недра, 1982.
13. Ярош П.Я. Диагенез и метаморфизм колчеданных руд Урала. — М.: Недра, 1973.

Bogush I. A.

QUANTITATIVE ASPECTS OF MASSIVE SULFIDE ORE METAMORPHISM BY AN EXAMPLE OF THE SOUTHERN URALS

A quantitative model of ore metamorphism is proposed for a set of twenty well-known chalcopiritic deposits of the Southern Urals. The metamorphism coefficient (M) of chalcopiritic ores is estimated by the relationship between metamorphic and primary pyrites. This quantity is in agreement with qualitative data of estimation of ore metamorphism in chalcopiritic deposits available in literature

УДК 553.441:550.813(571.51)

© Л. А. Сазонов, 1994

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ В САРАЛИНСКОМ РУДНОМ УЗЛЕ

Л. А. САЗОНОВ (Комплексная тематическая экспедиция ПГО «Красноярскгеология»)

Показаны основные закономерности размещения золотого оруденения в Саралинском рудном узле Кузнецкого Алатау. Выделены три системы кварцевожильных зон и обоснована новая структурная их классификация в зависимости от положения относительно эпицентров эндогенной активности — геолого-географических центров (ГГЦ). Продуктивность кварцевых жил и зон связана с их пространственной ориентировкой и расстоянием относительно главного ГГЦ рудного узла.

Саралинский рудный узел с одноименным рудным полем находится почти на водоразделе хребта Кузнецкий Алатау, где сопряжены бассейны рек Средней Терси, Кии, Черного Июса, Лево́й и Право́й Саралы. Рельеф — низкогорный с превышениями до 600 м. Абсолютные отметки варьируют в пределах от 800 м (слияние рек Полуденки и Право́й Саралы) на флангах рудного узла и до 1674 м (гора Бобровая) в его центре.

Добыча россыпного золота на этой территории началась в 1834 г., а коренного — в 1899 г. Здесь известно более 240 золотоносных кварцевых жил, 63 из них разведывались штольнями, шахтами и буровыми скважинами, 26 эксплуатировались. Продуктивность жильных зон и жил весьма различна. Преобладающая часть золота добыта из четырех жильных зон: Андреевской, Каскадной, Ивановской и Встречной. Вклад каждой из них от 10 до 40 % общей добычи коренного золота в рудном узле. Значитель-

но менее продуктивными оказались жилы Спящая, Бобровая, Россомахинская, Казенно-Веркинская, Николаевская, Августовская. Доля остальных разрабатывавшихся жил совершенно незначительна. Большая часть золота (и россыпного в том числе) добыта на площади Саралинского рудного поля, обнаруживающего характерные морфоструктурные признаки корневых рудных полей по П.Ф.Иванкину [4] и в последнее время описанные для Коммунарковского рудного поля [9].

Первые сведения о геологическом строении и золотоносности Саралинского рудного узла встречаются в работах М.А.Усова (1917), А.Я.Булынникова (1928), В.А.Обручева [7], А.М.Новоселова (1939), П.С.Краснопеевой (1940) и других исследователей. Обратимся к тем источникам, которые раскрывают основные закономерности размещения оруденения и обнажают спорные структурные проблемы.

А.Я.Булынников констатировал приуроченность продуктивных жил к подковообразному ареалу развития «вторично-битуминизированных» пород. Этот ареал вторичной углеродистости как бы окаймляет и частично совмещается с площадью распространения золотого оруденения, образуя дугообразную полосу в интервале 4—9 км к северо-западу, северу и востоку от центра структуры.

Т.М.Кайкова в 1949 г. пришла к выводу о позднем выделении золота и наложении его только на катаклазированные участки жил в местах изменения элементов их залегания. По ее данным, В.М.Крейтер (1956) выделил на рудном поле четыре системы трещин, три из которых контролируют размещение руд и отвечают трем группам А.Я.Булынникова, а четвертая субмеридионального простирания выполнена дайками габбро-диабазов. По мнению В.М.Крейтера, эти системы трещин наложены на структуру рудного узла, т.е. являются более молодыми.

Под руководством В.М.Ляхниченко (1951—1956) проведена крупномасштабная геологическая съемка рудного поля, уточнена последовательность образования пород и выделено уже шесть систем благоприятных для оруденения трещин. Им высказано мнение, что золотое оруденение Саралы не имеет генетической связи с массивами Арагатской гранитоидной интрузии, а глубина оруденения в кварцевых жилах связана с расстоянием до критических горизонтов с пачками углеродистых сланцев.

В.Г.Прохоровым и А.Е.Мирошниковым рассмотрены вероятностно-статистические закономерности распределения золота, схемы парагенезисов, эндогенная зональность как в пространстве всего рудного узла, так и в плоскости отдельных тел и жильных зон, например, Каскадной. По их представлениям асимметричная (угол падения западного крыла 60°, восточного — 45°) брахиантиклинальная структура рудного узла возникла в результате продольного изгиба слоев существовавшей складки. Продолжения известных кварцевых жил дают пересечения (пучки) в нескольких точках, которые лежат поблизости или на осевой линии этой складки. По отношению к оси и центру брахискладки жилы сгруппированы в 5 типов, среди которых наиболее продуктивны

жилы в трещинах отслоения. Радиальные и концентрические конусные жилы менее перспективны [6].

По мнению В.Г.Звягина, брахиформная структура рудного узла имеет не антиклинально-складчатую природу, а представляет собой вулканический купол, генетически связанный с формированием вулкано-интрузивного комплекса. Структура обладает рядом специфических особенностей, не объяснимых с позиции обычной складчатости. Например, отсутствуют сопряженные синклинали, обнаруживается связь с вулкано-интрузивным магматизмом, совершенно своеобразна трещинная тектоника. Автор разделяет эти представления и поэтому геологическое строение рудного узла излагает по В.Г.Звягину [3].

Саралинский рудный узел (рис. 1) сложен эффузивно-осадочной толщей, возраст которой большинством исследователей определяется как докембрийский, а некоторыми — как кембрийский [5].

Породы среднесаралинской свиты развиты в центре палеокупола. По литологическому составу они подразделяются на две толщи: нижнюю — существенно вулканогенного состава и верхнюю — терригенно-вулканогенного. Нижняя толща на 90 % сложена базальтовыми порфиритами. В верхней ее части появляются прослои углеродистых сланцев. Породы подвержены зеленокаменному изменению и кварц-хлорит-карбонатному метасоматозу. Верхняя толща мощностью 600—900 м представлена пропилитизированными вулканитами основного состава, среди которых особенно в верхних частях разреза развиты сланцы и туфосланцы (до 30 %). Толща фациально изменчива.

Верхнесаралинская свита представлена преимущественно туфобрекчиями, углеродистыми туфосланцами и известняками. Характерным для свиты является повышенное содержание в составе пород углеродистого вещества, из-за чего они выглядят более темными по сравнению с породами нижележащей свиты. Углеродистое вещество находится в виде микролинзочек и чешуек графита по плоскостям слоистости и сланцеватости особенно вблизи рудных жил и кварцевых прожилков. В южной части ку-

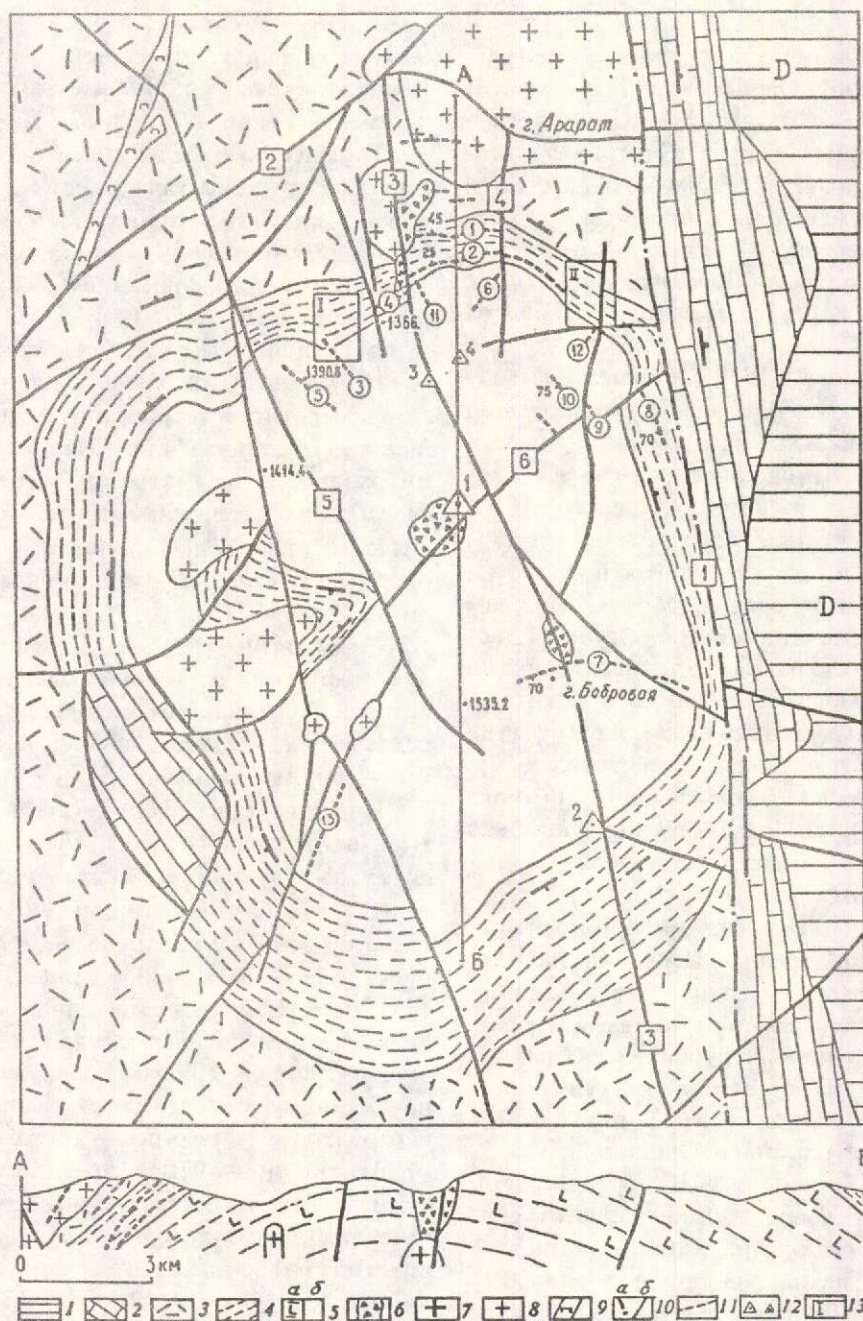


Рис. 1. Геологическая схема Саралинского рудного узла по материалам В.Г.Звягина (1980), В.Г.Прохорова (1988), Г.П.Круглова (1990) и др. с добавлениями автора:

1 — конгломераты, базальты, D_1 ; позднепротерозойские (?) породы; 2 — битуминозные известняки главстановской свиты, 3 — кислые эффузивы, их туфы, углеродистые сланцы андреевской свиты, 4 — углеродистые сланцы, известняки, порфиры верхнесаралинской свиты, 5 — основные эффузивы с прослоями сланцев среднесаралинской свиты: а — в разрезе, б — на плане; 6 — вулканические эруптивные брекчии; 7 — предполагаемый порфировый шток в разрезе; 8 — гранитоидные породы; 9 — гипербазиты; 10 — разломы: а — региональные, б — блоковые, цифры в рамках: 1 — Главстан-Юзикский, 2 — Терсинско-Саралинский, 3 — Восточно-Встреченский, 4 — Восточно-Андреевский, 5 — Избасский, 6 — Избасско-Веркинский; 11 — продуктивные жильные зоны по убыванию продуктивности (цифры в кружках — их номера): 1 — Андреевская, 2 — Каскадная, 3 — Ивановская, 4 — Встречная, 5 — Спящая, 6 — Россомыхинская, 7 — Бобровая, 8 — Казенно-Веркинская, 9 — Октябрьская-Николаевская, 10 — Августовская, 11 — Трансваальская, 12 — Юбилейная, 13 — Луговая; 12 — геолого-географические центры различных рангов (размер значка отвечает рангу): 1 — оз. Ивановское, 2 — Избасский, 3 — Россомыхинский, 4 — Трансваальский; 13 — участки детального картирования и их условный номер

пола мощность свиты достигает 1250 м, в северной — 800 м.

Андреевская свита несогласно залегает на породах верхнесаралинской с известняками и конгломератами по ним в основании. Она сложена фельзитами и кварцевыми порфирами с прослоями их туфов, известняков, углеродистых сланцев. Мощность — 400—1200 м.

Породы главстанской свиты в виде узкой полосы выходят на поверхность в восточной части узла, а на западе и юге обнажаются в тектонических блоках. С угловым несогласием они залегают на кислых эффузивах андреевской свиты, представлены темными углеродистыми известняками с прожилками белого кальцита и бурого сидерита. Большинство исследователей эти породы относят к позднему протерозою.

Интрузивные породы представлены гранитоидным комплексом, в составе которого преобладают габбро-диориты, диориты и гранодиориты. Они отнесены к гипабиссальным, их возраст предполагается позднекембрийско-ордовикским.

Все образования эффузивно-осадочной толщи, интрузивные тела, кварцевые жилы прорваны многочисленными дайками габбро-диабазов (рис. 2), которые до сих пор называются «протеробазам». Эти дайки занимают около 30 % площади рудного узла, а на некоторых участках — до 60 %. Их мощность колеблется от долей метра до 98 м, а протяженность — до первых километров. К дорудным однозначно относятся более редкие и маломощные дайки кислого состава, имеющие преимущественно субширотное простирание.

Эффузивно-осадочные породы рудного узла образуют основание овальной вулканокупольной структуры с размерами в меридиональном направлении 23—25, в широтном — 15—17 км. С востока купол ограничивается Главстан-Юзикским разломом, поэтому имеет что-то общее с полукуполом по Э.Уиссеру [14]. Купол отчетливо выделяется в рельефе. Долины ручьев и рек по радиусу расходятся от его вершины. Центральная часть приходится на наиболее возвышенную гольцовую зону района, где эффузивно-осадочные породы имеют пологое залегание, а на краях купола — значительно более крутое (до 60°).

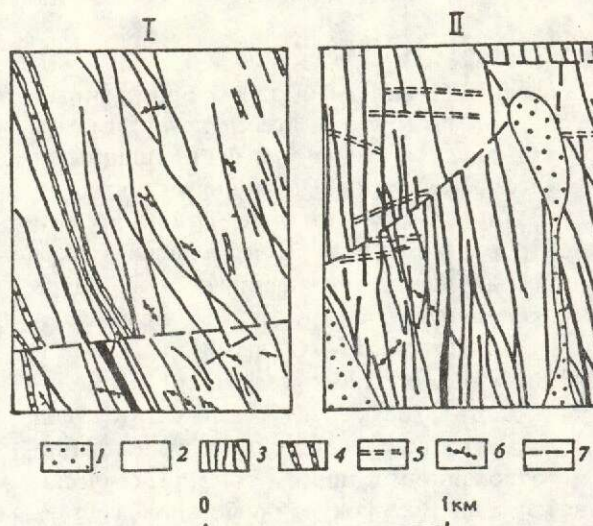


Рис. 2. Ориентировка и морфология даек на участках детального картирования к северу от жилы Ивановской (I) и к востоку от жилы Андреевской (II), по В.М.Ляхницкому (1956):

1 — четвертичные отложения, 2 — вмещающие углеродисто-кремнистые сланцы, 3 — габбро-порфиры, 4 — лабрадоритовые порфиры, 5 — кварцевые порфиры и ортофиры, 6 — кварцевые жилы, 7 — тектонические нарушения

Рудный узел пространственно приурочен к вулканокупольной структуре, которая осложнена более мелкими блоковыми поднятиями, опусканиями и последующими деформациями. Вулканическая природа купола подчеркивается неками и эксплозивными брекчиями, расположенными на его площади. Некки гор Арарат и Бобровая, по данным В.Г.Звягина, сложены в центральной части габбро-диабазам, а в краевых — диабазам и диабазовыми порфирами. По составу и структуре эти породы аналогичны протеробазам. Второстепенные вулканические каналы фиксируются мелкими штоками гранитоидов, ареалами кислых и щелочных даек, метасоматически измененных пород, эруптивными брекчиями, локальными усложнениями структуры. В отдельных случаях вулканические каналы имеют не круглую, а линейно вытянутую форму, наследуя зоны коровых разломов [3].

Аномалии естественного электрического поля имеют кольцевой характер, приурочиваясь к породам верхнесаралинской свиты. Аномалии магнитного поля в основном находятся на периферии рудного узла. Эффузивы основного состава его центральной части должны были бы иметь высокую магнит-

ность. Наблюдаемый здесь пониженный уровень магнитного поля, по-видимому, объясняется интенсивными площадными метасоматическими изменениями пород.

Главный геолого-географический центр рудного узла. Центральный вулканический канал устанавливается в центре вулканокупольной структуры. Он выполнен вулканическими эруптивными брекчиями и имеет площадь диаметром около 1 км. Большая часть этой структуры находится под каровым озером Ивановское и гляциальными отложениями, поэтому она практически не изучена. Все продуктивные жилы, составляющие основу сырьевых ресурсов рудника, находятся в закономерном положении к определенной точке на земной поверхности вблизи этого вулканического канала. Подобные точки назывались эпицентрами эндогенной активности [10], но, вероятно, правильнее их называть геолого-географическими центрами (ГГЦ).

Так, в радиусе до 1000 км вокруг ГГЦ «оз. Ивановское» подавляющая часть вершин гор и самых низких отметок, в том числе, слияний рек и ручьев расположены закономерно и на определенных расстояниях относительно этого ГГЦ. Отдельные участки водоразделов горных хребтов, контуров речных долин, ручьев, берегов озер и других линейных географических и ландшафтных элементов являются отрезками его дуг различного радиуса. Например, в Горном Алтае долина р. Коксы на интервале длиной 170 км служит его дугой.

ГГЦ — это инвариантная точка географической поверхности с определенными топологическими признаками, такими как самые высокие и низкие отметки рельефа, характерные изгибы и дугообразные участки гидросети. Эти элементы рельефа и гидросети становятся конкретными топологическими признаками только тогда, когда оказываются на определенном и равном расстоянии от инвариантной точки (ГГЦ). ГГЦ «оз. Ивановское» имеет множество таких признаков, поэтому в таблицу и на схему топологических признаков (рис. 3) внесены наиболее значимые, в основном, вершины гор, имеющие конкретные обозначения. Как видим из таблицы, разница в расстояниях между окружностями с горными вершинами чаще кратна 0,7 км.

Точность измерений на топографических картах — не ниже 0,2 мм. Отрицательную роль могут играть недостаточно высокая точность офсетной печати топокарт, деформация бумаги, погрешность в определении положения ГГЦ и т.д. В целом же практика измерений по крупномасштабным топографическим картам (1:25000) подтверждает расположение вершин гор на строго одинаковом расстоянии от ГГЦ. Для возможности проверки табличных данных приводим координаты ГГЦ «оз. Ивановское»: $54^{\circ}36'57''$ с.ш., $88^{\circ}39'22,7''$ в.д.

Подобное топологическое расположение вершин гор по отношению к ГГЦ может быть результатом неоднократного сейсмического или взрывного воздействия на геологические недра из центров эндогенной активности. Интерференция сейсмических волн, возникавших от сверхмощных взрывов в этих центрах, приводила к переуплотнению и разуплотнению вещества в чередующихся зонах геологической среды. Представляется, что формирование зон различной приобретенной плотности происходило длительно при последовательном изменении положения «взрывов» в плане и особенно по высоте, т.е. каждый центр эндогенной активности перемещался в основном по вертикали (с точки зрения географа — оставался на месте). Только этим явлением можно объяснить многие геологические факты, в частности, форму интрузивных штоков на месторождениях ряда порфировых формаций, когда поперечник овального штока многократно меньше его части изученной на глубину.

Зоны уплотнения и разуплотнения на поверхности земли проявляются в виде дуг речных долин и горных хребтов определенного радиуса. В целом рельеф всегда значительно сложнее из-за одновременного взаимодействия других эндогенных центров различных рангов. Механизм действия импульсно-очаговых систем и формирования структур центрального типа освещался ранее [8, 12 и др.].

Новая структурная классификация кварцевожилых зон. Принимая известные положения о вулкано-плутонических системах и рециклинговой схеме рудообразования, следует иметь ввиду революционный и эволюционный этапы развития рудно-магматических систем на Саралинском рудном узле.

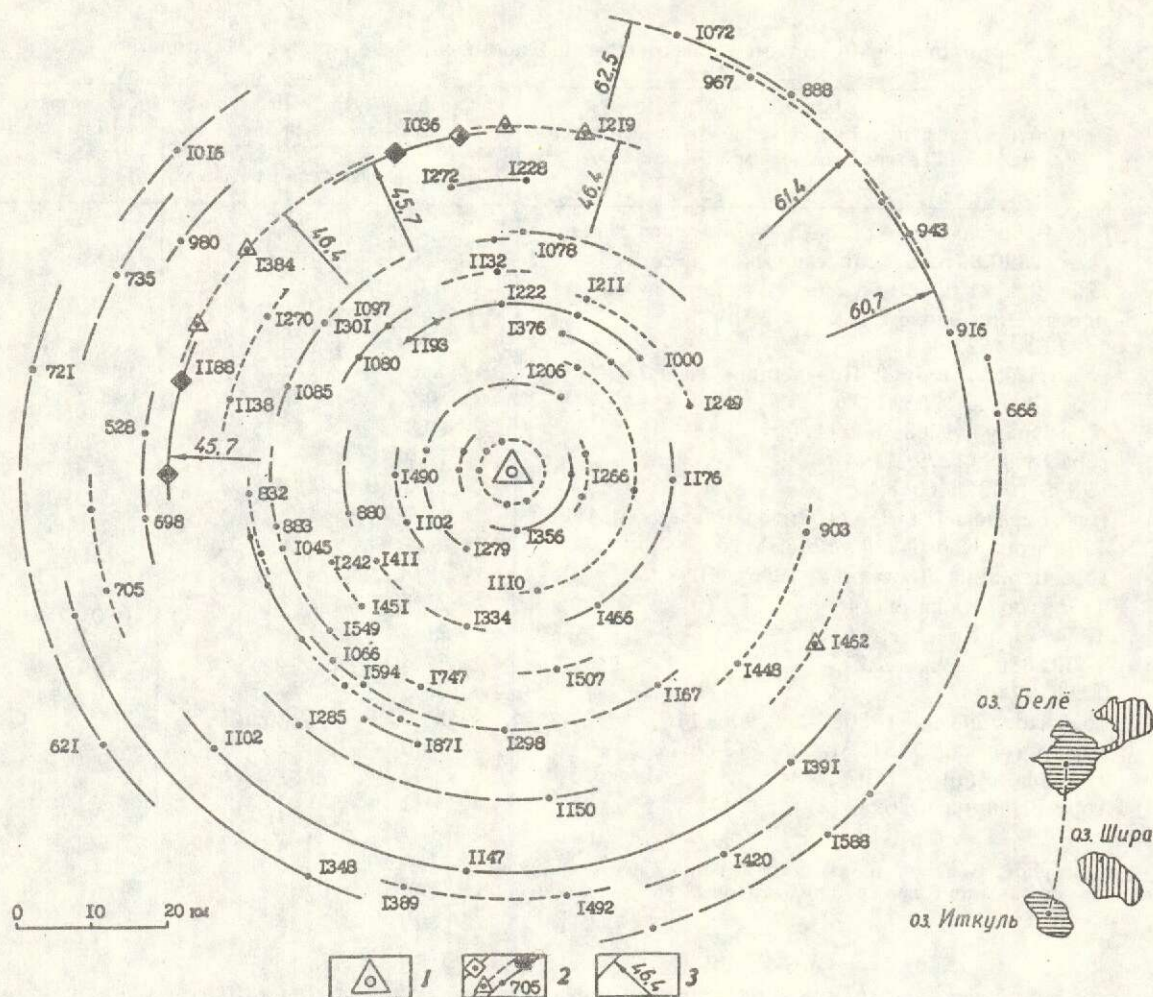


Рис. 3. Схема топологических признаков геолого-географического центра «оз.Ивановское»:

1 — геолого-географический центр (ГГЦ); 2 — отметки экстремальных географических точек, м; 3 — расстояния от ГГЦ до окружностей с некоторыми вершинами гор; см. пояснения в тексте

Механизм возникновения и рудоносность кварцевых жил здесь сложнее, чем представляется в многочисленных схемах [6].

По нашему мнению, на первом этапе (преимущественно революционное развитие) происходило возникновение и усложнение различных систем кварцевожильных зон и жил по схеме фильтр-прессинга подвижных фаз при импульсно-очаговом выделении энергии из эндогенного центра рудного узла. При подземных взрывах формировались сферические, радиальные, конусные и откольные трещины [8]. В соответствии с этим, в рудном узле выделены три системы продуктивных кварцевожиль-

ных зон, занимающих определенное структурное положение относительно эпицентра эндогенной активности (ГГЦ «оз.Ивановское»): 1) концентрические, падающие от ГГЦ, 2) радиальные и 3) концентрическо-конусные, падающие к ГГЦ [11]. Четвертая система, если она и есть, не является продуктивной.

Сложные кварцевые жилы, отнесенные к первой системе, развиты в северной части рудного узла. Они субсогласны с вмещающими породами в плане, но в разрезе секут их под острым углом. К этой системе приурочены важнейшие золоторудные жильные зоны: Андреевская, Каскадная, Встречная.

Топологические признаки геолого-географического центра «оз.Ивановское»

Элементы рельефа закономерно расположенные относительно ГГЦ и их абсолютные отметки, м	Расстояние ГГЦ до характерных элементов рельефа, км		Разность расстояний до соседнего элемента рельефа
	Положительных	Отрицательных	
гора Бобровая, 1674; 1535,2, 1474,4; гора Ивановская, 1390,8, гора Трансваальская, 1386,0	4,3		
1224,3, 1121,0, р.Полуденка (является дугой на протяжении около 2 км)	6,0	6,0	
1442,3; 1152,4	6,9		
горы Избасс, 1356,4, Полуденная, 1304,2	8,1		2,1
гора Долгая, 1253; 1126	10,2		0,7
гора Инжул, 1288,5; 1211,4	10,9		1,05?
гора Булка, 1279; 1194	12,0		0,175?
998,6, 1043,5, 1068,1	12,2		3,5
гора Березовая, 1101; 1102; гора Медвежья, 1490*	15,7		0,7
1206; гора Керебежик, 1266; 1110	16,4		3,325?
гора Вершина Листвянки, 1376*; 1099	19,7		1,4
1176; гора Карагая, 1466*	21,1		0,525?
1334; гора Круглая, 1411*	21,6		0,7
1000, 880, 1193, 1222	22,3		2,975?
1211, 1249*	25,3		0,7
гора Полудневая, 1080; 1097, 900, 1169	26,0	26,0	1,05?
горы Столовая, 1451, Мирная, 1249; 1132	27,0		0,7
гора Мал.Каным, 1507*; 1347	27,7	27,7	3,5
гора Вершина Юзика, 1291*; 1747*	31,2	31,2	

Примечания. Знаком * помечены замеры по топографической карте N—45—Б, год издания 1982; остальные замеры сделаны по более крупномасштабным картам, начиная с 1:25000.

Андреевская жильная зона залегает почти на контакте верхнесаралинской и андреевской свит, по простиранию прослежена на 2,2 км, а по падению — на 1,2 км. Простирание зоны широтное, падение на север под углом около 45°, а на глубоких горизонтах — 50° и круче. Она представлена двумя параллельно залегающими жилами — Анненско-Николаевской и Сульфидной, расстояние между которыми — до 4 м. Мощность жил — до 0,7 м, а в раздувах и более. Из жильных минералов кроме кварца присутствует кальцит. Рудные минералы: пирит, сфалерит, галенит, пирротин, халькопирит, золото, аргентит и другие более редкие. На верхних горизонтах месторождение отличалось исключительным богатством. По данным В.А.Обручева [7], среднее содержание золота в отработанных до 1918 г. рудах составляло 38,5 г/т, пробность — 650. Рудные столбы имеют восточное склонение с размерами по простиранию 350—400 м, по падению 200—250 м. В Анненско-Никола-

евской жиле золото находится чаще в кварце полосчатой текстуры, обусловленной тонкими псевдослойками углеродистых сланцев («книжные» текстуры по В.М.Ляхницкому, 1956). Руды этой жилы отличаются весьма неравномерными содержаниями. Сульфидная жила слепая, она прослеживается вниз с 5-го горизонта. Золото в ней связано с сульфидами, количество которых достигает 6 %; его содержание, как и сульфидов, более равномерное.

Каскадная жильная зона субширотного простирания прослежена почти на 5 км, из них эксплуатирующийся участок — 2,2 км. По падению она затронута отработкой на глубину до 1,5 км. Угол ее падения в северных румбах у поверхности равен 22—27°, на глубоких горизонтах — 40—45°. В строении жильной зоны много общего с вышеописанной. Она также сложена двумя кварцевыми жилами, разделенными «прослоем» пород мощностью до 15 м, распределение золота столбовое, часто по кварцевым линзам, ко-

торых насчитывается около двух десятков. Они расположены кулисообразно и обычно оканчиваются полным выклиниванием, причем верхнее окончание каждого кварцевого тела находится в висячем, а нижнее — в лежащем боку рудной зоны.

Висячая жила сложена кварцем с «книжной» текстурой. Чем ярче выражение этой текстуры, тем, как правило, богаче руда. Общее количество сульфидов по сравнению с Андреевской жилой падает при возрастании в их составе пирита и арсенопирита.

Каждая кварцевая линза в пространстве недр представляет собой часть сферической поверхности, которая является нормальной (перпендикулярной) к эндогенному центру. Кулисообразное расположение линз в разрезе свидетельствует об изменении вертикального положения эндогенного центра после очередного «мощнейшего взрыва», при этом кварцевые тела могли возникать последовательно при очередных взрывах и затем наращиваться, как и полосчатые текстуры кварца, по схеме фильтр-прессинга. Формирование жильной зоны шло вблизи границы пород различной упругости, каковыми в данном случае явились палеобазальты среднесаралинской и сланцы верхнесаралинской свит.

В эволюционный этап шло оруденение ранних генераций жильного кварца и образование новых кварцевых жил или генераций кварца в уже возникших зонах. Кварц рудного этапа кристаллизовался в трещинах постепенного приоткрывания при остывании предполагаемого центрального штока в эндогенном центре. Если генерация кварца с «книжными» текстурами характеризуется небольшим количеством сульфидов и весьма неравномерными концентрациями золота в результате его наложения, то для более поздних генераций типичны более равномерные текстуры и устойчивые содержания как золота, так и сульфидов (жила Сульфидная и др.). Процесс их отложения шел одновременно с поздним кварцем.

Вблизи продуктивных жил при поисках выявлены участки требующие доизучения. Например, к северу от Андреевской зоны известны богатые свалы кварца на Ильинском участке. Простирается жил субширотное, падение на север под углами 15—45° у поверхности. Все жилы в разной степени

золотоносны, но изученность их недостаточна.

Следующая по перспективности система кварцевых жил — радиальная. Яркими представителями этой системы являются зоны «Ивановская золотая» и «Спящая—Штурм». С 1900 по 1918 гг. на Ивановском месторождении получено 1960 кг золота 750-й пробы. Содержание золота в добытой руде составило 27,8 г/т [7].

Ивановские жилы прослежены по простиранию на 800 м, по падению — на 260 м, средняя мощность рудных тел — 2,1 м. Азимут простирания жил 310—326°, средний — 321°, угол падения на юго-запад 60—84°, средний — 76°. Реконструкцию первоначальной морфологии жилы впервые сделал А.М.Новоселов в 1936 г. (рис. 4). Эта жила совершенно отчетливо ориентируется прямо на ГГЦ и, таким образом, занимает по отношению к нему строго радиальное положение. Жила сложена в основном кварцем, 3—5 % ее объема занимают рудные минералы: пирит, пирротин, арсенопирит, сфалерит, галенит, халькопирит, теннантит, золото, тетрадимит и др. Распределение рудных минералов неравномерное, что обусловлено первичной зональностью минералотложения. В юго-восточной части жилы на сравнительно низких гипсометрических отметках оруденение представлено пиритом с незначительной примесью халькопирита. Содержание золота бедное — 3—5 г/т (рис. 5). Далее к северо-западу комплекс минералов становится богаче. Добавляются сфалерит, галенит, арсенопирит, теннантит, тетрадимит и др.

В своей главной массе рудные минералы приурочены к серицитизированным и углеродистым псевдослойкам вмещающих пород в жильном кварце. Арсенопирит, галенит чаще приурочены к висячему боку жилы и полосчатым текстурам. В целом содержание золота коррелирует с количеством и разнообразием сульфидов. Жила Ивановская законсервирована преждевременно [6]. Это также видно из распределения золота на отстроенной автором продольной вертикальной проекции жилы (см. рис. 5).

В связи с перспективностью радиальной жильной системы следует обратить внимание на зоны Юбилейной жилы и Луговую, которые имеют строго радиальную ориенти-

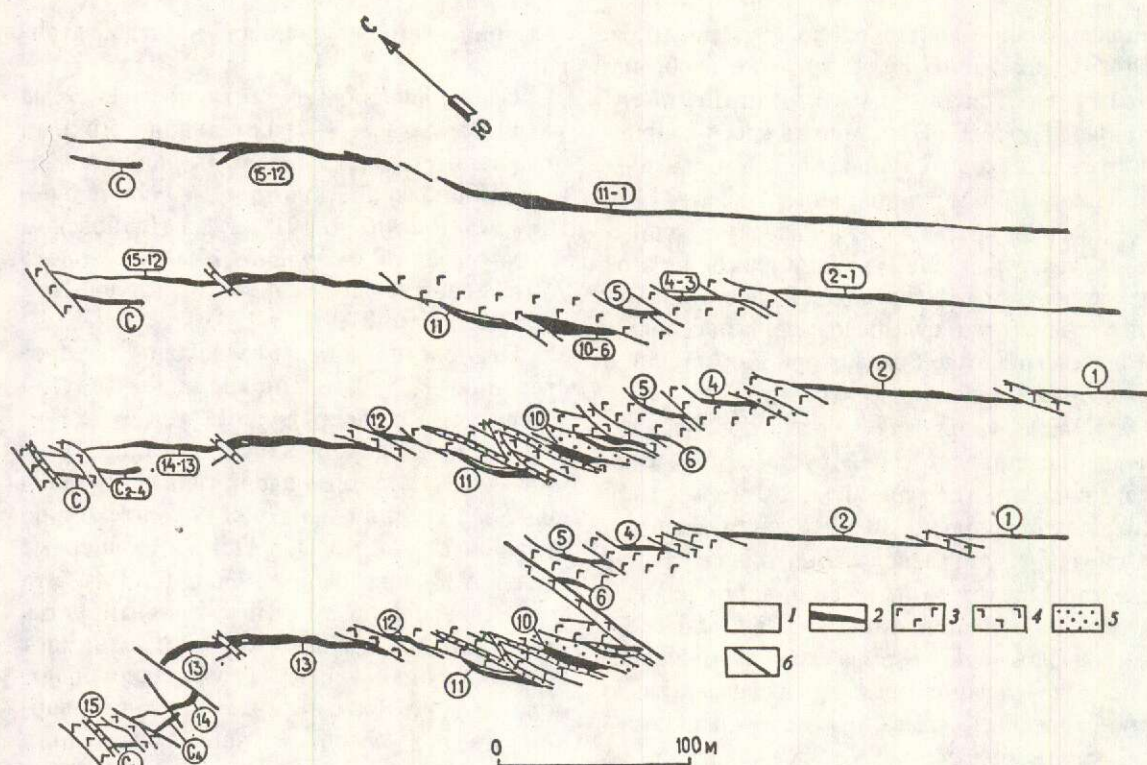


Рис. 4. Стадии усложнения морфологии Ивановской «золотой» жилы (горизонт штольни 2):

1 — вмещающие диабазы; 2 — кварцевая жила; генерации даек протеробазов в последовательности выделения: 3 — порфировидное габбро, 4 — щелочное габбро, 5 — микрогаббро; 6 — тектоническое нарушение; цифры в кружках — «отрезки» жил: 1 — Кирилловский, 2 — Подвинцевский, 3 — Бреккелевский, 4 — Новый, 5 — ж. Первая, 6 — ж. Промежуточная, 7 — ж. Вторая, 8 — Икс, 9 — Нулевой, 10 — Первый, 11 — Второй, 12 — Третий, 13 — Четвертый, 14 — Пятый, 15 — Шестой, С — апофиза Серебровская: С₁ — Серебровская-1, С₄ — Серебровская-4

ровку относительно главного ГГЦ. Первая жильная зона является зеркальным отражением (плоскостью симметрии служит меридиональное сечение) Ивановской жильной зоны. Жила прослежена по простираению на 400 м, имеет мощность до 2,8 м, среднее содержание золота 5,1 г/т. Ассоциация рудных минералов весьма благоприятна: пирит, халькопирит, галенит. Жила не разведана на глубину, особенно на северо-восточном фланге, где она уходит под наносы и где следует ожидать наибольшие перспективы, возрастающие по мере приближения к контакту с углеродистыми сланцами верхнесаралинской свиты [6, 15]. Заключение о перспективности второй жильной зоны основывается на результатах исследований В.Г.Прохорова, Т.П.Стримжи (1988), но ее радиальное положение к главному ГГЦ служит не менее важным обоснованием.

Концентрическая система жильных зон с падением к ГГЦ является следующей по перспективности. Вероятно, образование жильных зон этой системы и их фрагментарно-конусная форма с вершиной конуса в эндогенном центре отвечают взглядам М.М.Василевского [2].

На участке Веркинском основная часть жил: Старо-Туманная, Мюдовская, Туманно-Веркинская, Ответная, Надеждинская, Казенно-Веркинская, Октябрьская-Николаевская, Августовская (последние три см.рис. 1) и др. — имеют северо-западное простираение и крутое падение на юго-запад под углом 70—80°.

Наиболее продуктивная Казенно-Веркинская жила эксплуатировалась до 1938 г. Жильная зона прослежена горными работами по простираению на 840 м и падению — на 140 м. Средняя ее мощность — 0,62, максимальная — до 1,8 м. Содержания зо-

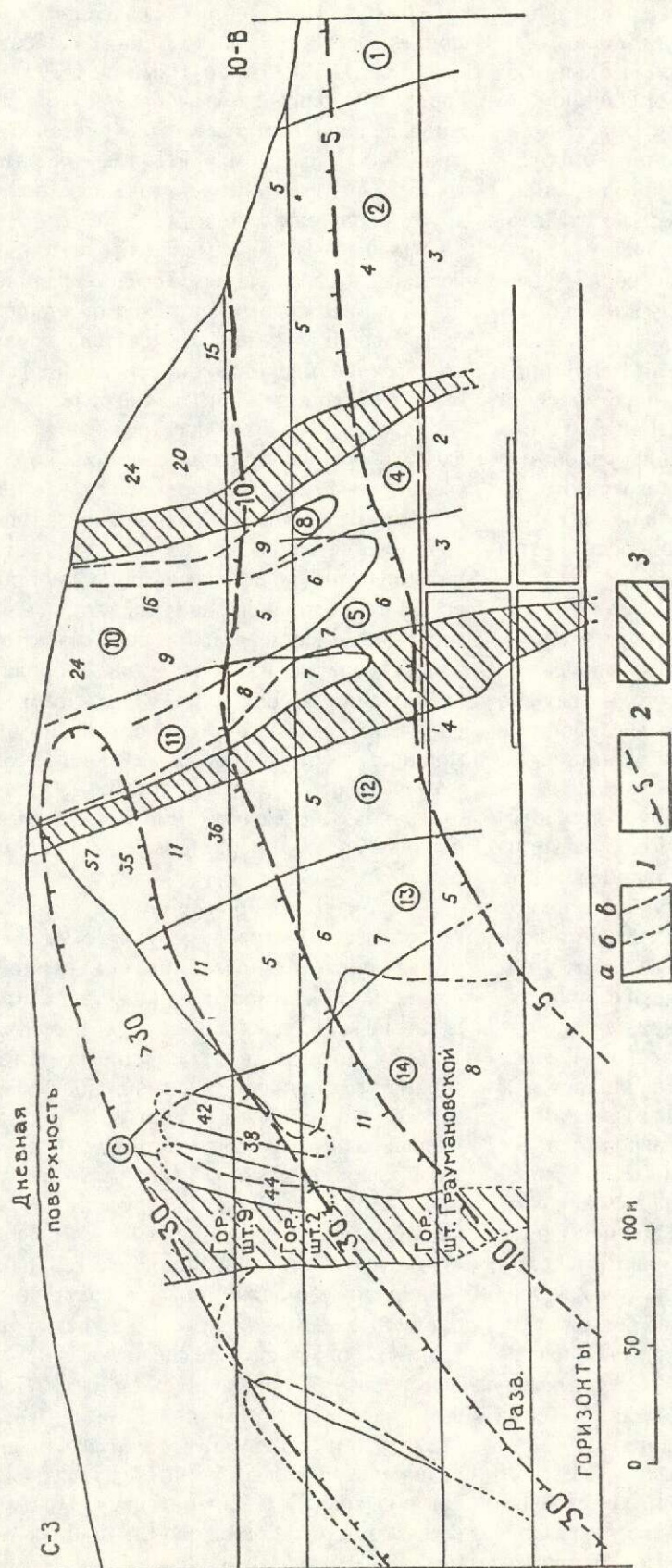


Рис. 5. Схематическая продольная вертикальная проекция Ивановской жилы, составлена по материалам А.М.Новоселова, 1936 г.

1 — границы кварцевожилых тел: а — установленные, б — предполагаемые; 2 — установленные (сглаженные) продолжения жил; 3 — наиболее крупные разрывы жилы (дайки протеробазов); номера кварцевожилых тел (цифры в кружках) соответствуют рис. 4; цифры без кружков — средние содержания золота по эксплуатационным блокам, г/т

лота высокие, но весьма неравномерные, распределялись вертикальными полосами.

Продолжив конусные жильные зоны до пересечения с вертикалью, опущенной от ГГЦ, можно найти положение эндогенного центра, а в нашем представлении — близапикальной части предполагаемого порфиристового штока. То же самое можно сделать, продолжив нормали от кварцевых тел Андреевской жильной зоны. Таким образом, мы получим его положение на глубине около 4 км (на разрезе рис. 1 он показан ближе к поверхности). Это именно та глубинная структура, с которой нужно парагенетически связывать золотое оруденение, а ни в коем случае не с Арагатской интрузией, что делается некоторыми исследователями до сих пор. Вся эндогенная зональность в рудном узле связана в первую очередь с этим предполагаемым штоком.

Прочие жильные зоны и геолого-географические центры. Множество маломощных и коротких кварцевых жил объяснимо наличием ГГЦ условно второго и третьего порядков. Наиболее значительные и богатые из этих жил эксплуатировались, например, Россомахинская и Трансваальская. По отношению к одноименным ГГЦ они являются радиальными, хотя, возможно, каждый из этих ГГЦ имеет весь набор кварцевожильных систем. Место этих ГГЦ определено при анализе пространственного положения всей совокупности кварцевых жил, а затем уточнено при оперативном топоморфоструктурном анализе. Топологическое «влияние» ГГЦ на рельеф ограничивается радиусом в десятки километров и устанавливается в основном по крупномасштабным картам.

Бобровое месторождение расположено в 4 км к юго-востоку от главного ГГЦ. Его жильная зона протяженностью более 2 км находится в зоне влияния этого ГГЦ, но она не попадает ни в одну из его жильных систем. По нашему мнению, Бобровая жильная зона является фактурой по [2] Избасского эндогенного центра, ГГЦ которого может быть найден по пересечению продолжений основных направлений даек протеробазов, выявленных на участках детального картирования (см. рис. 1 и 2). Топологические признаки Избасского ГГЦ очень сходны с таковыми для главного ГГЦ. Его влияние на географическую обстановку чувствуется в радиусе 300 км. Например,

в 132 км от Избасского ГГЦ находятся горы Лопатинская в Солгонском кряже с абсолютной отметкой 875 м и Изыгаш (1397 м) в Горной Шории. Таким образом, Бобровая жильная зона является концентрической, падающей к Избасскому ГГЦ, т.е. относится к третьей системе кварцевожильных зон, но другого эндогенного центра.

Площадь месторождения сложена вулкано-огненными образованиями среднесаралинской свиты с маломощными прослоями и линзами углеродистых пород. Имеются тела эруптивных брекчий, прорывающие стратифицированные образования и занимающие более высокие части рельефа. Дайки протеробазов субмеридионального простирания занимают до 60 % всего объема пород месторождения.

Азимут простирания Бобровой жильной зоны меняется от 80 до 134° на востоке, падение на юг под углами до 70°, мощность до 20 м. Жильная зона представлена несколькими кварцевыми жилами, из которых более детально изучена жила Бобровая-2, эксплуатировавшаяся до 1939 г. По простиранию и падению она отработана на 60 м, мощность жилы — до 2,2 м. Средние содержания золота в добытых рудах составляли от 8 до 41 г/т. Содержание металла весьма неравномерно, в керне скважин доходит до 340 г/т.

Одной из наиболее спорных проблем геологического строения рудного узла с самого начала исследований был вопрос о возрастных взаимоотношениях даек протеробазов, кварцевых жил и руды. До сих пор существуют издавна сложившиеся три точки зрения. По наиболее радикальной утверждается, что дайки всех генераций (их выделялось разными авторами от 2 до 6) пересекают кварцевые жилы и являются пострудными [6 и др.]. Вторая точка зрения, высказанная В.И.Баженовым, заключается в том, что часть даек (чаще две генерации) — дорудные и даже докварцевожильные, а остальные — пострудные [1]. Третья точка зрения сложилась у исследователей, которые работали преимущественно на Бобровом участке (например, И.Г.Звездин и др., 1988). По их мнению, все дайки дорудные, а кварцевые жилы могли образоваться как до, так и после внедрения даек. Практические результаты поисково-оценочных работ на месторождении подтверждают эту по-

следнюю точку зрения. Для даек протеробазов в рудной зоне характерны содержания золота до 1 г/т, а в участках интенсивного метасоматического изменения до 68 г/т. Разнообразие встречающихся даек объясняется разной степенью метаморфизма и метасоматической проработки, особенно, албитизации и пропилитизации. Сульфидная прожилково-вкрапленная минерализация (пирит, пирротин) накладывается на все разновидности пород.

По нашему мнению, для каждого эндогенного центра характерны два этапа развития, названные условно революционным и эволюционным. В революционный этап шло внедрение даек, а затем образование кварцевожилых зон по схеме фильтр-прессинга подвижных фаз. Активная жизнь главного ГГЦ началась раньше и поэтому образовавшиеся возле него кварцевые жилы были рассечены дайками других ГГЦ, в том числе Избасского. Эволюционный этап рудогенеза начинается после раскристаллизации порфирировых штоков. Для основного штока в главном эндогенном центре он продолжался дольше. Неостывший шток служил своеобразным «насосом», и движение гидротерм проходило по схеме рециклинга — в идеальном виде по торообразным траекториям, захватывая пространство недр всего рудного узла. Известно, что жильный кварц — лучший осадитель золота, и в том случае, когда кварцевая жила находилась на пути циркулировавших растворов или служила для них каналом (радиальная система), она могла стать рудой. Наилучшее пространственное положение относительно путей растворов имели жильные зоны первой системы — концентрические, падающие от ГГЦ, т. к. они обладали большей площадью фильтрации, расположенной нормально к направлению гидротермального потока. Худшее положение и параметры имели жилы других ГГЦ и поэтому они, как правило, некондиционны. При этом важным было также расстояние от главного эндогенного центра, которое для продуктивной золотой минерализации в современном эрозионном срезе составляет 4—7 км от главного ГГЦ.

В этап рудогенеза шло не только орудование ранних генераций жильного кварца, но и образование новых кварцевых жил или генераций кварца в уже сформированных

зонах. Темный кварц рудного этапа кристаллизовался в трещинах постепенного приоткрывания при остывании центрального порфирирового штока. Для ранних генераций кварца, присутствующих во всех жильных зонах рудного узла, характерны полосчатые текстуры, небольшое количество сульфидов и весьма неравномерные концентрации золота. Для поздних генераций типичны более равномерные текстуры и устойчивые содержания сульфидов и золота.

Основные выводы проведенного исследования следующие:

Саралинский рудный узел приурочен к вулканогенному куполу, имеющему все признаки очаговой структуры [13]. Впервые найдено менявшееся по вертикали положение ее главного эндогенного центра — близипикальной точки предполагаемого на некоторой глубине крупного порфирирового штока, а на земной поверхности — его эпицентр — главный геолого-географический центр (ГГЦ) рудного узла;

географическая суть ГГЦ в том, что вся географическая обстановка в радиусе его влияния в какой-то мере функционально зависима от него. ГГЦ — инвариантная точка географической поверхности с конкретными топологическими признаками, которыми служат характерные точки и линии рельефа (вершины гор, слияния рек, их дуговые участки и т.д.), находящиеся на закономерном и равном расстоянии от нее. Приведены основные топологические признаки ГГЦ «оз.Ивановское» — главного в Саралинском рудном узле;

относительно геолого-географических центров на рудном узле в порядке промышленной важности выделены три системы продуктивных кварцевожилых зон: 1) концентрическая, падающая от ГГЦ, 2) радиальная и 3) концентрическая фрагментарно-конусная, падающие к ГГЦ. Формирование золоторудных кварцевожилых зон происходило в два этапа, названные условно революционным и эволюционным. В первый этап образовались все зоны рудного узла по схеме фильтр-прессинга подвижных фаз при очагово-импульсном выделении энергии из эндогенных центров по А.И.Петрову [8]. После раскристаллизации центрального штока, который затем служил генератором рециклинговой гидротермальной системы — во второй

этап (этап рудогенеза) — шло оруденение ранних генераций жильного кварца, характерного для всех жильных систем, и образование новых кварцевых жил в некоторых уже существовавших зонах. Продуктивность кварцево-жильных зон связана с их пространственным положением по отношению к главному эндогенному центру. Выявление этих закономерностей позволило прогнозировать перспективы расширения сырьевых возможностей рудного узла.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баженов В.И. К вопросу о возрастных соотношениях даек и руд в Саралинском рудном поле (Кузнецкий Алатау) // Вопросы геологии рудных месторождений Западной Сибири. — Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1960. С. 111-120.
2. Василевский М.М. Структуры разрушения и прогноз рудоносности. — М.: Наука, 1982.
3. Звягин В.Г. К вопросу о структуре Саралинского рудного поля и условия формирования золотого оруденения // Проблемы геологии и разведки месторождений полезных ископаемых. Тез. докл. конф. — Томск: ТГУ, 1983. С. 157-158.
4. Иванкин П.Ф. Морфология глубокоовскрытых магматогенных рудных полей. — М.: Недра, 1970.
5. Любалинская З.П. Геологическое строение междуречья верховий рр. Саралы и Избаса // Новое в стратиграфии и палеонтологии позднего докембрия Алтае-Саянской складчатой области. — Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1978. С. 87-94.
6. Мирошников А.Е., Прохоров В.Г. Геология и геохимия кварцево-золоторудных месторождений Саралинского рудного поля. — Красноярск: Красн. книжное изд-во, 1974.
7. Обручев В.А. Рудные месторождения. — М.: Горгеонефтеиздат, 1934.
8. Петров А.И. Импульсно-очаговые структуры и проблемы их рудоносности. — Л.: Недра, 1988.
9. Сазонов Л.А. Морфоструктурный анализ при локальном прогнозировании эндогенного оруденения // Сов.геология. 1989. № 5. С. 15-25.
10. Сазонов Л.А. Топоморфоструктурные предпосылки выделения рудоносных структур центрального типа // Сов.геология. 1992. № 1. С. 9-16.
11. Сазонов Л.А. Геолого-географические центры Саралинского рудного узла и локальный прогноз // Разработка и совершенствование методов крупномасштабного и локального прогнозирования эндогенных полезных ископаемых (Тез. докл. школы передового опыта 21-23 мая 1991 г.). — Красноярск: ПГО «Красноярскгеология», 1991. С. 81-83.
12. Степанов О.А. Взрывной механизм формирования структур центрального типа // Сов.геология. 1989. № 12. С. 95-104.
13. Томсон И.Н. Металлогения рудных районов. — М.: Недра, 1988.
14. Уиссер Э.Х. Связь оруденения с купольными структурами в Северо-Американских Кордильерах // Проблемы эндогенных месторождений. — М., 1964. С. 9-196.
15. Хазагаров А.М. Стадийность оруденения золотых месторождений Саралинского рудного поля // Разведка и охрана недр. 1957. № 5. С. 4-11.

Sazonov L. A.

DISPOSITIONAL REGULARITIES OF GOLD ORE MINERALIZATION IN THE SARALINSKY ORE NODE

Essential dispositional regularities of gold ore mineralization in the Saralinsky ore node (the Kuznetsky Alatau) are reported. Three systems of quartz vein zones are distinguished, and new structural classification thereof is established, namely, grading by their position relative to endogenic activity epicenters going under the name of geologic-geophysical centers (GGC). The productivity of quartz veins and zones is associated with their spatial orientation and distance to a primary GGC of an ore node



ОРГАНИЧЕСКОЕ ВЕЩЕСТВО ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД ПО МУРУНТАУСКОЙ ГЛУБОКОЙ СКВАЖИНЕ

В. А. ВИЛЕНКИН, Н. М. ЗАИРИ (ЦНИГРИ)

По результатам исследований рассеянного органического вещества (РОВ) Мурунтауской глубокой скважины до глубины 3000 м с привлечением комплекса методов (изотопная масс-спектрометрия, битуминология, ИК-спектроскопия, термография) показан характер изменения РОВ по разрезу; приведены данные по содержанию золота в компонентах РОВ; сделан вывод о первично-седиментогенной природе золота в битумоидных фракциях РОВ.

Рассеянное органическое вещество (РОВ) является важнейшим компонентом терригенных углеродистых толщ, с которыми связана локализация месторождений цветных и благородных металлов, наибольший интерес из которых представляют золоторудные месторождения. В настоящее время участие РОВ в процессах формирования современного геохимического облика месторождений золото-сульфидной и золото-кварцево-сульфидной формаций признается неоспоримым. Основная дискуссия проходит о механизме участия РОВ в переносе, отложении и концентрировании металла. При этом органическое вещество рассматривается как один из основных компонентов рудогенерирующих флюидов (перенос золота в виде металлоорганических или комплексных соединений [1, 12, 15, 16]), в качестве буферирующего вещества при многоступенчатом отложении золота [13] или восстановительного геохимического барьера [8, 9, 11]. Наконец, черносланцевые терригенные толщи, имеющие повышенный кларк металла в сравнении с другими типами осадочных пород, могут служить одним из основных источников золота, мобилизуемого гидротермальными растворами [3, 4].

Помимо геолого-геохимического направления исследований, в последние годы получило развитие изучение собственно РОВ — его состава, структуры и свойств. Главное внимание при этом уделяется битумоидным фракциям, которые несут определенную генетическую и геохимическую

информацию о РОВ и процессах, протекающих с его участием. Однако, использовать данные о битумоидных фракциях можно только в том случае, если возможно доказать их сингенетичность основной части РОВ — нерастворимому керогену. Исследование же керогена требует привлечения комплекса современных спектроскопических методов в силу чрезвычайной сложности его состава [5]. Данные, получаемые с помощью традиционных методов, таких как битуминологический анализ, термография, рентгенография тоже дают представление о составе РОВ и его изменениях в процессах преобразования пород.

Значительный научный и практический интерес представляет изучение состава и свойств пород глубоких горизонтов литосферы, которое стало возможным благодаря развитию глубокого и сверхглубокого бурения. Исследование кернового материала позволяет получить уникальную геологическую, геохимическую, петрофизическую и геофизическую информацию. К настоящему времени опубликованы материалы исследований РОВ пород, вскрытых Кольской [10] и Саатлинской сверхглубокими скважинами [7]. К сожалению, отсутствие унифицированного подхода к изучению РОВ значительно обедняет представленные результаты. Однако, используя методические рекомендации по комплексному исследованию кернового материала глубоких и сверхглубоких скважин [14] для обработки данных по всем скважи-

нам, удалось этот недостаток почти полностью устранить.

В настоящей работе приведены результаты изучения РОВ пород, вскрытых при проходке Мурунтауской глубокой скважины до глубины 3000 м. Целью проведенных исследований явилось определение генетической природы РОВ, изучение его распределения по разрезу скважины, изменения его содержания и состава в зависимости от уровня регионально-метаморфических преобразований вмещающих пород и проявления продуктов рудного процесса. Для этого были использованы методы элементного (определение $C_{\text{орг}}$), термографического, изотопного масс-спектрометрического и битуминологического анализов.

Обсуждение результатов. Среднее содержание $C_{\text{орг}}$ в породах, вскрытых в интервале 108,7 — 3000 м (выше наблюдается осветленная кора выветривания), составляет 0,65 %, что близко к среднему кларку углерода в осадочных породах [6]. При этом концентрация варьировала в пределах 0,02—1,94 %. По всему интервалу прослеживается единый характер обогащенности РОВ основных литологических типов пород: рассланцованные алевролиты $C_{\text{орг}} = 0,80\%$ > алевролитов $C_{\text{орг}} = 0,72\%$ > алевропесчаников $C_{\text{орг}} = 0,36\%$. Полученная закономерность, по-видимому, отражает палеофациальные условия осадконакопления и связанную с этим неравномерность распределения РОВ в различных типах пород, что подтверждается сохранением этой зависимости по всем выделенным ритмопачкам (табл. 1).

Оценка уровня метаморфизма РОВ и его изменения по разрезу скважины, проведенная методом термографического анализа, показала, что значения величины максимума экзоэффекта, связанного с выгоранием основной части РОВ, изменяются в диапазоне 605—730°C, что соответствует антрацитовой стадии углефикации вещества. Учитывая, что выявленная в ходе минералогических исследований зональность выражается в увеличении уровня регионального метаморфизма метаосадочных пород от зеленосланцевой до биотитовой с переходом к элементам эпидот-амфиболитовой фации, РОВ в этом ряду должно проявлять тенденцию к графитизации. Следует считать, что

на глубинах 2700—3000 м в его структуре начинают проявляться элементы графита, что подтверждается как результатами фрагментарных рентгенографических исследований, так и наблюдаемой общей тенденцией увеличения средних значений T_{max} для отдельных ритмопачек с глубиной (табл. 2).

Рассмотрение изменений величины T_{max} по разрезу (рис. 1) показывает, что достаточно монотонное увеличение с глубиной, соответствующее усилению влияния регионального метаморфизма на степень упорядочения структуры РОВ, сменяется снижением T_{max} на 15—20°C с одновременным изменением значений $C_{\text{орг}}$. Это свидетельствует о перераспределении РОВ и его частичном разупорядочении *in situ*. Очевидно, что этот процесс возможен прежде всего под влиянием гидротермальных растворов [2, 17].

Подтверждением сказанному является обнаружение в породах в интервале 1500—1920 м низкотемпературной составляющей РОВ ($T_{\text{max}} = 260—300^\circ\text{C}$), содержание которой в составе РОВ доходит до 60 % при одновременном уменьшении концентрации $C_{\text{орг}}$ в породах. Наложенный характер вещества доказывается его приуроченностью к трещинам скола и легкостью извлечения из породы обработкой спирто-бензольной смесью при комнатной температуре. ИК-спектроскопическое изучение состава показало его сложность и полифункциональность неароматического характера. В частности, в ИК-спектре (рис. 2) отмечаются интенсивные полосы поглощения (ПП), присущие колебаниям групп сложноэфирного и свободнокислотного типов (1780, 1690, 1610, 1260, 900—950 cm^{-1}). Одновременно, отсутствуют ПП, характерные для колебаний связей $\text{C}=\text{C}$ ароматических структур (3100—3000, 1900—1800, 1630, 880—800 cm^{-1}) и длинных алифатических цепочек (720 cm^{-1}). В то же время фиксируются олефиновые группы (ПП в области 1640 и 800 cm^{-1}), ряд неоднозначно трактуемых интенсивных ПП (1080, 1020 и 660 cm^{-1}) может быть интерпретирован как наличие в составе серосодержащих группировок.

Таким образом, органическое вещество, зафиксированное во вмещающих породах,

1. Содержание РОВ во вмещающих породах разреза скважины СГ-10 (Мурунтауской глубокой скважины)

Ритмопачки	Глубина, м	Содержание $C_{орг}$, %*		
		Алевропесчаники	Алевролиты	Рассланцованные алевролиты
I	108—450	0,40(5)	0,95(2)	0,94(9)
		0,09—0,81	0,14—1,75	0,27—1,74
II	450—910	0,56(6)	0,94(10)	1,14(5)
		0,13—0,73	0,39—1,94	0,52—1,82
III	910—1450	0,31(26)	0,86(14)	0,83(3)
		0,02—0,70	0,29—1,58	0,19—1,22
IV	1450—1710	—	0,70(15)	0,59(7)
		—	0,13—1,74	0,30—1,31
V	1710—2060	0,20(3)	0,33(6)	0,58(13)
		0,11—0,25	0,08—0,80	0,23—1,60
VI	2060—2470	0,45(1)	0,55(10)	0,94(9)
		—	0,25—0,96	0,33—1,49
VII	2470—2760	—	—	1,10(4)
		—	—	0,77—1,54
VIII	2760—3000	0,56(1)	—	0,56(5)
		—	—	0,29—0,77

* В числителе — среднее значение $C_{орг}$ по интервалу ритмопачки; в скобках — число образцов. В знаменателе — минимальное и максимальное значение $C_{орг}$ для ритмопачки.

вскрытых глубокой скважиной, имеет кислотно-сложноэфирно-олефиновый характер, содержит короткие алкановые группы и фрагменты типа $R-SO-R$ (сульфоксиды). Вещество с подобным составом может рассматриваться как промежуточный продукт окисления РОВ компонентами гидротермальных растворов типа SO_4^{2-} .

Дополнительные данные об уровне метаморфизма РОВ и его изменении получены на основании битуминологического анализа (табл. 3), показывающего, что групповой состав РОВ пород Мурунтауского рудного поля и пород из керна скважины практически идентичен. В то же время относительное содержание битумоидов с глубиной уменьшается, что говорит об усилении метаморфогенных процессов преобразования структуры РОВ.

Полученные данные по геохимии изотопов углерода свидетельствуют о первичной осадочно-седиментогенной приро-

де РОВ, что подтверждается отсутствием изменения величин $\delta^{13}C$ в пределах отдельных ритмопачек по типам пород. На это же указывает симбатность изменения значений $C_{орг}$ и $\delta^{13}C$ по разрезу, вскрытому скважиной.

Анализ изменчивости изотопного состава углерода РОВ (табл. 4) показывает, что наиболее обогащены изотопом $\delta^{13}C$ участки пород, отмеченные уменьшением концентрации $C_{орг}$, снижением величины T_{max} и появлением описанного выше более низкотемпературного органического вещества. Как известно, к изотопному «утяжелению» может приводить ряд процессов, в том числе воздействие гидротерм [2]. Анализ изменения значений $\delta^{13}C$ подтверждает интенсивную проработку пород горячими флюидами.

Вовлечение РОВ вмещающих пород в процессы взаимодействия с гидротермаль-

2. Результаты термографического анализа вмещающих пород в разрезе скважины СГ-10 (Мурунтауской глубокой скважины)

Ритмопачки	Глубина, м	Температура максимума экзотермического эффекта, T_{max} , °C		
		Алевропесчаники	Алевролиты	Рассланцованные алевролиты
I	108,7—450	680(1)	675(1)	660(1)
II	450—910	670(2) *	673(6)	680(1)
		650—690	650—695	
III	910—1450	699(15)	673(10)	667(3)
		660—725	640—695	640—680
IV	1450—1710	—	676(13)	672(6)
			655—695	620—690
V	1710—2060	690(1)	680(4)	672(12)
			605—695	635—720
VI	2060—2470	708(3)	696(10)	692(11)
		695—725	670—710	660—720
VII	2470—2760	—	—	698(8)
				665—730
VIII	2760—3000	710(1)	700(1)	689(14)
				650—730

* В числителе — среднее значение T_{max} для ритмопачки, в скобках — число образцов; в знаменателе — минимальное и максимальное значение T_{max} для ритмопачки.

ными растворами видно из анализа строения зон тектонических нарушений. Имеются основания полагать, что эти зоны образовались в орогенный период развития региона. Характерной чертой изученных зон является резкая обогащенность органическим веществом пород, представленных преимущественно углистыми сланцами. Среднее содержание C_{org} в породах этих зон составляет 5,82 % (от 0,48 до 28,06 %). Термографическое изучение показало снижение величин T_{max} на 15—30°C по сравнению с ненарушенными породами тех же литопачек (табл. 5). Заметная изотопная «облегченность» углерода РОВ свидетельствует о возможности его образования в зонах нарушений из переотложенных фрагментов «материнского» вещества пород после гидротермальной проработки, связанного с этим разупорядочением структуры и отрывом полифункциональных групп, обогащен-

ных изотопом $\delta^{13}C$ (в том числе групп, содержащих O и S).

В то же время близость изотопного состава углерода вещества «материнских» пород и углерода зон нарушений указывает на единый генетический источник вещества и не дает оснований связывать какую-то часть РОВ с привносом глубинного углерода из верхней мантии.

Значительный интерес представляют полученные данные по золотонности фракций РОВ. Широко известные по литературным данным факты повышенной золотонности черносланцевых пород подтверждаются результатами исследования РОВ по разрезу скважины СГ-10. Как следует из данных табл. 6, по всему исследованному интервалу отмечается высокая концентрация золота в битумоидах, сопоставимая с аналогичными значениями для РОВ пород рудного поля. В то же время прослеживается

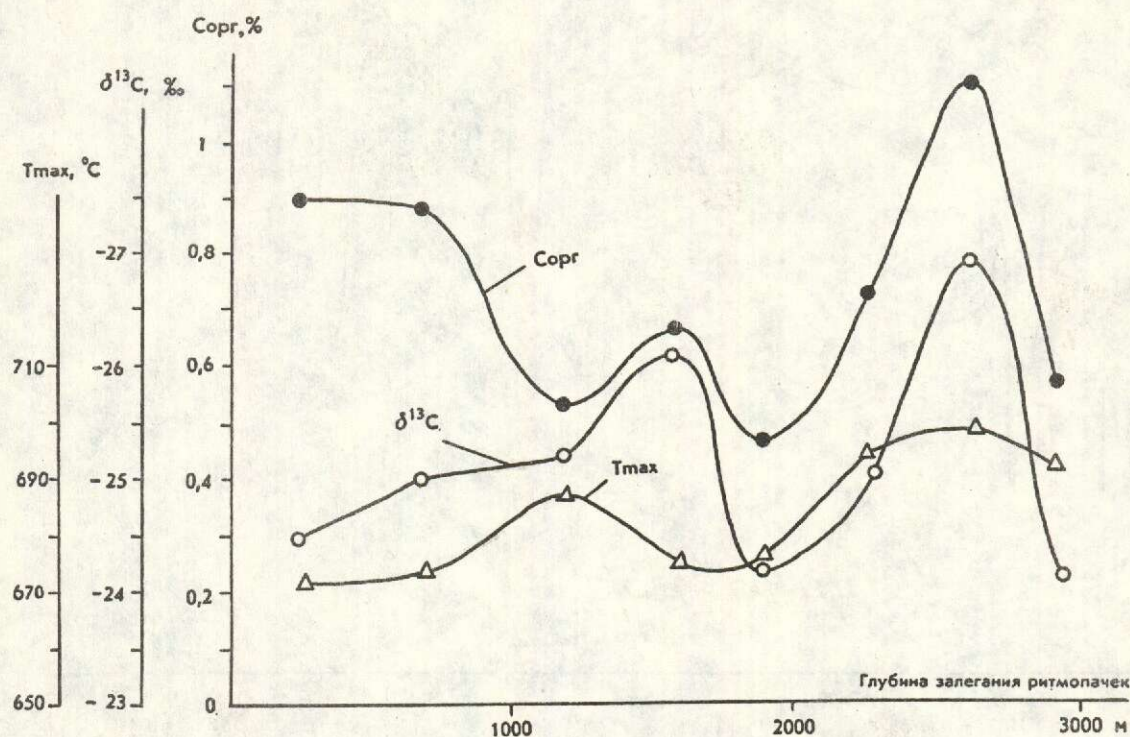


Рис. 1. Изменения параметров РОВ Мурунтауской глубокой скважины по выделенным ритмопачкам пород

тенденция уменьшения содержаний битумоидов в РОВ с глубиной с одновременным возрастанием концентрации в них золота. Это может служить подтверждением как низкой геохимической активности золота, так и мобилизации металла в составе РОВ из вмещающих пород рудоносными флюидами.

Характерной чертой полученных результатов является повышенное содержание металла в спирто-бензольных битумоидах (СББ), считающихся сингенетичными РОВ, по сравнению с менее полярными хлороформенными компонентами, составляющими миграционно-активную часть РОВ и сравнительно легко выделяющимися из породы. Следует подчеркнуть, что подобное распределение золота между битумоидами обнаружено в РОВ вмещающих пород целого ряда золоторудных месторождений, локализованных в черносланцевых толщах, независимо от их генетической природы (табл. 7). Таким образом, обогащенность золо-

том несомненно сингенетичной РОВ битумоидной фракции СББ носит общий характер и, по-видимому, отражает единую природу связывания золота органическим веществом в процессах формирования осадочных образований. Высокая сорбционная активность молодых органогенных осадков по отношению к золоту, протекающая по хемосорбционному механизму с образованием прочных химических связей через гетероэлементы (S, N) приводила к накоплению металла в осадках. Невысокая их активность способствовала сохранению Au в породах на стадиях катагенеза и метаморфизма пород, приводя к повышенному кларку в черносланцевых толщах. В полной мере предполагаемый механизм иллюстрируется данными изучения керна скважины СГ-10.

Говоря о возможной роли РОВ вмещающих пород в формировании современного облика золоторудных месторождений, локализованных в черносланцевых толщах, следует отметить еще одну особенность, вытекаю-

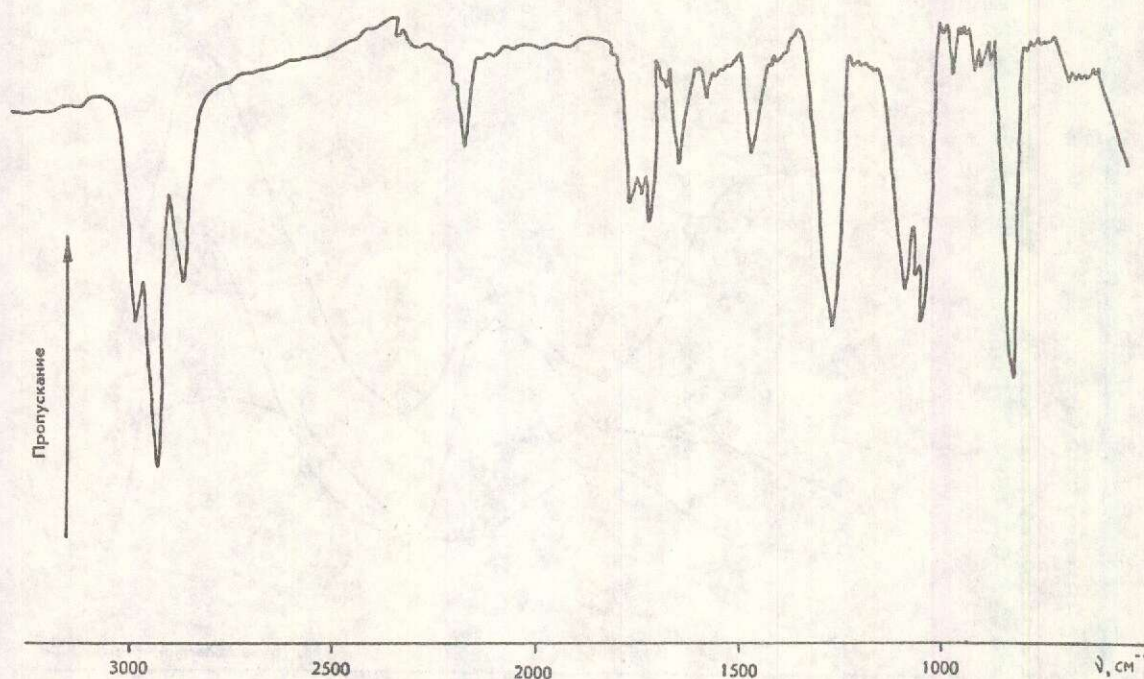


Рис. 2. ИК-спектр низкокипящей фракции РОВ (глубина 1681,2 м)

щую из рассмотрения табл. 7. Как видно, РОВ, выделенное из пород зоны оруденения, заметно обогащено спирто-бензольными битумоидными фракциями по сравнению с РОВ слабоизмененных вмещающих пород. Аналогично этому возрастает и концентрация золота в СББ. Можно считать, что повышение степени окисленности РОВ и повышение содержания золота в спирто-бензольных битумоидах является следствием взаимодействия рудовмещающих пород с рудными растворами в процессе формирования золотого оруденения. Несмотря на то, что недостаточное количество экспериментальных данных по Мурунтаускому рудному полю не позволяет подтвердить полученный вывод в полной мере, очевидно, что отмеченная особенность распределения фракций РОВ и золота в битумоидах носит закономерный характер и отражает генетическую суть природного органического вещества рудовмещающих пород, а также химизм процессов взаимодействия РОВ с растворами.

В результате проведенного исследования можно сделать ряд выводов:

РОВ пород, вскрытых Мурунтауской глубокой скважиной до глубины 3000 м, имеет единую биогенно-седиментационную природу;

отмечается увеличение степени преобразованности структуры РОВ в направлении графитизации с глубиной при возрастании уровня регионального метаморфизма пород;

в ряде интервалов по разрезу, вскрытому скважиной, фиксируется интенсивная гидротермальная проработка пород, приводящая к частичному разупорядочению структуры РОВ, его деструкции с образованием более низкотемпературных компонентов и переотложению в зоны тектонических нарушений;

в составе битумоидных фракций РОВ установлено повышенное содержание золота, имеющего первично-седиментогенную природу. Взаимодействие рудогенных флюидов с вмещающими породами приводит к повышению содержания спирто-бензольных битумоидных компонентов в составе РОВ и обогащению их золотом.

3. Состав РОВ вмещающих пород рудного поля Мурунтау и керн Мурунтауской глубокой скважины по данным битуминологического анализа

Место отбора	Глубина, м	Содержание в породе, %		Относительное содержание в РОВ, %		
		ХБ*	СББ	ХБ	СББ	НОВ
Рудное поле		0,00083	0,00080	0,35	0,33	99,32
—«—		0,00197	0,00039	0,79	0,16	99,05
—«—		0,00193	0,00169	0,33	0,29	99,38
—«—		0,00056	0,00090	0,24	0,39	99,37
—«—		0,00197	0,00223	0,70	0,80	98,50
СГ-10	108—122	0,00453	0,00110	1,19	0,29	98,52
—«—	141—182	0,00187	0,00047	0,57	0,14	99,29
—«—	562—594	0,00042	0,00040	0,20	0,19	99,61
—«—	1269,9	0,00010	0,00020	0,01	0,01	99,98
—«—	1895,6	0,00010	0,00018	0,01	0,02	99,97
—«—	2921,0	0,00044	0,00040	0,08	0,07	99,85

* ХБ — хлороформенный битумоид А;

СББ — спирто-бензольный битумоид С;

НОВ — нерастворимое органическое вещество.

4. Изотопный состав углерода РОВ вмещающих пород по разрезу Мурунтауской глубокой скважины

Ритмопачки	Глубина, м	Изотопный состав углерода $\delta^{13}\text{C}$, ‰		
		Алевропесчаники	Алевролиты	Расклеванные алевролиты
I	108—450	-24,8(5)	-23,9(2)	-24,5(9)
		-22,7÷-27,1	-22,4÷-25,5	-20,2÷-27,9
II	450—910	-24,1(5)	-24,8(10)	-26,1(5)
		-21,8÷-25,5	-23,7÷-26,0	-24,2÷-27,4
III	910—1450	-25,1(25)	-25,6(12)	-26,6(3)
		-22,4÷-27,7	-23,6÷-27,9	-25,0÷-27,6
IV	1450—1710	—	-26,5(15)	-25,5(7)
		—	-24,8÷-29,9	-23,3÷-28,3
V	1710—2060	-23,3(2)	-23,7(6)	-24,7(13)
		-22,8÷-23,7	-20,8÷-25,0	-22,8÷-28,2
VI	2060—2470	-24,9(1)	-25,8(8)	-24,5(9)
		—	-23,3÷-29,3	-16,8÷-27,2
VII	2470—2760	—	—	-26,9(4)
		—	—	-25,9÷-27,6
VIII	2760—3000	-25,2(1)	—	-23,9(5)
		—	—	-22,7÷-25,7

* В числителе — среднее значение $\delta^{13}\text{C}$ по литопачке; в скобках — число образцов; в знаменателе — вариации изотопного состава $\text{C}_{\text{орг}}$ в пределах литопачки

5. Параметры РОВ пород из зон тектонических нарушений по разрезу Мурунтауской глубокой скважины

Ритмопачки	Глубина, м	Сорг, %	T _{max} , °C	δ ¹³ C, ‰
I	108—450	4,51(6)*	675(2)	-26,4(6)
II	450—910	4,45(5)	675(4)	-26,3(4)
III	910—1450	4,02(13)	667(10)	-26,1(12)
IV	1450—1710	2,79(3)	658(3)	-26,8(3)
V	1710—2060	2,75(1)	655(5)	-26,8(1)
VI	2060—2470	10,59(5)	673(6)	-26,6(6)
VII	2470—2760	7,65(2)	660(2)	-27,3(2)
VIII	2760—3000	12,74(2)	678(6)	-27,0(2)

* В скобках — число образцов

6. Содержание золота в битумоидах пород Мурунтауского рудного поля и Мурунтауской глубокой скважины (СГ-10)

Место отбора	Глубина, м	Содержание битумоидов, % отн.			Au, г/т	
		ХБ	СББ	β*	ХБ	СББ
Рудное поле		0,35	0,33	0,49	6,3	7,3
—«—		0,79	0,79	0,50	8,9	25,4
—«—		0,33	0,29	0,47	6,1	21,4
—«—		0,24	0,39	0,62	9,4	10,7
—«—		0,70	0,80	0,53	7,2	4,9
—«—		0,29	0,39	0,57	0,3	1,0
СГ-10	108—122	1,19	0,29	0,20	5,6	12,4
—«—	140—181	0,57	0,14	0,20	6,6	9,9
—«—	561—593	0,20	0,19	0,49	6,6	11,4
—«—	1269,9	0,006	0,011	0,65	8,3	37,9
—«—	1895,6	0,012	0,022	0,65	11,1	15,1
—«—	2921,0	0,079	0,071	0,47	12,5	9,0

* β = СББ / Σ (ХБ + СББ)

7. Содержание Au в битумоидах РОВ пород ряда золоторудных месторождений «черносланцевой» формации

Рудное поле, место локализации проб	Содержание в РОВ, %			Au, г/т	
	ХБ	СББ	β*	ХБ	СББ
Бакырчик (зона оруденения)	1,37	4,28	0,76	0,6	4,0
Бакырчик (вмещающие породы)	1,51	0,17	0,10	0,5	0,1
Васильевское (зона оруденения)	2,47	0,92	0,27	0,3	1,9
Васильевское (вмещающие породы)	2,21	0,26	0,11	0,8	0,7
Даугызтау (зона оруденения)	0,63	0,69	0,52	—	2,7
Даугызтау (вмещающие породы)	0,25	0,01	0,04	—	1,2
Сухой Лог (зона оруденения)	0,42	0,94	0,69	0,1	3,2
Сухой Лог (вмещающие породы)	0,70	0,20	0,22	0,2	0,4

* β = СББ / Σ (ХБ + СББ)

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бадалов С.Т. К методике изучения форм нахождения золота в породах и рудах в связи с органическим веществом // Зап. Узб. отд. минерал. об-ва АН УзССР. 1978. № 31. С. 79—90.
2. Банникова Л.А., Галимов Э.М. Органическое вещество в гидротермальном процессе // Геохронология и проблемы рудообразования. — М., 1977. С. 158—170.
3. Блюман Б.А. Эндогенные режимы и типы метаморфизма складчатых областей. — Л.: Недра, 1985.
4. Бурак В.А. Метаморфизм и рудообразование. — М.: Недра, 1982.
5. Виленкин В.А., Бершов Л.В. Спектроскопические методы исследования природного органического вещества. — М.: ВИЭМС, 1983.
6. Виноградов А.П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных пород земной коры // Геохимия. 1962. № 7. С. 555—562.
7. Галант Ю.Б. Особенности распределения углеводородных газов в разрезе Саатлинской сверхглубокой скважины // ДАН СССР. № 5. Вып. 297. С. 1219—1223.
8. Заири Н.М., Глухов А.П., Васюта Ю.В. Применение изотопно-геохимических моделей золоторудных месторождений в практике геологоразведочных работ // Сов. геология. 1987. № 6. С. 101—108.
9. Заири Н.М., Васюта Ю.В., Глухов А.П., Виленкин В.А. Среда рудообразования и изотопно-геохимический режим формирования золоторудных месторождений кварц-золото-сульфидной формации // Изотопная геохимия процесса рудообразования. — М., 1988. С. 167—177.
10. Кольская сверхглубокая: исследование глубинного строения континентальной коры с помощью бурения Кольской сверхглубокой скважины. — М.: Недра.
11. Нарсеев В.А., Глоба В.А., Еришов А.И. и др. Три группы золоторудных месторождений в черносланцевых толщах // Минералогия и геохимия эндогенных месторождений Средней Азии. — Ташкент: САИГИМС, 1979. Вып. 2. С. 103—105.
12. Нарсеев В.А., Яновский В.М. Геохимия золота: от В.И.Вернадского до наших дней // Сов.геология. 1988. № 5. С. 13—17.
13. Осетров О.А. О роли глинистых сланцев и рассеянного в них органического вещества в формировании гидротермального полиметалльно-пирротитового оруденения // Геология рудных месторождений. 1977. № 6. С. 68—79.
14. Методические указания «Комплекс изотопно-геохимических методов анализа для изучения ядерного материала глубоких и сверхглубоких скважин». — М.: ЦНИГРИ, 1989.
15. Петров В.Г. Золото и органическое вещество в докембрийских осадочно-метаморфических горизонтах Енисейского края // Тр. Ин-та Геол.Геоф. АН СССР, Сиб.отд. 1977. Вып. 370. С. 21—34.
16. Слободской Р.М. Элементно-органические соединения в магматогенных и рудообразующих процессах. — Новосибирск: Наука, Сиб.отд. 1981.
17. Соколов Н.Т., Моторина З.М., Успенский В.А. и др. Преобразование рассеянного органического вещества под воздействием процессов контактового метаморфизма и ураноносных гидротермальных растворов // Геохимия. 1972. № 1. С. 110—123.

Vilenkin V. A., Zairi N. M.

ORGANIC MATTER OF COUNTRY ROCKS THROUGHOUT THE MURUNTAU DEEP WELL

Based on the results of examination of dispersed organic matter (DOM) throughout the Muruntau deep well down to the depth of 3000 m performed with the use of a set of analytical techniques (isotopic mass spectrometry, IR spectroscopy, thermography), the character of DOM alterations throughout the well log is shown. Valuable data on Au content in DOM components are presented. It is concluded that the nature of gold incorporated in bitumoid fractions of DOM is most likely to be primarily-sedimentogenous

О ПРИРОДЕ ЖИЛЬНОГО КВАРЦА

П. Ф. ИВАНКИН, Н. И. НАЗАРОВА (ЦНИГРИ)

Обосновывается модель формирования гидротермальных магматогенных и метаморфогенных кварцевых жил с выделением стадий образования промежуточных соединений — щелочно-кремневых комплексов, их гидролиза при росте окислительных режимов и последующего распада плотной системы на кремнекислоту, слагающую жилы, и солевые остаточные растворы.

Кварц является главным жильным минералом большинства месторождений золота, вольфрама, олова, молибдена и других металлов. Размеры и количество кварцевых жил, жильных зон, штокверков или массивных залежей кварца на рудных полях, как известно, обычно определяют геолого-экономические параметры металлических месторождений. Поэтому изучение природы и закономерностей локализации кварцевых тел всегда находилось в центре внимания геологов-рудников. Однако представления о способах образования кварцевых жил, как показал еще Ф.Н.Шахов [10], во многом остаются неопределенными. У геологов пока преобладают традиционные представления о переносе кремнекислоты гидротермальными растворами и метасоматозе, как основном способе отложения жильного кварца в породах. Вместе с тем морфогенетическое изучение и объемное картирование глубокозакрывающихся рудных полей жильного типа приводит к выводу, что кварцевожильные тела не могут относиться к образованиям собственно метасоматическим. Этому противоречат структурно-морфологические особенности рудных полей, контакты жил с вмещающими породами, а также закономерности поведения жильных систем на глубину и вверх по восстанию геологических структур. Текстуры жильного кварца, иллюстрирующие одноактность заполнения трещинных полостей, также не согласуются с представлением о гидротермально-метасоматическом способе жилообразования. Совокупность накопленных фактов позволяет связывать формирование плутоногенных кварцевых

жил с инъецированием в трещиноватые породы экзо- и эндоконтактов высококонцентрированных щелочно-кремнистых флюидов, отщеплявшихся от остаточных расплавов на заключительных этапах развития плутонов и имевших избыточное давление [1, 3]. Обобщения новых физико-химических и экспериментальных данных другими исследователями подтверждают ликвационный способ отделения от гранитных расплавов плотных кремнистых щелочно-солевых флюидов («флюидных расплавов», «плотных флюидных фаз»), их последующее расщепление при заполнении трещин на гидротермальный раствор и гелеобразную «тяжелую» фазу [6, 7]. Доказано также, что область устойчивости таких флюидов, равновесных с кристаллизацией кварца, распространяется от собственно магматических до низкотемпературных условий. В свете этих данных, получают удовлетворительное объяснение эмпирически выявленные ранее закономерности строения и вертикальной зональности магматогенных жильных рудных полей на разных уровнях их эрозионного среза [1].

Известно, что жильный кварц, внешне не отличающийся от магматогенного, чрезвычайно широко распространен в рудных регионах вне связей с гранитными плутонами. Разнообразные по форме и размерам его сегрегации в пара-миогееосинклиналях, например, имеют региональное распространение. Они не сопровождаются заметными околожильными изменениями вмещающих пород и обычно относятся к образованиям метаморфогенным. Особенно обилен такой

жильный кварц в регионах с полифациальным умеренным и слабым метаморфизмом и восстановительным углеродистым метасоматозом, приводящим к возникновению черносланцевых пород с рассеянной их сульфидизацией. Так, в Яно-Колымском поясе до глубины 5 км по некоторым подсчетам заключено несколько сот кубических километров жильного кварца, а концентрация его на больших площадях в среднем составляет 0,4 % от общего объема пород. В сланцевых зонах Байкало-Патомского нагорья, Енисейского кряжа, ЮЗ Тянь-Шаня, Алтая и других регионов сегрегации жильного кварца развиты почти повсеместно, группируясь в виде сближенных жил, жильных зон и полос тонкого прожилкования протяженностью в десятки и сотни километров. Специфически, но также широко проявляется метаморфогенный кварц в хрусталеносных провинциях [2].

Эти примеры свидетельствуют о грандиозных масштабах генерации и обособления кремнекислоты в процессе образования черносланцевых комплексов пород, т.е. о глубиной их вещественной дифференциации. Естественно возникают вопросы: есть ли общность в процессах магматогенного и метаморфогенного образования жильного кварца и в чем она заключается? Какова природа металлоносности магматогенного и метаморфогенного кварца? Ответить на эти вопросы позволяют детальные структурно-петрографические и металлогенические исследования, выполненные авторами при составлении крупномасштабной карты Южного Тянь-Шаня, а также материалы по другим районам. Повсеместно устанавливается отчетливая приуроченность кварцевых сегрегаций к динамически активным сланцевым и бластомилонитовым зонам региональных глубинных разломов. Ширина таких зон варьирует от нескольких десятков метров до 1—2 км и более. Окварцевание по вертикали распространяется по всей колонне преобразованных пород от углеродистых бластомилонитов и катаклазитов до аспидных и филлитовых сланцев, т.е. его вертикальная протяженность превышает 3—4 км [5]. Высокая проницаемость для глубинных флюидов субвертикальных сланцевых зон приводит к повышенным регионально-метасоматическим преобразованиям заключен-

ных в них пород. Оно выражается преимущественно в слюдисто-альбит-кварцевом и карбонатно-сульфидно-углеродистом замещении в разной мере дислоцированных алевропелитов и аргиллитов с одновременным привнесом титана, фосфора, мышьяка, благородных и цветных металлов [4]. Обычно наблюдается прямая зависимость между степенью дислоцированности и углеродистости метapelитов, а также количеством сегрегаций в них жильного кварца.

Морфологические особенности метаморфогенных кварцевых сегрегаций чрезвычайно разнообразны. Они в основном определяются: различными сочетаниями слоистых и вторичных деформационных анизотропий осадочно-метаморфических пород и неоднородностями их пористости и трещиноватости. В блоках-будидах трещиноватых пород, не подвергшихся рассланцеванию и милонитизации, получают развитие разнонаправленные секущие жилы и прожилки кварца, образующие жильные зоны и штокверки. В зонах пластически смятых углеродистых сланцев и филлитов преобладают конформные криволинейные жильные тела, в том числе и седловидные (типа Бендиги), а также прихотливо-изогнутые системы согласных линзовидных прожилков и их «клубки». Среди пластичных углеродистых сланцев и бластомилонитов, слагающих мобильные тектонические швы, нередко жилы с «книжными» текстурами [10], полосчато-линзовидные кварцевые тела и различные крутоориентированные сегрегации кварца с включениями реликтовых углеродистых флюидов. Здесь же встречаются мощные будинообразные обособления, окруженные со всех сторон сланцеватыми бластомилонитами. Они либо полностью отшнурованы, либо соединены с прилегающими кварцевыми зонами тонкими прожилками. Между всеми описанными формами выделений жильного кварца существуют переходы. Поэтому классификации жильных месторождений по структурно-морфологическим признакам включают обычно множество их типов.

Наблюдения над контактами, разветвлениями и выклинками жильных тел, а также ксенолитами сланцев в кварце приводят к выводу, что многообразные его сегрегации могли возникнуть лишь при инъецировании гелеобразных кремнистых флюидов

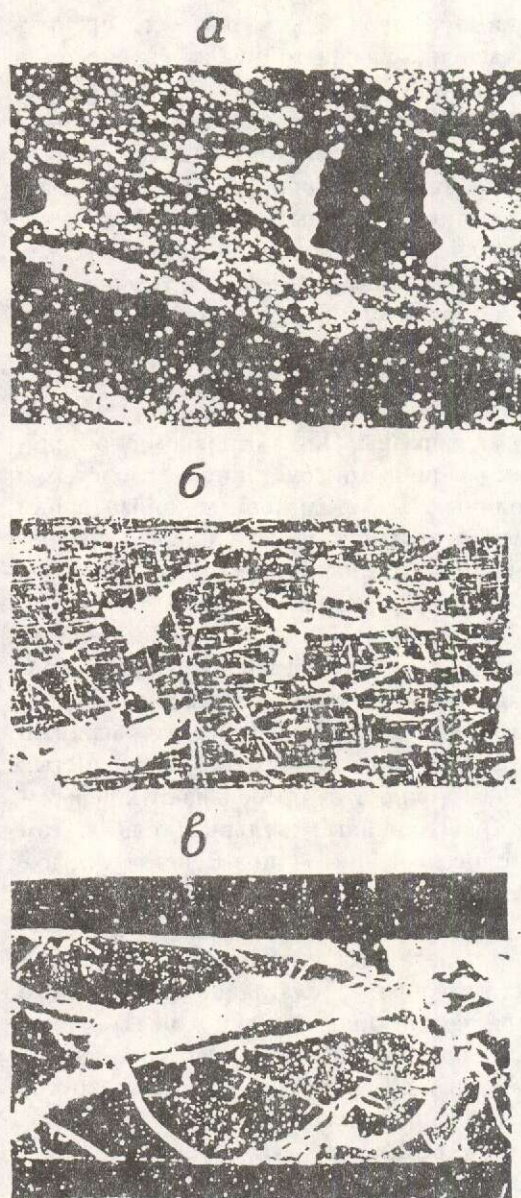


Рис. 1. Типичные формы сегрегаций кварца в углеродистых метасоматитах по аргиллитам:

а — начальные сегрегации кремнекислоты (белое) в сланцеватом углеродистом бластомилоните по аргиллиту; более крупные сегрегации кварца локализованы в тенях давления метасомом пирита (изометричные черные зерна). Фото прозрачного шлифа, ув. 22, без анализатора; *б* — совмещение в углеродистом аргиллите нитевидных микропрожилков второй стадии, возникших при околотрещинном окислении углерода, и инъекционных жильно-блоковых скоплений кварца третьей стадии. Фото зерна, 0,7 натуральной величины; *в* — преобладание хорошо выраженных инъекционных прожилков кварца третьей стадии. Им предшествовало дробление породы с перемещением более ранних (тонких) прожилков. Фото зерна, 0,7 натуральной величины

в сложно дислоцированные породы в условиях незаконченной кинематической активности сланцевых зон. Петроструктурные исследования этих зон позволяют выявить определенную стадийность в процессах преобразования пород. Надежно устанавливается, что появлению плотных кремнистых жидкостей в метапелитах всегда предшествует серно-углеродистое их замещение с образованием черных сланцев и катаклазитов [4]. Поведение кремнекислоты в процессе преобразования метапелитов петрографически характеризуется следующими особенностями (рис. 1).

На стадии перекристаллизации аргиллитов одновременно с тонкочешуйчатыми слюдами и пылевидным дисперсным углеродом (шунгитом) повсеместно кристаллизуется скрыто- и тонкокristаллический кварц с размером зерен в сотые и тысячные доли миллиметра. При усилении серно-углеродистого замещения породы зерна кварца укрупняются до сотых-десятых долей миллиметра и происходит местная перегруппировка кремнекислоты вокруг растущих порфиробластических выделений пирита, углерод-сидеритовых и других метасом (см. рис. 1, *а*). В микротрещинах в эту же стадию углерод окисляется. Одновременно в около-трещинном пространстве перекристаллизуются и укрупняются зерна кварца. Начинается замещение кварцем серицита и других минералов с переходом в раствор щелочей и оснований.

Эта вторая стадия метасоматоза отвечает началу инверсии флюидного режима, т.е. смене восстановленных газов полуокисленными газовыми смесями неравновесными с углеродом, ранними железистыми карбонатами и сульфидами. Для нее типичны сланцы с пятнисто-полосчатыми и прожилково-сетчатыми текстурами (см. рис. 1, *б*), обусловленными сосуществованием участков, где углерод окислен, а кварц представлен белыми мелко- и среднезернистыми гранобластовыми агрегатами. По мере укрупнения зернистости кварца в светлых участках все четче выявляются признаки местной миграции кремнекислоты. Появляются инъекционные локальные прожилки мощностью в доли миллиметра.

В третью стадию в трещиноватых породах повсеместно образуются метасомы гра-

нобластового кварца и секущие более крупные прожилки-микроштокверки, а в сложно смятых сланцах — зонки конформного тонкого прожилкования. Для них типичны торцовые соединения и разнообразные клиновидные и сетчато-веерные разветвления прожилков разной мощности, их тупые выклинки и раздувы вблизи внутриминерализационных трещин, а также другие детали структур, явно подчеркивающие инъекционный морфогенезис прожилков (см. рис. 1, в). Таким образом высвобождение и местное перераспределение избыточной кремнекислоты на ранних стадиях преобразования углеродистых метapelитов сменяется ее подвижностью на поздних стадиях, в режиме окислительной инверсии флюидов, когда кремнекислота инфильтрировала и накапливалась в плоскостях сланцеватости, межслоевых швах и трещинах (см. рис. 1). При фильтр-прессинге, инъекционно перераспределяясь в подвижных зонах, она формировала жилы, разнообразные сегрегации и штокверки.

Объемное картирование рудных полей показало, что вертикальная миграция кремнекислоты в тектонически активных сланцевых зонах нередко превышает 300—500 м. Мощные стержневые кварцевые жилы и отшнурованные залежи кварца на глубине обычно не сопровождаются гидролизом вмещающих углеродистых пород. Вверх по восстанию они сменяются шлейфами прожилков и ореолами кварц-серицитового замещения и сульфидизации обесцвеченных пород. Во фронтальных частях штокверков и прожилках возрастает количество альбита, серицита, хлорита. Судя по этим данным, фронтальные части потока кремнистых флюидов были обогащены подвижными компонентами — водой, щелочами и сернистыми соединениями. Такая зональность аналогична с установленной для плутоногенных кварцевожильных рудных полей корневого типа, где также снизу вверх возрастает гидротермально-метасоматическая активность «разбавленных» растворов [3]. С этим согласуется и информация по газовой-жидким включениям в метаморфогенном кварце. Процесс его кристаллизации в жильных зонах и штокверках обычно протекал в диапазоне температур 460—100 °C, причем высокотемпературная кристаллиза-

ция более характерна для мощных кварцевых сегрегаций, равновесных с углеродом, а низкотемпературная — для фронтальных частей зон с сильным гидролизом вмещающих пород.

Попытки искать объяснения чрезвычайно высокой подвижности кремнекислоты при метаморфизме и восстановительном метасоматозе пелитовых пород с позиций традиционных гидротермальных представлений, когда в качестве растворителя ее принимается вода, нам представляются бесперспективными по двум причинам. Во-первых, растворимость кремнезема в воде при различных температурах и *РН* среды варьирует от 0,001 до 0,1 %, т.е. она слишком мала, чтобы обеспечить перенос и концентрированное отложение громадных количеств кварца. Во-вторых, структурно-морфологические особенности кварцевых сегрегаций, их текстуры, а также парагенезисы кварца с углисто-графитовыми и другими минералами, химически несовместимые с водой, как сильным окислителем, противоречат такому представлению.

В прошлом, при решении проблемы генезиса кварцевожильных месторождений, многие исследователи неоднократно обращались к идее коллоидных растворов (В.Линдгрэн, А.Г.Бетехтин, С.С.Смирнов, О.Д.Левицкий, Ф.В.Чухров, Л.В.Фирсов, В.А.Буряк и др.). В коллоидных растворах концентрация кремнекислоты может быть весьма высокой. Но они не могут образовываться в глубинных условиях, т.к. неустойчивы при высоких температурах и давлениях. Поэтому идеи о коллоидном состоянии жилообразующих растворов по традиции продолжают привлекать лишь при объяснении природы приповерхностных золото-серебряных месторождений «субвулканического цикла».

Л.В.Фирсов предпринял попытку обосновать переход слабоконцентрированного (менее 0,1 %) истинного раствора кремнезема в высококонцентрированный коллоидный при просачивании глубинной воды по вертикали через песчано-сланцевые породы на протяжении 5—10 км. Он предположил, что при этом раствор будет дегидратировать, а объем его уменьшаться примерно в 265 раз с соответствующим увеличением концент-

рации кремнекислоты и рудогенных элементов [9].

Однако и этой метаморфогенной гипотезе противоречат отсутствие колломорфизма в кварцевых жилах Яно-Колымского пояса и зональность метаморфизма пелитовых толщ. Не наблюдается также предполагаемых гипотезой признаков массового отщепления воды от кремнистых золь и гидролиза пород вдоль жилонмещающих структур на средних и глубоких уровнях эрозионного среза. Жильный кварц находится в равновесии с минеральными парагенезисами сланцев как на уровне филлитовых и слюдяных кристаллических, так и на уровне аспидных их разностей. Главное же несоответствие гипотезы с наблюдаемыми фактами состоит в том, что обособление метаморфогенного кварца происходит одновременно с отложением углерода и других минералов восстановительной кристаллизации, т. е. в условиях дефицита воды.

Поэтому решение проблемы высокой подвижности кремнекислоты, щелочей и некоторых других компонентов метапелитов следует искать исходя из фактически установленных закономерностей петрогенезиса и жилонобразования в подвижных зонах, важнейшими из которых являются следующие:

сквозной характер развития кварцевых сегрегаций в метапелитах по вертикали от глубины формирования кристаллических сланцев до уровня аспидных сланцев, углеродистых катаклазитов и бластомилонитов, т. е. не менее 4—5 км [5];

восстановительные условия регионального метасоматоза в пределах всей этой вертикальной зоны, высокая химическая активность щелочей, одновременная кристаллизация со слюдами и альбитом углерода, ранних кобальтоносных сульфидов железа, мышьяка, интерметаллидов и железо-магнетизальных карбонатов [4];

массовая перекристаллизация и местное перераспределение кремнекислоты в метапелитах в условиях метаморфизма и восстановительного метасоматоза, скачкообразно сменяющиеся ее переходом в жидкую плотную фазу и инфильтрацию (при фильтпрессинге) на стадии окислительной инверсии флюидов.

Эти особенности петрогенезиса метапелитов позволяют заключить, что обособле-

ние кремнекислоты при метаморфизме алюмосиликатных пелитовых пород связано с образованием растворимых силикатных стекол (жидкое стекло), т. е. сильно щелочных веществ состава $R_2O_nSiO_2$, где R — щелочной металл, а n — силикатный модуль. Такие вещества хорошо изучены химиками и технологами, т. к. производятся на заводах в больших количествах и широко используются во многих отраслях народного хозяйства. Типовые растворимые стекла содержат: кремнекислоты от 66 до 75 %, окиси натрия от 22 до 33 % и около 2 % глинозема в сумме с другими основаниями. Растворимость их в воде неограниченно высокая. Она осуществляется по схеме: гидратация (набухание) растворимого стекла → начальное его растворение с переходом системы в студнеобразное состояние → гидролиз → диссоциация перешедших в раствор силикатов. Существующие многочисленные способы получения растворимых стекол основаны на химическом взаимодействии тонкоизмельченного кварца либо с карбонатами щелочей при температуре 600—400°C («сухой способ»), либо с водными растворами едких щелочей при кипячении их в автоклаве при давлении 3—8 атм («мокрый способ»). Способность жидкого стекла загустевать и распадаться с выделением свободного кремнезема и водных растворов щелочных металлов под влиянием разнообразных добавок определяет его вязущие свойства и широкое применение.

Рассмотренные выше условия преобразования пелитовых пород в подвижных зонах под воздействием потоков восстановленных газов во многом подобны тем, которые создаются при «сухой» и «мокрой» технологиях получения растворимых стекол. В природных условиях образование силикатов щелочей должно происходить на первой и второй стадиях перекристаллизации пелитов, когда тонкодиспергированный кварц мог повсеместно взаимодействовать со щелочами. По мере возрастания окисленности газовой смеси и увеличения в ней количества воды (и углекислоты) происходили гидратация, размягчение и начальное растворение щелочно-кремнистых соединений с постепенным переходом их в гелеобразное и жидкостное состояние. Эти процессы вначале локализовались в более проницаемых

узких пльках сланцев, шнурках милонитов и в трещинах, затем постепенно распространялись на всю породу, подвергающуюся флюидизации. С этой промежуточной стадией преобразования пелитов связано их размягчение и метаморфогенная дифференциация на текстурно-микроструктурном уровне, выражающаяся в обособлении существенно слюдястых углеродистых и кварцевых безуглеродистых пльек. Массовый гидролиз и растворение щелочно-кремнистых соединений наступает в третью стадию и совпадает с периодом инверсии флюидов, т.е. превращением их в существенно водные растворы, содержащие не менее 30—40 % силиката. Такие растворы были уже способны перемещаться на десятки и сотни метров, а в восстановительной среде (например, среди углеродистых бластомилонитов) — на сотни метров и километры. Твердение их с выпадением геля кремнекислоты и его раскристаллизацией сопровождалось отщеплением водных растворов щелочей. Эти процессы завершали весь цикл метаморфических преобразований пелитов в подвижных зонах. Они могли ускоряться при изменении флюидного режима, например, благодаря повышению концентрации CO_2 или при взаимодействии растворов с карбонатами кальция и магния, сульфидами, галлоидными газами и другими веществами. Экспериментально установлена высокая растворимость металлов и их сульфидных соединений в щелочно-кремневых флюидах [6]. Поэтому эти процессы, завершающие собственно метаморфические преобразования пелитов, сопровождаются перераспределением и концентрированием металлов.

Сущностью выдвигаемой нами новой гипотезы амагматического кварцевого жлообразования является закономерный характер перехода твердофазной перекристаллизации алюмосиликатных горных пород в среде восстановленных газов к жидкостной щелочно-кремнистой их флюидизации. Неизбежность именно такого преобразования алюмосиликатных пород при метаморфизме обусловлена окислительной направленностью эволюции потоков интрателлурических флюидов в подвижных зонах литосферы [4, 5] и физико-химическими закономерностями взаимодействия щелочей и кремнекислоты в восстановительной среде

при соответствующих этим преобразованиям P — T параметрах.

Вернемся теперь к вопросу о соотношении процессов магматогенного и метаморфогенного кварцевого жлообразования. В свете вышеизложенного общность их выражается в одинаковой физико-химической природе высококонцентрированных щелочно-кремневых флюидов, расслаивающихся на существенно кремнистые гели и гидротермальные «истинные растворы» при инфильтрации в трещиновато-пористые породы. Но магматогенные щелочно-кремневые ликваты обособляются на относительно поздних этапах эволюции гранитоидных плутонов и проявляются в экзоконтактовых зонах в виде компактных веернорасходящихся инъекционных струй, совокупность которых всегда обнаруживает коническую симметрию [1, 3]. Морфология и структурно-вещественная зональность таких жильных колонн обусловлены внедрением фазово-расслаивающейся жидкости в трещиноватые горные породы из одного центра; корни их всегда уходят в область остаточных магматических очагов, локализующихся либо в эндоконтактовых, либо в придонных частях гранитоидных батолитов и штоков [1]. Метаморфогенные щелочно-кремневые флюиды в метапелитах возникают раньше — в предбатолитовый этап развития подвижных зон, т.е. в обстановке высокой их кинематической активности, когда еще не завершились процессы складчатости и рассланцевания пород. Вместе с тем зоны их генерации имеют не локализованный (очаговый), а региональный рассеянный характер. Этим и объясняется специфический морфогенезис метаморфогенного кварца, конформность его инъекций со структурными элементами складчатости и рассланцевания пород на уровне филлитов, а также регионально-рассеянный прожилково-штокверковый характер локализации в более высоко залегающих трещиноватых горных породах. Будучи продуктом не магматической, а метаморфической дифференциации пелитовых пород (кларки седиментогенной металлоносности которых, как правило, очень низки), такой кварц в главной своей массе отличается низкой рудной продуктивностью. Условия для повышенной металлоносности создаются лишь в зонах интенсивно проявленного

сульфидно-углеродистого метасоматоза [4]. При щелочно-кремневой флюидизации черносланцевых зон на фоне регионально проявленных геохимических аномалий мышьяка, золота, цветных и других металлов возникают их многочисленные рудопоявления. В особо благоприятных условиях образуются и объекты промышленного масштаба, например, месторождения золото-углеродистой формации, как с существенно кварцевожильными, так и с кварцево-сульфидными прожилково-вкрапленными рудами.

В итоге мы приходим к выводу, что и плутоногенный и метаморфогенный жильный кварц образуются в результате распада промежуточных щелочно-кремневых соединений — растворимых природных силикатных стекол; эти соединения возникают при дифференциации кислой алюмосиликатной среды в восстановительной обстановке, а их распад на кремневые гели и гидротермальные щелочные растворы происходит при восстановительно-окислительной инверсии флюидного режима. Общей причиной рудной продуктивности кварцевых жил как плутоногенных, так и метаморфогенных, если они формируются в геологической среде с повышенной фоновой металлоносностью, является концентрирование металлов в щелочно-кремневых флюидах в процессе их образования и инфильтрации.

Ivankin P. F., Nazarova N. I.

ON THE NATURE OF VEIN QUARTZ

A model is substantiated which describes the formation of hydrothermal magmatogene and metamorphogenic quartz veins with marking out individual stages corresponding to the formation of intermediate compounds — alkaline-silicic complexes, their hydrolysis under the conditions of a build-up in oxidative regime and succeeding decomposition of a consistent system into silicic acid making up the veins and saline residual solutions

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Атлас морфоструктур рудных полей (железо, полиметаллы, медь, золото и олово) / Под ред. П.Ф.Иванкина — Л.: Недра, 1973.
2. Грязнов О.Н., Мельников Е.П. Измененные породы хрусталеносных кварцевых жил Урала // Сов. геология. 1985. № 2. С. 41—47.
3. Иванкин П.Ф. Морфология глубоковскрытых магматогенных рудных полей. — М.: Недра, 1970.
4. Иванкин П.Ф., Назарова Н.И. Проблема углеродистого метасоматоза и рассеянной металлоносности осадочно-метаморфических пород // Сов. геология. 1984. № 2. С. 90—100.
5. Иванкин П.Ф. Особенности петрогенезиса глубинных разломов мио- и парагесосинклиналей // Бюлл. Моск. об-ва испытателей природы, отд. геол., 1985. Т. 60. Вып. 3. С. 3—12.
6. Макарушев А.А., Граменицкий Е.Н., Коротаев М.Ю. Петрологическая модель эндогенного рудообразования // Геология рудных месторождений. 1983. № 1. С. 3—21.
7. Покалов В.Т., Румянцев В.Н. Проблема генезиса гидротермальных плутоногенных месторождений // Сов. геология. 1983. № 7. С. 28—39.
8. Фирсов Л.В. Строение и происхождение кварцевых желваков на некоторых рудных полях Яно-Колымского золотоносного пояса // Геология рудных месторождений. 1962. № 1. С. 78—86.
9. Фирсов Л.В. Формация золото-кварцевых месторождений Яно-Колымского пояса, ее главные особенности и проблема генезиса, // Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока (тезисы). — Новосибирск, 1964. С. 132—144.
10. Шахов Ф.Н. Геология жильных месторождений. — М.: Наука, 1964.



ПЯТИДЕСЯТИЛЕТИЕ Н.М.ЗАИРИ

Намик Манафович Заири — доктор геолого-минералогических наук, заведующий отделом Изотопной геохимии геологической среды.

В 1973 г., после защиты кандидатской диссертации, Н.М.Заири пришел работать в ЦНИГРИ, где он занимался в течение двух десятилетий изучением процессов формирования месторождений цветных и благородных металлов. Для решения этой сложнейшей задачи им был разработан комплекс современных инструментальных методов, основу которого составило изучение геохимии стабильных изотопов серы, углерода и кислорода. За годы работы в ЦНИГРИ Н.М.Заири стал одним из ведущих изотопистов страны. Им разработаны и внедрены в практику геолого-разведочных работ новые методы поисков, разведки и оценки перспектив золоторудных месторождений «черносланцевой» формации. По результатам научных исследований им опубликовано более 100 печатных и рукописных работ, в том числе несколько монографий, получено 4 авторских свидетельства на изобретения. В 1992 г. он защитил докторскую диссертацию, в которой были подведены итоги его двадцатилетней научной деятельности.

В последние годы, помимо чисто геолого-геохимических исследований, Намик Манафович Заири заинтересовался возможностями использования изотопно-геохимических методов при изучении экологического состояния окружающей среды. В результате было разработано принципиально новое направление геоэкологических исследований, основанное на изучении геохимии стабильных изотопов в объектах живой и неживой природы. С помощью предложенной Н.М.Заири методологии оказалось возможным выявлять размеры и границы загрязненных территорий, устанавливать источники загрязнения окружающей среды, давать прогноз развития экологической ситуации. О возможностях предложенного комплекса можно судить по простому перечислению объектов изучения: Каспийское и Черное моря, оз. Байкал, р. Клязьма, Северо-Енисейский ГОК, г. Сумгаит и др.

Намик Манафович Заири — талантливый исследователь, опытный руководитель, человек пытливого ума и огромной работоспособности. Он много сделал для познания сложнейших процессов образования рудных месторождений и современного состояния окружающей среды.

От души желаем ему крепкого здоровья и новых творческих успехов.

ШЕСТИДЕСЯТИЛЕТИЕ В.П.НОВИКОВА

Вячеслав Петрович Новиков — доктор геолого-минералогических наук, известный специалист в области геологии золото-серебряных месторождений, рудноформационного анализа и металлогении золота.

В конце 50-х годов В.П.Новиков осуществлял государственную геологическую съемку масштаба 1:200000 такого сложного в геологическом отношении района, как Восточное Забайкалье. На Алдане им получены интересные научные разработки по геологии золотых и урановых месторождений. Изучение золоторудных объектов Востока нашей страны принесло ему заслуженную репутацию одного из лучших знатоков золотоносности этой обширной территории. Вячеслав Петрович совместно с группой исследователей ЦНИГРИ создал комплект прогнозно-металлогенических карт на золото Дальнего Востока, на долгие годы предопределивший направление геологоразведочных работ этого крупного и важного в экономическом отношении региона.

Обширные знания и огромный опыт, накопленные Вячеславом Петровичем, неоднократно находили практическое применение в процессе геологоразведочных работ. Он

активно участвовал в геологическом изучении и подготовке подсчета запасов трех крупных золоторудных объектов, переданных промышленности к освоению.

К числу последних крупных разработок В.П.Новикова принадлежит «Прогнозно-металлогеническая карта золотоносности России» масштаба 1:2500000, получившая высокую оценку среди специалистов.

Отличительное свойство многогранной натуры Вячеслава Петровича — надежность. Порученные ему работы всегда выполняются качественно и точно в срок. Высокий профессионализм в сочетании с острым и пытливым умом, настойчивостью и способностью к нетривиальным решениям позволяют ему с честью выходить из самых сложных ситуаций, создаваемых жизнью. Его прекрасные человеческие качества снискали ему заслуженное уважение и любовь коллектива.

Поздравляя Вячеслава Петровича с шестидесятилетием, желаем ему крепкого здоровья, семейного благополучия и радости общения с детьми и внуками, долгой плодотворной деятельности на благо отечественной геологии.

ШЕСТИДЕСЯТИЛЕТИЕ Ю.И.НОВОЖИЛОВА

Юрий Иванович Новожилов — ведущий научный сотрудник, известный специалист по золоторудным месторождениям.

Главным научным направлением его исследований — комплексное изучение рудных полей и месторождений с целью оценки их перспектив и направления поисков и разведки. Наиболее интересные научные разработки получены им в области исследований условий локализации и генезиса разнотипного золотого оруденения в черносланцевых толщах миогеосинклиналей. Юрий Иванович сочетает исследовательскую работу с практической деятельностью эксперта. Он был членом ЦКЗ Мингео, куратором по золоту Таджикистана, Красноярского края и Эфиопии. Как специалист высокой квалификации, Юрий Иванович неоднократно участвовал в организации научно-производственных групп для оценки крупных месторождений. Под его руководством и при его непосредственном участии были выполнены комплексные исследования на Майском и Олимпиадинском золото-сульфидных месторождениях.

Юрий Иванович является лауреатом Государственной премии за открытие нового месторождения, автором свыше 60 научных трудов. Выполненные им исследования отличаются оригинальностью подхода, новизной и практической направленностью. Юрию Ивановичу свойственны неослабевающий энтузиазм, преданность своему делу, постоянное стремление к постижению истины.

Поздравляя Юрия Ивановича с шестидесятилетием, желаем ему доброго здоровья и дальнейшей плодотворной деятельности.

ШЕСТИДЕСЯТИЛЕТИЕ В.А.ХОРЕВА

Виктор Александрович Хорев — известный специалист в области буровзрывных работ, один из организаторов и руководителей исследований по испытаниям и оценке непереходных взрывчатых материалов.

В.А.Хорев провел полигонные и промышленные испытания по оригинальным методикам около 150 взрывчатых веществ, средств взрывания и средств механизации взрывных работ, многие из которых стали штатными и применяются в горном деле до настоящего времени. Под его руководством и при участии разработаны прогрессивные технологии отбойки и дробления горных пород на многочисленных рудниках (Норильск, Дегтярка, Джеккаган, Дарасун, Тырныауз, Ачисай), новые технологии буровзрывных работ при проведении открытых и подземных выработок на целом ряде крупных разведываемых

месторождений на Кольском полуострове и Северо-Востоке России, в Прибайкалье и Забайкалье, Таджикистане, Узбекистане, Казахстане, на Украине. Внедрение этих разработок обеспечило значительное повышение эффективности и безопасности горнодобычных и проходческих работ.

В.А.Хоревым опубликовано более 120 научных трудов, он автор 11 изобретений. Наибольший практический интерес представляют нормативно-методические документы по применению взрывчатых материалов, высокоэффективных технических средств и технологий буровзрывных работ. В.А.Хорев выполняет большую научно-организационную работу, представляя геологическую службу в Межведомственной комиссии по взрывному делу и научно-техническом совете Лаборатории проблем взрывного дела при Госгортехнадзоре. Виктор Александрович Хорев — лауреат премии Министерства геологии СССР, награжден знаком «Отличник разведки недр».

Высокий профессионализм сочетается в нем с ответственностью за порученную работу, скромностью, принципиальностью во всех делах, надежностью в товарищеских отношениях.

Поздравляя Виктора Александровича с юбилеем, желаем ему здоровья, благополучия в жизни, удач в дальнейшем творческом труде.

ШЕСТИДЕСЯТИЛЕТНИЕ В.М.ЯНОВСКОГО

Владислав Михайлович Яновский — доктор геолого-минералогических наук ведущий научный сотрудник, вся научная жизнь которого связана с родным институтом.

Студентом, затем молодым специалистом начинал юбиляр геологическую деятельность в составе полевых партий ЦНИГРИ на Южном Урале, в Казахстане, потом были Северо-Восток, Магаданская область, Ленский район, но больше всего сил и знаний отдано Якутии. Начинать Владислав Михайлович свою работу под научным руководством замечательного человека и ученого Бородаевского Николая Ивановича, который во многом определил его научные интересы.

Якутия исхожена в прямом смысле слова и изучена вдоль и поперек, от Кулара за северным полярным кругом, на юг через всю Республику Саха до р. Юдомы — границы Якутии с Хабаровским краем. За годы работы там приобретено много друзей и единомышленников, которые всегда ценили и ценят его мнение как геолога и как куратора по золоторудным объектам Якутии.

Как вехи на творческом научном пути — кандидатская и докторская диссертации. Написано большое количество статей, отчетов, методических руководств, монография, в которых изложены собственные оригинальные взгляды на проблему образования золоторудных месторождений в целом и золото-сульфидных прожилково-вкрапленных в терригенных углеродистых толщах в частности, на основе многолетних исследований на объектах.

Огромный материал, накопленный за годы работы, умение систематизировать и типизировать явления позволяют Яновскому Владиславу Михайловичу работать над задачами, касающимися металлогенического районирования золоторудных и серебрянорудных провинций различных типов на основе геодинамики, требующими большой научной эрудиции.

Сделано за шестьдесят лет немало. Вот уже появились у юбиляра ученики, которые защитили кандидатские диссертации, но верится, что творческий потенциал Владислава Михайловича далеко не исчерпан, и впереди у него еще много научных открытий.



ЦНИГРИ

ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ ИНСТИТУТ
ЦВЕТНЫХ И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ

ТЕХНОЛОГИЯ ПРОВЕДЕНИЯ ИЗОТОПНО-ЭКОГЕОХИМИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ

Впервые в России предлагается принципиально новый метод контроля за состоянием окружающей среды. Основу метода составляет изучение геохимии стабильных изотопов серы, углерода, кислорода в компонентах природной системы атмосфера-гидросфера-литосфера-биосфера в сочетании с геохимическими исследованиями.

Основным преимуществом предлагаемого способа является его универсальность, позволяющая контролировать практически все токсичные вещества как неорганического, так и органического происхождения в любых средах.

Основные требования, предъявляемые к отбору проб, методики их подготовки и анализа, а также способы интерпретации полученных данных изложены в специальных изданиях ЦНИГРИ. Основную информацию по предлагаемой методологии составляют банки данных, карты-схемы про-

странственного распределения токсичных веществ в окружающей среде и диаграммы их изменений за период мониторинга.

Использование изотопно-экогеохимического мониторинга позволяет:

- определять уровень загрязненности территории;
- выявлять региональные и локальные критерии загрязненности;
- идентифицировать источники загрязнений;
- контролировать вредное воздействие промышленных предприятий (в том числе горнорудной и перерабатывающей отраслей) на экосистему;
- оценивать эффективность очистных сооружений;
- определять качество сельскохозяйственных угодий и вырабатываемой пищевой продукции;
- осуществлять контроль качества питьевой воды в экологически напряженных районах.

Вид реализации: продажа брошюры, ноу-хау.

RL 13.3.

Адрес: 113545, г. Москва, Варшавское шоссе, 129-Б, ЦНИГРИ
Телефон: (095) 313-18-18, 315-26-38
Телетайп 114142 АДУЛЯР
Факс: (095) 315-27-01

© Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов, 1993

Технический редактор Н. П. Кудрявцева
Редакция: Н. И. Назарова, И. В. Крейтер, Г. С. Королева

Сдано в набор
25.11.94
Подписано в печать
25.11.94
Тираж 300 экз.

Формат 185×270 1/8
Бумага офсетная №1
Печать офсетная
Заказ 1 2 4

Адрес редакции: 113545 Москва, Варшавское шоссе, 129-Б, ЦНИГРИ
Телефон: 315-28-47

РУДЫ И МЕТАЛЛЫ



Основан в 1992 г.
Периодичность — 6 выпусков в год
Главный редактор И.Ф.Мигачев

УЧРЕДИТЕЛЬ:

Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт
цветных и благородных металлов (ЦНИГРИ)

«Руды и металлы» — многопрофильный научно-технический журнал,
ориентирован на публикацию прикладных результатов фундаментальных
и методических разработок.

Журнал приглашает к сотрудничеству специалистов, ведущих
исследования в области геологии, геофизики, экономики рудных
месторождений и минерально-сырьевых ресурсов, а также в сфере их
эффективного выявления и комплексного использования.

Подписка на журнал возможна с любого месяца 1994 г.



РУДЫ И МЕТАЛЛЫ		Заполните этот бланк и Вы получите в 1995 г. 6 номеров журнала Стоимость подписки с учетом почтовых расходов: для индивидуальных лиц — 6000 руб., для организаций России — 12000 руб., для организаций стран СНГ — 15000 руб.	
Название организации / ФИО			
Адрес (почтовый индекс, республика, город, улица, телефон и т.д.)			
 Стоимость подписки	 Количество экземпляров	 Сумма	
Стоимость подписки следует перечислять в Коммерческий Интерпрогрессбанк г.Москвы на р/с 208620 МФО 201508, кор./сч. 402161100 в РКЦ г.Москвы ГУЦБ РФ МФО 201791 Тел.редакции: 315-28-47			

РУДЫ И МЕТАЛЛЫ



В 1995 году журнал продолжит публикацию статей по различным направлениям изучения месторождений рудных полезных ископаемых — от условий их возникновения до эксплуатации и экономики минерального сырья.

Приоритеты будут отданы работам по прикладной металлогении; моделям месторождений; эффективным методам и методикам прогноза, поисков, оценки; аппаратурно-техническим средствам и прогрессивным технологиям геологоразведочных работ, а также итогам исследований по комплексному использованию минерального сырья, его экономике и конъюнктуре.

Журнал на льготных условиях публикует рекламу научных и производственных разработок, а также геологических, геофизических, геохимических, горнодобывающих, горнометаллургических организаций и предприятий.



**Заполните, пожалуйста, бланк
(подробно указав адрес)
и вместе с копией платежного поручения
(квитанцией почтового перевода)
отправьте по адресу:**

113545, г.Москва, Варшавское шоссе, 129б,
ЦНИГРИ, редакция журнала «Руды и металлы».
Тел. 315-28-47



ЦНИГРИ

ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ ИНСТИТУТ
ЦВЕТНЫХ И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ

КОМПЛЕКС УСЛУГ ПО ОЦЕНКЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ТВЕРДЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ, ПРЕДНАЗНАЧЕННЫХ ДЛЯ ЛИЦЕНЗИРОВАНИЯ

Институт располагает новейшими технологиями и практическим опытом для выполнения независимой экспертизы по месторождениям, находящимся на любой стадии изучения, и проведения необходимого комплекса исследований, связанных с подготовкой к госэкспертизе запасов. Комплекс работ может быть полным или частичным по Вашему выбору. Он включает:

- анализ закономерностей локализации и изменчивости оруденения с целью выявления возможности прироста запасов и направления разведочных работ;
- выбор и обоснование рациональной системы разведки, оптимальных параметров сети;
- оценка достоверности разведки и методики опробования месторождения по результатам заверочных работ или путем сравнения данных разведки и эксплуатации;
- проведение повариантных подсчетов запасов на ЭВМ с целью обоснования пара-

метров временных или постоянных кондиций, подсчет запасов для госэкспертизы, заинтересованного жюри или потенциального инвестора традиционными и геостатистическими методами. Квалификация запасов по классификации ГКЗ и Гувера (США);

- экспертиза и составление методической части проектов, ТЭО, отчетов, консультации по всему спектру вопросов оценки и освоения месторождения;
- оценка экономического риска освоения месторождения.

ЦНИГРИ располагает мощным информационно-справочным банком по проблемам оценки месторождений твердых полезных ископаемых России и стран СНГ. В штате института высококвалифицированные специалисты, эксперты ГКЗ и ЦКЗ, принимавшие участие в разведке и оценке многих месторождений СНГ и за рубежом.

Форма сотрудничества любая, на взаимовыгодных условиях.

RL 4.32

Адрес: 113545, г. Москва, Варшавское шоссе, 129«Б», ЦНИГРИ, отдел методики разведки
Телефон: (095) 313-18-18, 315-27-83
Телетайп 114142 АДУЛЯР
Факс: (095) 315-27-01

© Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт
цветных и благородных металлов, 1994



ЦНИГРИ

ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ ИНСТИТУТ
ЦВЕТНЫХ И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ

ИНФОРМАЦИОННЫЙ БАНК ДАННЫХ ПО ВЕДУЩИМ ТИПАМ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МИРА С ЦЕЛЬЮ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ПРИ ЭКСПЕРТНЫХ ОЦЕНКАХ ОБЪЕКТОВ НА РАННИХ СТАДИЯХ ИЗУЧЕНИЯ

Информационный банк данных по золоторудным месторождениям ведущих промышленно-генетических типов включает сведения по географическому положению, геологической позиции, составу металлогенических изменений, составу руд и их технологическим свойствам по более чем 120 наиболее изученным месторождениям России и стран содружества, 230 месторождениям вулканических поясов зарубежных стран. Информация вводится в ЭВМ по иерархической системе признаков, описывающих каждое месторождение посредством оригинальной программы СУБД «Лист».

СУБД «Лист» позволяет: пополнять информационный банк, как в отношении новых ранее неизвестных признаков, так и в отношении новых объектов, оперативно получать и распечатывать нужную потребителю инфор-

мацию по группе месторождений и каждому объекту в отдельности, осуществлять поиск объектов-аналогов по разнообразным, произвольно выбранному потребителем системам признаков.

Модели месторождений включают не только признаки, но и их оценку, отражающую количественную характеристику признака, либо интерпретацию взаимосвязи геологических формаций с оруденением.

Банк данных по золоторудным объектам может быть широко использован при прогнозно-металлогенических исследованиях, оценке слабо изученных проявлений золота на ранних стадиях геологоразведочных работ.

Вид реализации — продажа банка.

RL 6.23.

Адрес: 113545, г. Москва, Варшавское шоссе, 129«Б», ЦНИГРИ
Телефон: (095) 313-18-18, 315-26-38
Телетайп 114142 АДУЛЯР
Факс: (095) 315-27-01

© Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов, 1993