

РУДЫ И МЕТАЛЛЫ



2/1997

ISSN 0869-5997

С ДНЕМ ФЕЛЛОТА!



РУДЫ И МЕТАЛЛЫ



2/1997

Научно-технический журнал

Выходит 6 раз в год

Основан в 1992 году

ISSN 0869-5997

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор И. Ф. МИГАЧЕВ

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

Учредитель

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

Издается при участии

Международной Академии минеральных ресурсов,

фонда им. академика В.И.Смирнова

Москва ЦНИГРИ 1997





ЦНИГРИ

**ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ ИНСТИТУТ
ЦВЕТНЫХ И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ**

Учебный центр ЦНИГРИ по охране труда

Имеет соответствующее разрешение государственных органов управления охраны труда.

Работает по учебным программам, утвержденным Роскомнедра.

Осуществляет обучение руководителей и специалистов по современным вопросам охраны труда, их переподготовку при переквалификации.

Регламенты обучения:

интенсивное обучение руководителей, председателей и членов комиссий по проверке знаний по охране труда по 40-часовой программе;

углубленное обучение специалистов, занятых на травмоопасных видах работ и сложных производствах, по 80-часовой программе.

Лица, прошедшие обучение, получают удостоверения, дающие право ведения работ в соответствии с должностными обязанностями, а также участия в работе комиссий по проверке знаний по охране труда руководителей и специалистов на своем предприятии.

Адрес: 113545, Москва, Варшавское шоссе, 129"Б", ЦНИГРИ

Телефон

для справок: (095) 315-28-83

Факс: (095) 315-27-01

СОДЕРЖАНИЕ

CONTENTS

Экономика

Беневольский Б. И.,
Натоцинский В. И.
Анализ причин снижения добычи
россыпного золота в России

5

Прикладная металлогения

Шмураева Л. Я.
Прогноз платиноносности черно-
сланцевых толщ северного обрамле-
ния Буреинского кристаллического
массива

11

Архангельская В. В.
Историко-геологические аспекты
формирования месторождений лито-
фильных редких металлов

16

Методы и методики прогноза, поисков, оценки и разведки месторождений

Голомолзин В. Е., Серых А. С.
Особенности эволюции древних щи-
тов и прогноз месторождений в их
пределах по геофизическим данным

23

Давиденко Н. М., Сворень И. М.
Поисково-оценочное значение флю-
идных включений в прожилково-
вкрапленных минералах нефтегазо-
вых месторождений

33

Игнатов П. А., Ивашин В. А., Старо-
стин В. И., Волков А. Б., Штейн Я. И.
Деформации кембрийских пород Ма-
лоботуобинского района, вмещаю-
щих кимберлиты

40

Илупин И. П.
Вкрапленники магнетита в кимбер-
литах Сибири

46

Строение рудных месторождений

Гаврилов А. М., Новожилов Ю. И.
О формационной принадлежности
месторождения золота Сухой Лог

52

Симкин Г. С.
Геологическая позиция и перспекти-
вы Советского золоторудного место-
рождения

57

Грязнов О. Н., Вахрушев С. Н.
Золото-аргиллизитовая формация
Урала

73

Economics

B. I. Benevol'sky, V. I. Natotsinsky
The analysis of the factors causing the
decrease in placer gold production in
Russia

Applied Metallogeny

L. Ya. Schmurayeva
Prediction of PGE ore occurrences in
black shale strata of the northern mar-
gin of the Bureinsky crystalline rock
mass

V. V. Arkhangel'skaya
Geohistorical aspects of the formation
of lithophile rare metal deposits

Methods and Methodology of Prediction, Prospecting, Evaluation and Exploration of Mineral Deposits

Y. Ye. Golomolzin, A. S. Serykh
Evolutional peculiarities of ancient
shields and prediction of mineral
deposits within their boundaries from
geophysical data

N. M. Davidenko, I. M. Svoren'
Exploration and evaluation potentiali-
ties of fluid inclusions in veinlet-im-
pregnated minerals occurring in oil-
and-gas fields

*P. A. Ignatov, V. A. Ivashin,
V. I. Starostin, A. B. Volkov, Ya. I. Shtein*
Deformations of Cambrian rocks host-
ing the kimberlites in the Malobotuo-
binsky region

I. P. Ilupin
Magnetite phenocrysts in Siberian
kimberlites

Structure of Ore Deposits

A. M. Gavrilov, Yu. I. Novozhilov
On the formational affiliation of the
Sukhoi Log gold deposit

G. S. Simkin
The geological position and prospects
of the Sovetskoye gold deposit

O. N. Gryaznov, S. N. Vakhrushev
Gold-argillizitic formation of the Urals

**Аппаратурно-технические
средства и технологии
геологоразведочных работ**

Лебедев В. В., Смирнов Ю. Т.
Рациональные технологические схе-
мы и параметры разработки мелких
коренных месторождений золота

85

**Equipment and
Technologies for
Geological Prospecting**

V. V. Lebedev, Yu. T. Smirnov
Expedient flow charts and parameters
for little primary gold producer mines

Поздравляем с юбилеем

90

Congratulations



УДК 622.342

© Б. И. Беневольский, В. И. Натоцинский, 1997

АНАЛИЗ ПРИЧИН СНИЖЕНИЯ ДОБЫЧИ РОССЫПНОГО ЗОЛОТА В РОССИИ

Б. И. БЕНЕВОЛЬСКИЙ, В. И. НАТОЦИНСКИЙ (ЦНИГРИ МПР России)

Рассмотрены геолого-экономические, горно-геологические, финансово-экономические и организационно-технические факторы снижения добычи россыпного золота в России. Оценены возможности улучшения технико-экономических показателей и стабилизации добычи.

Добыча золота из россыпных месторождений производится в 28 субъектах Федерации. В пяти из них — Республике Саха (Якутия), Чукотском автономном округе (а.о.), Магаданской, Иркутской и Амурской областях — она составляет более 70 % от добычи по России в целом. В первых трех из перечисленных золотonosных регионов происходит непрерывное снижение добычи (таблица).

Практически мало районов, где в последние годы удалось достигнуть уровня производства, соответствующего определяемым квотам.

По предварительным данным за 1996 г. уровень добычи предыдущего года превзошли только три золотодобывающих субъекта: Бурятия, Тува, Иркутская область. В остальных регионах добыча россыпного золота продолжала снижаться либо осталась без

изменения. Среди главных факторов падения производства золота, которые, можно сказать, «лежат на поверхности», различаются следующие группы: геолого-экономические, горно-геологические, финансово-экономические и организационно-технические.

Геолого-экономические (минерально-сырьевые) факторы:

истощение запасов золота в россыпях и сокращение обеспеченности добычи разведанными запасами, отвечающими современной и будущей экономической ситуации, что стимулирует выборочную отработку наиболее богатых участков и ведет к дальнейшему обесценению остающихся в недрах запасов;

наметившееся снижение среднего содержания золота в добываемых песках, обусловленное качеством запасов, увеличением

Динамика добычи россыпного золота (в тоннах) по основным субъектам Федерации в 1988—1995 гг.

Субъекты Федерации	Годы							
	1988	1989	1990	1991	1992	1993	1994	1995*
Республика Саха (Якутия)	27,94	26,84	27,10	27,58	24,39	24,54	22,63	20,09
Чукотский а.о.	20,05	20,02	17,32	15,85	15,18	13,78	13,03	11,14
Магаданская обл.	32,13	29,95	27,85	28,98	27,75	25,35	23,42	17,58
Амурская обл.	11,47	11,85	11,36	12,57	11,60	12,57	13,39	14,01
Иркутская обл.	11,21	11,27	11,85	11,98	11,34	12,21	11,86	12,85
Всего	102,8	99,93	95,48	96,96	90,26	88,45	84,33	75,67
% от добычи по РФ	78,2	77,3	76,4	76,5	75,6	73,2	69,8	71,4

* Оценка

разубоживания и потерями при промывке на обогащательных приборах, не имеющих дополнительного оборудования для извлечения мелкого и тонкого золота. На многих россыпях отмечено увеличение глинистости песков, что ухудшило их промывистость и снизило коэффициент извлечения до 80—84 %.

Горно-геологические факторы:

повышение коэффициента вскрыши торфов по отношению к мощности промышленного пласта, что при отсутствии надлежащей технологии и оборудования приводит к сокращению количества добываемых песков за промысловый сезон;

значительный рост объемов землеройных работ, связанный с увеличением глубины вскрыши песков, необходимостью удовлетворения современных природоохранных требований по созданию водохранилищ и хвостохранилищ с полным водооборотом и с обязательной рекультивацией нарушенных земель. В этих условиях эффективная работа достигается только при относительно высоких содержаниях золота в добываемых песках.

Выполнение природоохранных требований, не подкрепленное соответствующим высокопроизводительным оборудованием, ведет к сокращению периода промысловых работ и к снижению добычи золота, что особенно характерно для районов с небольшой продолжительностью промыслового сезона, как, например, на Чукотке, Колыме, Индигирке и др.

Финансово-экономические факторы:

общее ухудшение финансовых условий функционирования отрасли, непомерно высокое налогообложение, недостаток оборотных средств при отсутствии дешевого кредита, несвоевременное авансирование работ, скачки валютного курса, введение «валютного коридора»;

высокие тарифы на перевозку автомобильным, железнодорожным и водно-морским транспортом оборудования, горюче-смазочных материалов и т.д., особенно в отдаленные северные районы, где осуществляется основная добыча;

отсутствие на многих объектах добычи развитой инфраструктуры (энергетической и транспортной), что вынуждает предприятия использовать более дорогую энергию от

дизельных установок, а материалы, оборудование и дизельное топливо доставлять на объекты по «зимникам» досрочным завозом с оплатой за счет кредитов;

постоянное повышение стоимости электроэнергии, получаемой от государственных электростанций. Динамика темпов роста стоимости электроэнергии опережает динамику темпов роста расчетной цены на золото почти в 3 раза. Это, например, ощутимо повлияло на рост стоимости добычи песков и золота при использовании гидравлического (Миассзолото, Южуралзолото, Хабаровский край и др.) и дражного способов (Якутия, Хабаровский край, Чукотка и др.);

отсутствие в России цивилизованного внутреннего рынка золота и сохранение государственной монополии на закупку и продажу золотых слитков.

Организационно-технические факторы:

недостаток оборудования (из выпускаемого в РФ), имеющего высокую эксплуатационную надежность, допустимую стоимость (бульдозеры, экскаваторы, скреперы, погрузчики, промысловые приборы и т.д.) и обеспечивающего высокую производительность при усложняющихся горно-геологических условиях отработки россыпей. На предприятиях по-прежнему используется старая, изношенная, малопродуктивная техника, а новое оборудование, необходимое для проведения специфических работ, в РФ не проектируется и не выпускается. Это вынуждает приобретать машины и механизмы зарубежных фирм по высоким ценам, что не всем предприятиям доступно;

в золотодобывающей отрасли функционирует 700 мелких хозяйственных субъектов — добывающих и перерабатывающих предприятий. Около половины из них — старательские артели, а также другие мелкие производители. Это не способствует эффективному управлению и контролю государства (как монополиста золотодобывающей промышленности) за добычей драгоценных металлов и дальнейшими путями их миграции. Кроме того, мелкие производители не могут рассматриваться в качестве серьезных партнеров западными инвесторами.

Анализ вышеприведенных факторов, влияющих на снижение добычи золота, по фактическим данным за 1994 г. и основным

способам разработки россыпей показывает нижеследующее.

Дражный способ разработки. Наибольшее снижение средних содержаний в добываемой горной массе, а также уменьшение сезонной производительности по промывке отмечено в Хабаровском крае, Амурской и Читинской областях. В этих районах за сезон драгами добыто от 30—60 кг до 100 кг (максимум) золота. В Челябинской области, например, при среднем содержании золота $0,091 \text{ г/м}^3$ на одной из драг «Южурал-золото» добыто всего 18,3 кг. В Бурятии на драге прииска Ципикан при промывке 37 тыс. м^3 горной массы добыто всего 5 кг золота. Снижение средних содержаний золота на дражных полигонах отмечено также в Магаданской области (в среднем не превышает $0,160 \text{ г/м}^3$). Например, на прииске «Экспериментальный» при среднем содержании $0,239 \text{ г/м}^3$ и производительности 565 тыс. м^3 (против ранее достигаемых 750—800 тыс. м^3) добыча составила всего 135 кг золота. Такое же положение с дражными разработками на Индигирке. Несколько лучше обстоят дела на дражных объектах Алдана, Джугджура, Красноярского края, частично Иркутской области, а также на Соловьевском прииске Амурской области. Относительно стабильно работают драги Южно-Заозерского и Исовского приисков на Урале.

Снижение среднего содержания золота в добываемой горной массе и сезонной производительности драг удорожает стоимость добытого золота. Например, в АО «Нижнеамурзолото» стоимость 1 г золота в 1994 г. превысила расчетную цену в 1,5 раза, а в Амурской области на приисках Соловьевском и Октябрьском — на 80 %. В АО «Амазарзолото» добыча составила всего 41,5 кг золота при его себестоимости также в 1,5 раза выше расчетной цены.

Дражный флот в целом изношен на 80—90 %, а в отдельных регионах полностью требует замены.

Открытый способ разработки. Наибольшее количество золота добывается открытым раздельным способом. При общем снижении среднего содержания золота в песках отмечается резкое увеличение объемов горно-подготовительных работ (ГПР), что связано во многих случаях с увеличением

глубины вскрыши, относительно небольшой мощностью промышленного пласта песков и значительными объемами земляных работ по охране природных ресурсов. По отдельным россыпям Северо-Уральского региона, Коми, Тюменской области, Корякского а.о., Хабаровского края, Якутии и Приморья, объемы подготовительных работ превышают добычу песков в 5—6 и более раз. Например, в артели «Приморье» при крайне низком среднем содержании золота в песках ($0,6 \text{ г/м}^3$) и коэффициенте вскрыши 1:4 добыто песков 749 тыс. м^3 , вскрыша составила 2593 тыс. м^3 , ГПР 1730 тыс. м^3 , рекультивация 669 тыс. м^3 . Рекультивация по объему соответствует добыче песков, а ГПР — в 2,5 раза больше. Такое соотношение наблюдается на многих объектах перечисленных регионов.

Увеличение объемов вскрышных работ требует использования большого количества землеройно-транспортного оборудования. Однако в РФ, в основном, выпускается малопроизводительное оборудование старой конструкции, как, например, бульдозер Т-130 или в отдельных случаях Т-170, и в старательских артелях скопилось много именно этого оборудования и промывочных установок типа ПГШ-50. На уборке хвостов промывки используется та же землеройная техника.

Большое количество задействованного оборудования увеличивает потребление ГСМ, которое доставляется на участки работ, как правило, в зимний период в виде досрочного завоза. В силу сложного экономического положения завезенного в зимний период ГСМ обычно недостаточно для использования в сезон промывки, вследствие чего предприятия заканчивают его ранее намеченного срока (Магаданская область, Камчатка, Корякия, Хабаровский край, часть районов Якутии). Это отражается на стоимостных показателях добычи металла. Так, наибольшей стоимостью добытого грамма золота открытым способом характеризуются районы Чукотки, Якутии, севера Хабаровского края, Иркутской области, республики Коми, Корякии и Магаданской области, т.е. северные районы.

Гидравлический способ разработки является разновидностью открытого способа, но отличается от последнего предваритель-

ной подготовкой горной массы (песков) с помощью гидроразмыва мониторами и подачей пульпы на обогатительные установки гидроэлеваторами или землесосами. Наибольшее распространение он получил в районах Урала, Башкирии, Западной Сибири, Хакасии, Хабаровского и Приморского краев, Амурской области.

Примерно 30—35 % гидравлических установок Хабаровского края и Приморья и 80 % Северного и Среднего Урала работают на добыче горной массы (песков) с содержанием золота в 2 раза большим, чем на отрабатываемых дражных полигонах в этих же регионах. Однако и здесь содержания в редких случаях превышают 160—180 мг/м³. В 1994 г. разрабатывались месторождения, среднее содержание золота в которых на 10—12 % ниже, чем в отработанной горной массе на гидравлических установках в 1992—1993 годах.

Снижение средних содержаний и объемов гидравлической промывки горной массы (песков) в таких, например, районах, как Читинская и Кемеровская области, дало максимальную добычу в 62 кг (при содержании золота 317 мг/м³), при колебаниях от 11,4 до 46 кг.

Гидравлический способ требует использования незначительного количества весьма простого в изготовлении оборудования. Несмотря на относительно высокую энергоемкость (особенно при землесосной подаче горной массы на обогатительные установки), все-таки, по нашему мнению, в ближайшие 3—5 лет он не должен потерять своего значения в традиционных районах его применения, даже с учетом роста стоимости электроэнергии.

Минимальная стоимость добытого золота гидравлическим способом отмечена в Приморье, Пермской области, Башкортостане и в Амурской области. Для этих регионов характерны и наиболее высокие средние содержания в промываемой горной массе (песках).

Подземный способ отработки россыпей в статье не рассматривается, поскольку его удельный вес в добыче незначителен (около 7 %) и применяется он главным образом на Чукотке, в Якутии и Магаданской области, т.е. в районах с вечной мерзлотой.

Краткий анализ причин падения добычи

золота из россыпных месторождений показывает, что при дальнейшем планировании добычных квот необходимо учитывать сложившуюся в сырьевой базе ситуацию с качеством песков, горно-геологическими условиями, кредитованием, налогообложением, ценой золота и, что особенно важно, инфраструктурой россыпных районов.

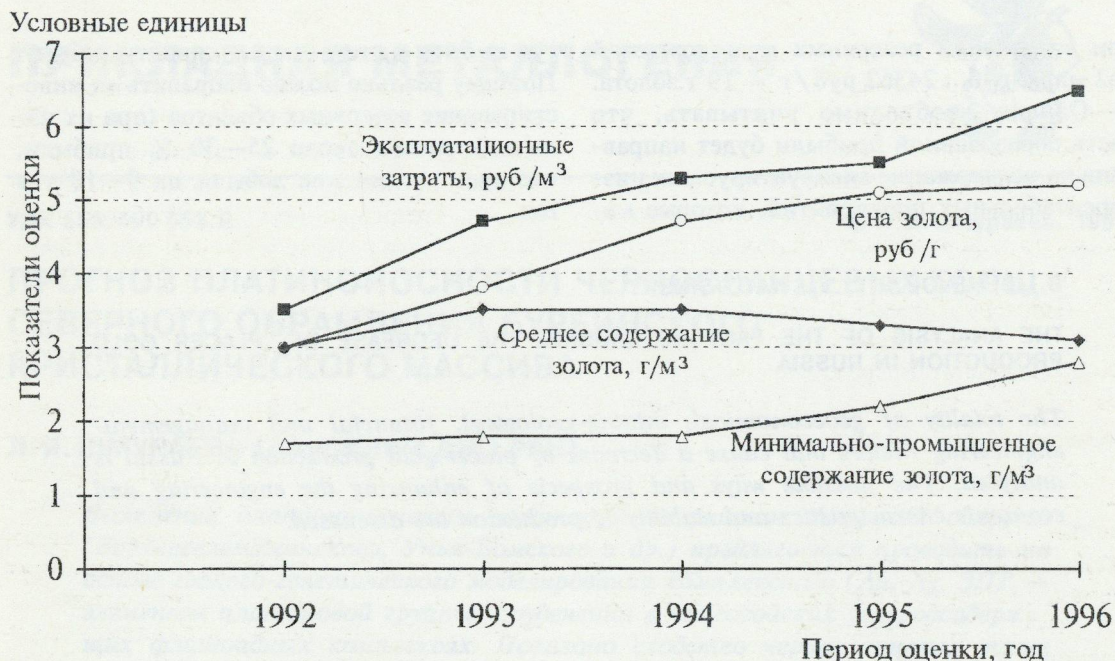
Современное геолого-экономическое состояние минерально-сырьевой базы россыпей требует пересмотра кондиций и перманентной переоценки балансовых запасов во всех регионах, и, в первую очередь, в тех из них, где обеспечивается основная доля добычи золота. Пересмотр кондиций необходимо осуществить на основе использования высокопроизводительных технологий вскрытия месторождений и обогащения песков, новейших мощных механизмов и рациональной организации труда.

Динамика изменения эксплуатационных затрат, цены золота, среднего и минимально-промышленного содержания за 1992—1994 гг. по фактическим показателям и их экспертной оценке за 1995—1996 гг. показана на рисунке. Из графика следует, что при дальнейшем росте эксплуатационных затрат и снижении фактического среднего содержания золота расчетное минимально-промышленное его содержание не обеспечит необходимой рентабельности производства. Поскольку улучшить качество истощенной минерально-сырьевой базы не представляется возможным, необходимо решать проблему снижения эксплуатационных расходов и уровня отчислений в виде налогов, включаемых в себестоимость золотодобычи (дорожный налог, НДС, за землю и т.д. — всего 15 налогов).

Выполненные авторами экспертные расчеты позволили наметить пути возможного снижения себестоимости товарной продукции, повышения рентабельности и увеличения добычи россыпного золота.

При снятии всех налогов по всем способам разработки россыпей себестоимость товарной продукции в среднем снижается на 24 % (или 24,4 % при открытом способе, дающем наибольшую добычу, и 21,25 % — при дражном способе). Рентабельность в среднем по всем способам разработки россыпей увеличивается на 108 %.

Сопоставляя эти показатели и данные по



Динамика изменения уровня основных геолого-экономических показателей оценки запасов россыпных месторождений золота.

золотодобывающим предприятиям, можно заключить, что более 80 % резервных и подготовленных месторождений, состоящих на Государственном балансе, станут рентабельными; повысится рентабельность и на 90 % эксплуатируемых россыпей. Оперативно изменяя налогообложение, можно варьировать активными запасами, сохраняя стабильную добычу золота. Наиболее приемлемым является вариант с долей налогообложения от стоимости товарной продукции в размере 38 % (Б.И.Беневольский, В.И.Натоцинский, 1995).

Для получения расчетных показателей возможного увеличения добычи россыпного золота за базовый принимался 1990 г., как последний стабильный год работы горно-добывающих предприятий отрасли, а расчет делался для 1994 г. Цена за 1 г золота в базовом году равнялась 25,6 руб., средняя себестоимость 1 г золота — 15,92 руб. Разница между ценой и себестоимостью составляла 38 %, что позволило использовать часть ее на освоение новых месторождений и увеличение добычи россыпного золота. Исходя из этих показателей, расчетная прибыль в 1993 г. составила около 1,2 млрд. руб. в ценах базового года.

Для дальнейшего расчета цена базового года за 1 г золота и его себестоимость, сниженная на 24 % по отношению к цене, приводилась через индексы-дефляторы к уровню 1994 г.:

Цена — $25,6 \times 1,12 \times 1118 = 32055$ руб/г (отвечает примерно средней фактической цене за 1 г золота в 1994 г.);

Себестоимость — $25,6 \times 0,76 \times 1,12 \times 1118 = 24362$ руб/г

Стоимость товарной продукции в 1994 г. составила: $32055 \text{ руб.} \times 120 \text{ т} = 3847$ млрд. руб.

Себестоимость товарной продукции составила: $24362 \text{ руб.} \times 120 \text{ т} = 2923$ млрд. руб.

Прибыль составила: $3847 - 2923 = 924$ млрд. руб.

Учитывая, что в современных условиях фактическая себестоимость 1 г золота существенно выше (примерно в 2 раза) по сравнению с базовым годом за счет непропорционально возросших цен на энергию, оборудование, транспортных тарифов и введения валютного коридора, полученная прибыль при снятии налогов принималась в размере 50 % от расчетной, т.е. 462 млрд. руб. Такая прибыль позволяет дополнительно получить

при вовлечении резервных месторождений 462 млрд. руб. : 24362 руб./г = 19 т золота.

Однако необходимо учитывать, что часть образованной прибыли будет направлена на поддержание эксплуатируемых низкорентабельных предприятий, которые мо-

гут выбыть и, тем самым, снизить добычу. Поэтому реально можно направить на инвестирование резервных объектов (при их наличии) только около 25—30 % прибыли, что даст увеличение добычи на 9—10 т в год.

B. I. BENEVOL'SKY, V. I. NATOTSINSKY

THE ANALYSIS OF THE FACTORS CAUSING THE DECREASE IN PLACER GOLD PRODUCTION IN RUSSIA

The totality of geoeconomical, mining-geological, financial and management-engineering factors that cause a decrease of placer gold production in Russia is analyzed. The possible ways and prospects of enhancing the engineering and economic characteristics and stability of production are discussed.



ПРОГНОЗ ПЛАТИНОНОСНОСТИ ЧЕРНОСЛАНЦЕВЫХ ТОЛЩ СЕВЕРНОГО ОБРАМЛЕНИЯ БУРЕЙНСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА

Л. Я. ШМУРАЕВА (АмурКНИИ ДВО РАН)

Выявление платиноносности золоторудных районов Амурской области (Верхнеселемджинского, Унья-Бомского и др.) предлагается проводить на основе геолого-генетического моделирования комплексного (Au, Ag, ЭПГ — элементы платиновой группы) оруденения в палеозойских углеродсодержащих флишеидных комплексах. Показано сходство черносланцевых толщ региона с подобными толщами России и зарубежья, вмещающими крупные по запасам благороднометалльные месторождения.

В настоящее время планомерные научные исследования и геологоразведочные работы для решения проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов ведутся во многих регионах России, в том числе на территории Якутии, Чукотки, Магаданской области, Камчатки, Приморского края. Подобными исследованиями, к сожалению, до сих пор не охвачена Амурская область, если не считать эпизодических исследований по платиноносности некоторых базитовых интрузий (Р.Н.Ахметов и др.), а также золотоносных россыпей (В.Г.Моисеенко) на предмет комплексного использования последних.

К настоящему времени установлен общий высокий потенциал на благородные металлы, в том числе и на платиноиды, крупных структур земной коры и, наряду с другими регионами, на территории Сибири и Дальнего Востока. В качестве потенциально платиноносных здесь выделены Аддано-Североземельский, Дальневосточный и Амуро-Алтайский металлогенические пояса.

Как для докембрия, так и для фанерозоя одним из наиболее перспективных типов рассматриваемого оруденения считаются сейчас во всем мире платиноносные черносланцевые толщи [7]. При этом отмечается, как правило, комплексный характер оруденения: элементы платиновой группы ассо-

циируют с Au, а также нередко с Ag, Cu, Bi, As, Sb, S, Se и др. элементами. Судя по распространенности углеродистых вулканогенно-осадочных образований и обнаружению в них платиноидов, значительные перспективы на подобное оруденение должны быть и на территории Верхнего Приамурья.

Для Верхнего Приамурья представляется необходимым выяснение перспектив на благороднометалльное (в том числе платиноидное) оруденение как углеродистых стратифицированных образований удоканского возрастного уровня (развитых в пределах депрессионных структур Становой складчато-глыбовой области — Джельтулакская и др.), так и аналогичных разрезов палеозоя (в частности, в обрамлении Буреинского срединного массива). Принимая во внимание сравнительно высокую степень геологической изученности и проведение в настоящее время поисков на золото, можно полагать рациональной постановку прогнозных и прогнознo-ревизионных работ по выявлению перспектив платиноносности черносланцевых формаций Верхнего Приамурья на примере Верхнеселемджинского золоторудного района, а также во многом сходного с ним Унья-Бомского.

Рассматриваемая территория располагается в пределах палеозойских углеродистых вулканогенно-терригенных толщ Монголо-

Охотской складчатой области, называемой в последнее время складчато-надвиговой системой [1, 2]. Эта вытянутая в субширотном направлении на сотни километров полоса палеозойских песчано-сланцевых углеродистых отложений с переменным количеством продуктов базитового магматизма известна под названием Приамурской золотоносной зоны (с крупными Селемджинским, Унья-Бомским, Ниманским и Кербинским золотоносными районами). За последние три десятилетия для территории Верхне-Селемджинского района выполнено огромное количество тематических исследований (геологических, геофизических, геохимических, минералого-петрографических), которые так или иначе касаются различных аспектов россыпной (и, в меньшей мере, коренной) золотоносности. Многие из них способствовали открытию новых промышленных объектов.

Геологическое изучение золотоносных площадей Селемджинского района было непоследовательным. Выпадала стадия государственных геологических съемок. Отчасти именно это обстоятельство привело к тому, что многие аспекты геологического строения территории и ее металлогении остались неизученными или спорными. Это касается и проблемы платиноносности.

Главные объекты промышленной эксплуатации Верхнеселемджинского района — золотые, преимущественно россыпные, что вообще характерно для Амурской области. Попутными компонентами руд являются на некоторых месторождениях вольфрам (шеслит), в меньшей мере — сурьма. В последнее время Ю.Н.Припутнеевым описаны коренные проявления минерализации колчеданного типа.

Что касается интересующих нас элементов платиновой группы, то сведения о присутствии их в россыпях (или в коренных объектах) разрознены и иногда противоречивы. Систематического изучения территории на платинометальное оруденение не проводилось. Тем не менее в геологических отчетах прошлых лет периодически встречаются указания на обнаружение в россыпях наряду с золотом и платиноидов (в основном сперилита, осмистого иридия, платины).

Верхнеселемджинский рудный район имеет сложное геологическое строение,

обусловленное нахождением его на стыке нескольких структурно-формационных зон [3], между Становой складчато-блоковой системой, Буреинским срединным массивом и Сихотэ-Алинской геосинклинальной складчатой системой (ГСС). Район трассируется разноориентированными долгоживущими глубинными разломами. В течение всего фанерозоя он представлял собой весьма проницаемый для глубинных флюидов участок земной коры.

Раннепалеозойские складчатые комплексы, обрамляющие Буреинский массив, по результатам литолого-структурного и петрогеохимического анализов подразделены И.Ю.Громаковским [4] на две формации: нижнюю, карбонатно-терригенную (афанасьевская, талыминская свиты), и верхнюю, терригенно-вулканогенную (златоустовская свита). Им сделан также вывод о наличии синхронного с седиментогенезом базальтоидного магматизма «островодужного» типа. Рудовмещающей является, как правило, златоустовская свита.

Для района характерны многочисленные разновозрастные надвиговые структуры и регионально проявленный низкоградиентный динамотермальный метаморфизм (начальные ступени зеленосланцевой фации). Все верхнепалеозойские и нижне-среднепалеозойские осадочные отложения в той или иной мере метаморфизованы. Отмечено нарастание степени метаморфизма в направлении с севера на юг и с запада на восток.

Тектонические особенности района трактуются в настоящее время в свете плетектонической концепции [6]. Они обусловлены нахождением этой площади в осевой зоне коллизий, происходивших в герцинскую эпоху между Сибирской платформой и Буреинским массивом. Здесь развиты комплексы пород, наличие которых свидетельствует о крупных субгоризонтальных перемещениях. Это океанические комплексы, представленные новообразованиями офиолитовых зон и подводно-оползневых образованиями. В северо-западной части района имеются девонские толщи подводных лав и глубоководных кремнистых осадков, подводно-оползневые отложения, олистостромы, седиментационные брекчии, блоки рифовых известняков (Джагдинская, Удско-Шантарская зоны). Субдукционные

комплексы, включающие поля наземных известково-щелочных вулканитов, толситовые и известково-щелочные магматические серии, ассоциируют с обломочными толщами и хаотическими комплексами. Для Верхней Селемджи это углеродистые толщи, насыщенные горизонтами метаморфизованных основных вулканитов, а также интрузии габбро-плагиогранитового ряда (претерпевшие метаморфизм наряду с вмещающими их осадочными породами).

Нужно иметь в виду, что углеродистые толщи Приамурья на предмет коренной платиноносности практически не изучались. В.Г.Крюковым [5] упоминаются в качестве перспективных на платиноиды харгинский и кербинский типы оруденения. Однако в работе этого исследователя:

отсутствует описание (минералого-геохимическая характеристика) указанных типов, просто перечислены все известные в районах метасоматитов, в том числе и углеродистые;

нет характеристики самих углеродистых метасоматитов. Судя по тексту и прилагаемой геологической карте, в качестве таковых имеются в виду любые углеродистые породы, в том числе золоторудные, включая кварцево-жильные, образования, в которых отмечались минералы углерода;

отсутствуют конкретные данные по геохимии и минералогии ЭПГ как для золоторудных месторождений, так и для вмещающих пород, в том числе для углеродистых сланцев и песчаников.

Видимо, на основании именно этой работы в обобщающей классификации Н.М.Чернышева и Д.А.Додина [8] Харгинский и Кербинский золоторудные районы приведены в качестве примеров распространения гидротермально-флюидно-метасоматических платинометалльных месторождений в углеродистых метасоматитах. По нашему мнению, для установления формационного типа прогнозируемого в Верхнеселемджинском золоторудном районе платиноидного оруденения необходимы дополнительные прогнозные исследования.

Черты, сближающие золоторудные образования Верхне-Селемджинского района с комплексным золото-платиноидным оруденением промышленных регионов (Узбеки-

стан, Карелия, Восточная Сибирь и др.), следующие:

офиолитовый характер геологического разреза;

приуроченность к углеродистым флишеидным толщам, а в их пределах — к обогащенным вулканогенным (базитовым) материалом частям геологического разреза;

сопряженность с участками геологического разреза, претерпевшими в разных соотношениях пликативные и дизъюнктивные деформации;

низкая степень регионального метаморфизма пород — не выше зеленосланцевой фации;

масштабное (крупнообъемное) проявление наложенных гидротермальных метасоматических процессов (березито-лиственитовых, слюдисто-полевошпат-кварцевых, кварцевых и др.) во вмещающих углеродистых толщах, принимающие на начальных стадиях развития вид контрастной полосчатости;

появление в метасоматитах и кварцево-жильных рудах некарбонатных эпигенетических фаз углерода, в том числе и в катакластических типах руд;

сопровождение золота обычными для рассматриваемых объектов элементами — As, Sb, S, Bi, W, Ag (и, как предполагается, ЭПГ);

нередко высокие содержания элементов платиновой группы в золоте. Согласно данным В.Г.Моисеенко (1979), в золоте коренных месторождений Верхнеселемджинского района содержание платины составляет максимум 95 г/т; в золоте из россыпных месторождений Унья-Бомского района эта величина достигает 500 г/т.

Положение рассматриваемого рудного района на стыке Амуро-Охотской и Сихотэ-Алинской систем способствовало повышению тектонической мобильности региона, неоднократной активизации древних и новообразованных разломов. Все это обеспечивало связь поверхностных структур земной коры с глубинными и их тепло- и массообмен на протяжении длительного времени, от позднего протерозоя до мезозоя. Это обстоятельство свидетельствует в пользу ювенильности главного источника металлов комплексных благороднометалльных руд в

черносланцевых толщах Верхнеселемджинского и сходных с ним рудных районов.

Из анализа имеющихся данных выявляется наибольшее сходство золоторудных объектов Верхне-Селемджинского района с золото-платинометальным оруденением месторождения Мурунтау (Узбекистан). Одно из отличий заключается в отсутствии в рассматриваемом районе мощных карбонатных толщ, которые считаются на Мурунтау экранирующими оруденение.

При проведении тематических прогнозных и прогнозно-ревизионных работ необходимо осуществить:

фациальный анализ углеродистых толщ параллельно с составлением геолого-геохимических профилей и крупномасштабным геологическим картированием эталонных рудоносных территорий;

оценку роли пликативных и дизъюнктивных деформаций в локализации благороднометального оруденения;

определение содержаний во вмещающих неизмененных породах, в том числе в углеродистых, фоновых содержаний благородных металлов и сопутствующих элементов на предмет выяснения степени их геохимической специализации и суждения о них как о возможных источниках промышленных концентраций металлов;

установление (уточнение) формационных типов метасоматитов, выяснение роли метасоматических процессов, как регионально, так и локально проявленных, в формировании комплексной благороднометальной минерализации; типизацию собственно углеродистых метасоматитов и определение их значения в формировании оруденения;

изучение специальными методами с целью диагностики и выяснения генезиса некарбонатных фаз углерода как исходных пород, так и гидротермально-метасоматических, поскольку на объектах подобного типа значительная часть ЭПГ бывает связана именно с эпигенетической углеродистой составляющей руд;

установление корреляционных связей благородных металлов между собой и с сопутствующими компонентами руд, а также характера изменения этих связей по мере развития рудно-метасоматического процесса;

выявление минералов-носителей и ми-

нералов-концентраторов благородных металлов, особенно ЭПГ, что будет определять в дальнейшем технологию их извлечения.

Результатом тематических работ должно явиться выяснение перспектив платиноносности уже определившихся золоторудных районов (Верхнеселемджинский, Унья-Бомский и др.), обоснование геолого-генетической модели формирования комплексного (Au, Ag, ЭПГ) благороднометального оруденения в палеозойских углеродсодержащих флишеидных комплексах. Это позволит более достоверно и с меньшими затратами прогнозировать потенциально рудоносные объекты и повысить ценность руд за счет дополнительного наращивания запасов по платиноидам (в том числе и на отработанных объектах).

Благоприятными обстоятельствами для проведения планируемых тематических работ, как уже отмечалось, являются добротная картографическая основа и достаточно хорошая изученность руд главных коренных месторождений золота. Изучение метасоматических изменений пород и связи их с оруденением предстоит практически полностью выполнить в будущем.

Геотектоническая позиция и формационные особенности черносланцевых толщ Востока России сходны с аналогичными толщами, вмещающими комплексные месторождения золота и платиноидов многих регионов России и зарубежья. Это обстоятельство, а также наличие ЭПГ в золоторудных россыпях Приамурья и геохимические аномалии благородных металлов в базитах и осадочных комплексах могут служить достаточным основанием для прогнозирования в регионе платинометального оруденения и постановки в Приамурье, в первую очередь — в Верхнеселемджинском рудном районе, специальных исследований. Это тем более актуально, что в мире постоянно возрастает значение нетрадиционных крупных по запасам комплексных благороднометальных (в том числе платинометальных) месторождений, ассоциированных пространственно с разновозрастными, в том числе и докембрийскими, черносланцевыми комплексами и их метасоматитами [9, 10, 11 и др.].

Следует отметить, что в Амурском регионе уже первые исследования, нацеленные на выявление коренной платиноносности в

тектонически нарушенных участках черносланцевых флюидных толщ, привели к положительным результатам.

Методологической основой тематических прогнозных исследований должны явиться современные модели формационно-генетической типизации платинометаллических объектов. При этом необходимо принимать во внимание то обстоятельство, что все более очевидна возможность обнаружения ЭПГ в гидротермальных образованиях, чем это предполагалось ранее [9—11]. Помимо мантийного интервала мобилизации, несомненно их флюидно-гидротермальная транспортировка и отложение, что нашло отражение в обобщенной классификации платинометаллических месторождений [8]. Хотя среди месторождений ЭПГ, помимо постмагматической группы, в этой классификации выделены гидротермальные подгруппы (флюидно-магматогенно-осадочная, гидротермально-флюидно-метасоматическая), отнесение к последним тех или иных платиноидных объектов еще достаточно условно.

Нет сомнения, что целенаправленные прогнозно-металлогенические исследования в Верхнеамурском регионе в районах распространения черносланцевых толщ приведут к выявлению новых комплексных благороднометаллических месторождений. Не исключено наращивание за счет платиноидов запасов уже известных коренных золоторудных объектов, которые могут перейти в разряд комплексных.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Амантов В.А. и др. Рудоносные структуры Приамурья и сопредельных регионов России и Китая

L. Ya. SHMURAYEVA

PREDICTION OF PGE ORE OCCURRENCES IN BLACK SHALE STRATA OF THE NORTHERN MARGIN OF THE BUREINSKY CRYSTALLINE ROCK MASS

It is proposed to analyze the PGE potential of gold-bearing districts in the Amurskaya Oblast (Verkhneselemdzhinsky, Unya-Bomsky and others) on the basis of geology-genetic modelling of multi-commodity (Au, Ag, PGE) ore mineralization in Paleozoic carbon-bearing flyshoid complexes. It is shown that the black shale strata innate to this region are similar to the strata of this type occurring in Russia and abroad that are known to host large precious metal deposits.

2. Вольский А.С. Геолого-структурное районирование Приамурья и его положение в структурах Восточной Азии / Геология и минеральные ресурсы Амурской области. Тезисы докладов. - Благовещенск: Амургеолком, 1995. С. 9—11.
3. Геологическая карта Хабаровского края и Амурской области. Масштаб 1:25 000 000 / Под ред. Л.И.Красного. - Хабаровск, 1991.
4. Громаковский И.Ю. Золотоносность вулканогенно-осадочного комплекса пород Харгинского рудного узла / Автореф. канд. дис. - М., 1991.
5. Крюков В.Г. Прогноз проявлений платины и платиноидов нетрадиционного типа на юге Дальнего Востока / Геология и генезис месторождений платиновых металлов. Тезисы докладов. - М., 1992. С. 119.
6. Пересторонин А.Е., Чеботарева В.Н. Новые данные по геологии и металлогении Верхнеселемджинского рудного района / Геология и минеральные ресурсы Амурской области. Тезисы докладов. - Благовещенск: Амургеолком, 1995. С. 164—167.
7. Рундквист Д.В., Гурская Л.И. Новые перспективные типы платинометаллического оруденения / Очерки металлогении. - Тбилиси: Мецниереба, 1988. С. 119—137.
8. Чернышов Н.М., Додин Д.А. Формационно-генетическая типизация месторождений металлов платиновой группы для целей прогноза и металлогении / Геология и геофизика. 1995. Т. 36. № 1. С. 65—70.
9. Шмураева Л.Я. Новый тип гидротермального благороднометаллического оруденения в докембрии / Геология и генезис месторождений платиновых металлов. Тезисы докладов. - М., 1992. С. 130.
10. Шмураева Л.Я. Приразломные карбонатно-щелочные метасоматиты докембрия, их рудоносность и генезис. - Владивосток: Дальнаука, 1995.
11. Шмураева Л.Я., Рюмин Н.А. Генезис платиноидов в новом типе гидротермального оруденения / 7-й Международный платиновый симпозиум. Тезисы докладов. - М., 1994. С. 105.

УДК 553.078

© В. В. Архангельская, 1997

ИСТОРИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЛИТОФИЛЬНЫХ РЕДКИХ МЕТАЛЛОВ

В. В. АРХАНГЕЛЬСКАЯ (ВИМС МПР России)

Показано, что редкометальные танталовые и тантал-ниобиевые месторождения пегматитового и щелочно-метаморфогенно-метасоматитового генетических типов локализуются в рифтогенных депрессиях, а месторождения щелочно-гранитного типа — в их бортах. Депрессии формируются на зонах глубинных разломов щитов платформ и срединных массивов и рано консолидированных блоков складчатых областей. Провинции месторождений каждого типа объединяются с провинциями редкометальных месторождений других типов в полихронно-полигенетические пояса. Максимальное число месторождений рассматриваемых типов и наибольшее количество запасов тантала и ниобия в них приходится на протерозой, а месторождений щелочно-гранитного типа — еще и на поздний палеозой.

Из относительно большого числа генетических типов месторождений литофильных редких металлов рассмотрим особенности распределения в геологическом пространстве и времени месторождений пегматитового, щелочно-гранитного и щелочно-метаморфогенно-метасоматитового типов. Месторождения пегматитового типа представлены жилами редкометальных гранитных пегматитов, щелочно-гранитные — метасоматически измененными щелочными гранитами, располагающимися чаще всего в апикальных участках массивов таких гранитов, а месторождения щелочно-метаморфогенно-метасоматитового типа — приразломными гранитоподобными щелочными метасоматитами, возникшими при действии глубинных щелочных редкометально-рудоносных флюидов, поднимавшихся по зонам региональных разломов, на различные по химизму и происхождению породы субстрата [5, 6]. Почти все известные месторождения в приразломных щелочных метасоматитах докембрийские и сформировались по метатерригенным и метавулканогенным породам, в меньшей степени — по щелочно-земельным гранитам. Эти месторождения и месторождения щелочно-гранитного типа, как правило, комплексные, но главные их рудные компоненты в большинстве случаев — тантал и ниобий. В месторождениях пегматитового типа главными компонентами кроме тантала могут быть литий, бериллий

или цезий, но в настоящей работе рассматриваются только танталовые пегматитовые месторождения.

Запасы и содержания тантала и ниобия в месторождениях всех трех указанных типов определяются, в первую очередь, именно их генезисом. Так, пегматитовые месторождения сравнительно с месторождениями остальных двух типов в целом менее крупные (мелкие, средние), но характеризуются высоким (7:1—10:1) тантал-ниобиевым отношением. Месторождения щелочно-гранитного типа могут быть крупнее, но тантал-ниобиевое отношение в них значительно меньше (в среднем 0,72). Самые же крупные по запасам — месторождения в приразломных щелочных метасоматитах при примерно том же, что и в месторождениях щелочно-гранитного типа, тантал-ниобиевом отношении.

Запасы и содержания рудных элементов в месторождениях каждого генетического типа варьируют в зависимости от ряда факторов — возраста, длительности процесса рудообразования, структурного положения, эрозионного среза и других. В частности, чем длительнее процесс рудообразования, тем крупнее и богаче месторождение [2], что характерно и для месторождений других металлов [8, 9]. Месторождения, локализованные в крупных структурах, при прочих равных условиях тоже более крупные и богатые, нежели приуроченные к относительно небольшим структурам [1].

Первые танталовые пегматитовые месторождения появляются уже в архее (3,2 и 2,9—2,7 млрд. лет назад). К ним относятся Олондинское в России, Берник-Лейк в Канаде, Гринбушес и Финнес-Ривер в Австралии, некоторые месторождения Индии и др. Все они приурочены к узким протяженным зеленокаменным поясам, зажатым между гранито-гнейсовыми куполами и сложенным толщами метаморфизованных в амфиболитовой фации вулканогенно-терригенных отложений, прослоенных силлами основных пород. Эти толщи в своих нижних частях существенно терригенные (белокаменные), а в верхних — преимущественно вулканогенные («зеленокаменные»), и они, как считают изучавшие их геологи [3], по-видимому, более молодые, нежели гнейсы куполов.

Среди архейских пегматитовых месторождений известны как крупные для данного типа, так и средние и мелкие объекты. Запасы тантала в них в процентах к суммарным во всех месторождениях этого генетического типа составляют около 25 % (рис. 1).

В дальнейшем пегматитовые редкометальные месторождения возникали практически на всем протяжении геологической истории, хотя, правда, кайнозойские месторождения — не танталовые, а сподуменовые с драгоценными камнями (пегматиты Афганистана).

В протерозое пегматитовые танталовые месторождения формировались в крупных протяженных депрессионных структурах — трогах, развивавшихся на зонах активизированных в протерозое архейских разломов, рассекающих щиты платформ. Как и зеленокаменные пояса, трог выполнены метаморфизованными в амфиболитовой фации вулканогенно-терригенными толщами, но метаморфизм толщ менее интенсивный, местами вплоть до зеленосланцевого. Среди протерозойских отложений имеется много весьма богатых и крупных для данного генетического типа объектов. В первую очередь, это крупнейшие в мире редкометальные пегматитовые месторождения Восточно-Бразильского щита в Южной Америке, в которых сосредоточено около 50 % мировых запасов тантала. Правда, определения радиологического возраста этих пегматитов дают наряду с протерозойскими и более молодые датировки, но изучавшие пегматиты геологи, в частности, Б.В.Хейнрих,



Рис. 1. Распределение генетических типов редкометальных месторождений в геологической истории:

генетические типы месторождений: 1 — пегматитовый танталовый, 2 — щелочно-гранитный тантал-ниобиевый, 3 — щелочно-метаморфогенно-метасоматитовый. Размер четырехугольника адекватен величине запасов главного компонента в процентах к сумме их во всех месторождениях типа, принятой за 100 %; высота соответствует числу месторождений в процентах к суммарному их количеству, принятому за 100

считают последние результатом позднейшего омоложения пород. По количеству (в процентах к сумме их во всем типе) и запасам тантала (в процентах к суммарным в типе) протерозойские месторождения резко преобладают над остальными (см. рис. 1).

Архейские и протерозойские пегматитоносные граниты образуют интрузивы платформенного характера — силлы, дополиты, лакколиты, штоки и т.п. Образовавшая их гранитоидная магма, внедряясь в толщи зеленокаменных поясов и трогов, приподнимала и деформировала их так, что в отдельных случаях в центрах возникших при этом куполов на поверхности теперь обнажены породы фундамента. Массивы пегматитоносных гранитов многофазные, их формирование часто длилось первые сотни миллионов лет (пример — саянские пегматитоносные гранитоиды). Они всегда окружены полями мигматитов и встречаются не только внутри поясов и трогов, но и в бортах трогов и в гранито-гнейсовых куполах, однако в этих случаях не сопровождаются редкометальными пегматитами.

Протерозойские трог, как установлено, являются фрагментами проторифтовых систем, а архейские зеленокаменные пояса — это своеобразные депрессионные структуры,

напоминающие протерозойские трогии или даже аналогичные им [7]. И трогии, и зеленокаменные пояса закладывались уже на жесткой континентальной коре, образовавшей прото-континенты. Пегматитоносные граниты моложе толщ, выполняющих трогии и слагающих зеленокаменные пояса, на первые сотни миллионов лет. Так, в Канаде вулканогенно-терригенные толщи шовных архейских прогибов редкометалльных провинций Йеллоунаиф, Сьюпериор и Слайв позднеархейские — кенеранские (2,7 млрд. лет), а возраст пегматитоносных гранитов 2,5—2,6 млрд. лет [10].

Фанерозойские пегматитовые месторождения тантала располагаются в грабенах — фрагментах палеорифтовых систем, наложенных на древние платформы, а также на докембрийские срединные массивы и рано консолидированные блоки складчатых областей [7]. Возраст их близок времени формирования вмещающих их структур, и только в отдельных случаях, причем для сподуменовых, а не танталовых пегматитов, отличается от него даже на несколько периодов геологической истории (пегматиты Афганистана).

Фанерозойские месторождения в целом менее крупные и богатые, чем протерозойские (месторождения Аппалач в Северной Америке, Урала и Забайкалья в России и в других регионах).

Месторождения щелочно-гранитного типа известны от раннепротерозойских до мезозойских включительно. К протерозойским относятся месторождения Тор-Лейк и Стрейндж-Лейк в Канаде, Питинга в Бразилии и др.; к фанерозойским — месторождения Зашихинское, Улуг-Танзекское в России и др. Месторождения щелочно-гранитного типа во всех случаях тяготеют к тем же структурам, что и пегматитовые: трогам протерозойских проторифтовых систем и грабенам фанерозойских палеорифтовых систем, но, в отличие от пегматитовых, месторождения этого типа находятся не внутри трогов и грабенов, а приурочены к формирующим их разломам, причем именно к тем участкам последних, которые пересекаются поперечными к ним менее протяженными дизъюнктивными нарушениями. Таким образом, эти месторождения локализируются в бортах трогов и грабенов, в горстах-перемычках между ними и на продолжении разломов после замыкания этих структур. В одних и тех же проторифтовых и палеориф-

товых системах пегматитовые и щелочно-гранитные редкометалльные месторождения не встречаются, однако могут близко ассоциировать в смежных структурах, как, например, в Нигерии, где к проторифтовой докембрийской меридиональной системе приурочены редкометалльные пегматиты, а к смежной с ней и частично наложенной на нее меридиональной позднепалеозойско-мезозойской палеорифтовой системе — редкометалльные щелочные граниты [12].

Самые крупные месторождения щелочно-гранитного типа протерозойские (Питинга и другие), они же и самые многочисленные. Фанерозойские же месторождения в целом более мелкие, хотя позднепалеозойские среди них нередко тоже достигают значительных масштабов и превалируют в количественном отношении (см. рис. 1).

В ряде случаев (Улканское протерозойское месторождение в России, месторождения в юрских редкометалльно-рудноносных щелочных гранитах Нигерии и др.) выявлено [4, 11, 12], что граниты, материнские для месторождений этого типа, представляют собой прикорневые части вулканических аппаратов, изливавших кислую щелочную магму и к настоящему времени полностью эродированных. В некоторых протерозойских месторождениях вместо тантала и ниобия в качестве главных компонентов выступают иттрий, редкие земли или бериллий (месторождение Стрейндж-Лейк в Канаде и др.). Данные о длительности формирования протерозойских щелочно-гранитных месторождений в опубликованной литературе отсутствуют. Фанерозойские же месторождения бывают моложе материнских для них гранитов на десятки миллионов лет (Зашихинское месторождение в России).

Месторождения щелочно-метаморфогенно-метасоматитового типа обнаружены сравнительно недавно, и пока еще во всем мире их известно около десятка. Как и месторождения щелочно-гранитного типа, они появляются в геологической истории начиная с протерозоя и известны в палеозое и в мезозое. Как и пегматитовые месторождения, они располагаются в шовных тектонических депрессиях — в рифтогенных троггах и грабенах, наложенных на архейские щиты платформ, на срединные массивы и блоки ранней консолидации складчатых областей, локализуясь в осложняющих и формирующих эти

структуры разломах. Однако совмещения их в единых структурах с пегматитовыми месторождениями пока не известны.

Начало формирования протерозойских месторождений этого типа синхронно с процессом локального прогрессивного метаморфизма амфиболитовой фации, который во вмещающих оруденение зонах разломов накладывается на региональный зеленосланцевый. В изученных случаях длительность этого процесса измеряется первыми сотнями миллионов лет (Катугинское месторождение в России [2]). Протерозойские месторождения крупные и уникальные. И хотя их количество меньше, нежели число фанерозойских месторождений, по запасам заключенных в них тантала и ниобия они богаче последних (см. рис. 1).

Фанерозойские щелочно-метаморфогенно-метасоматитовые месторождения, как и протерозойские, локализуются в разломах, формирующих грабены палеорифтовых систем и рассекающих архейские и протерозойские блоки фундаментов древних платформ (Олекминское месторождение в России) или срединные массивы областей заверченной складчатости (месторождения Полярного Урала в разрывах, осложняющих Харбейский кембро-рифейский блок среди герцинид). Процесс метасоматоза накладывается как на интрузивные, так и на вулканогенно-терригенные породы грабенов. О его длительности данных нет, но, по-видимому, она относительно невелика, не более нескольких десятков миллионов лет.

В петрографическом и в какой-то степени в химическом отношении состав метасоматитов месторождений каждого типа определяется составом субстрата, по которому они развиваются. Так, по мезо- и меланократовым кристаллическим сланцам развиваются мезократовые метасоматиты со щелочными амфиболами и эгирином (Катугинское, Полярно-уральские месторождения), а по гранитам — лейкократовые массивные породы с биотитом и литиевыми слюдами (Олекминское месторождение и та часть метасоматитов Полярного Урала, которая формировалась по щелочно-земельным гранитам).

Обобщая, можно заключить, что наиболее крупные и богатые месторождения рассматриваемых генетических типов — протерозойские, а щелочно-гранитного типа — еще и позднепалеозойские. Максимальное количество месторождений каждого типа возникало

в определенные периоды геологической истории: пегматитовых — в протерозое, щелочно-гранитных — в протерозое и примерно в равной степени в позднем палеозое, щелочно-метаморфогенно-метасоматитовых — в раннем палеозое, но единичные, зато уникальные по запасам и содержаниям полезных компонентов, были сформированы в протерозое (Катугинское в России, Брокмен в Австралии), и единственное средних масштабов — в мезозое (Олекминское).

Как и месторождения других металлов, месторождения каждого из рассматриваемых типов в пространстве можно объединить в провинции их развития. Количество и качество месторождений в провинции может варьировать, но крупные в каждой из них большей частью единичны. Возраст месторождений и материнских для них пород вдоль по простиранию провинции может омолаживаться или одревеняться. Типичный пример — провинция щелочных редкометальных гранитов Нигерии, протягивающаяся с севера на юг более чем на 1500 км. Редкометально рудоносные щелочные граниты провинции на севере ее палеозойские (240 млн. лет), а на юге мезозойские (140 млн. лет). Такое изменение возраста, возможно, объясняется «пропариванием» литосферной плиты в ее ослабленных глубинными разломами участках веществом горячей точки верхней мантии, обогащенной щелочами и редкими металлами, при прохождении над ней этой плиты.

Редкометальные провинции всех рассматриваемых типов часто накладываются или близко ассоциируют с провинциями щелочных и нефелиновых сиенитов, тоже располагающихся на щитах платформ и в срединных массивах складчатых областей, в рассекающих эти структуры разломах (Кольская, Восточно-Саянская и др. провинции). А поскольку месторождения рассматриваемых генетических типов и материнские для них породы тяготеют к одним и тем же тектоническим структурам, вполне естественно, что в пространстве они группируются в совместные полихронные и полигенетические редкометальные пояса. В качестве примеров можно привести субширотный Восточно-Саянский и меридиональный Кодаро-Удоканский редкометальные полихронно-полигенетические пояса.

Запад-северо-западный Восточно-Саянский пояс длиной более 1500 км представлен

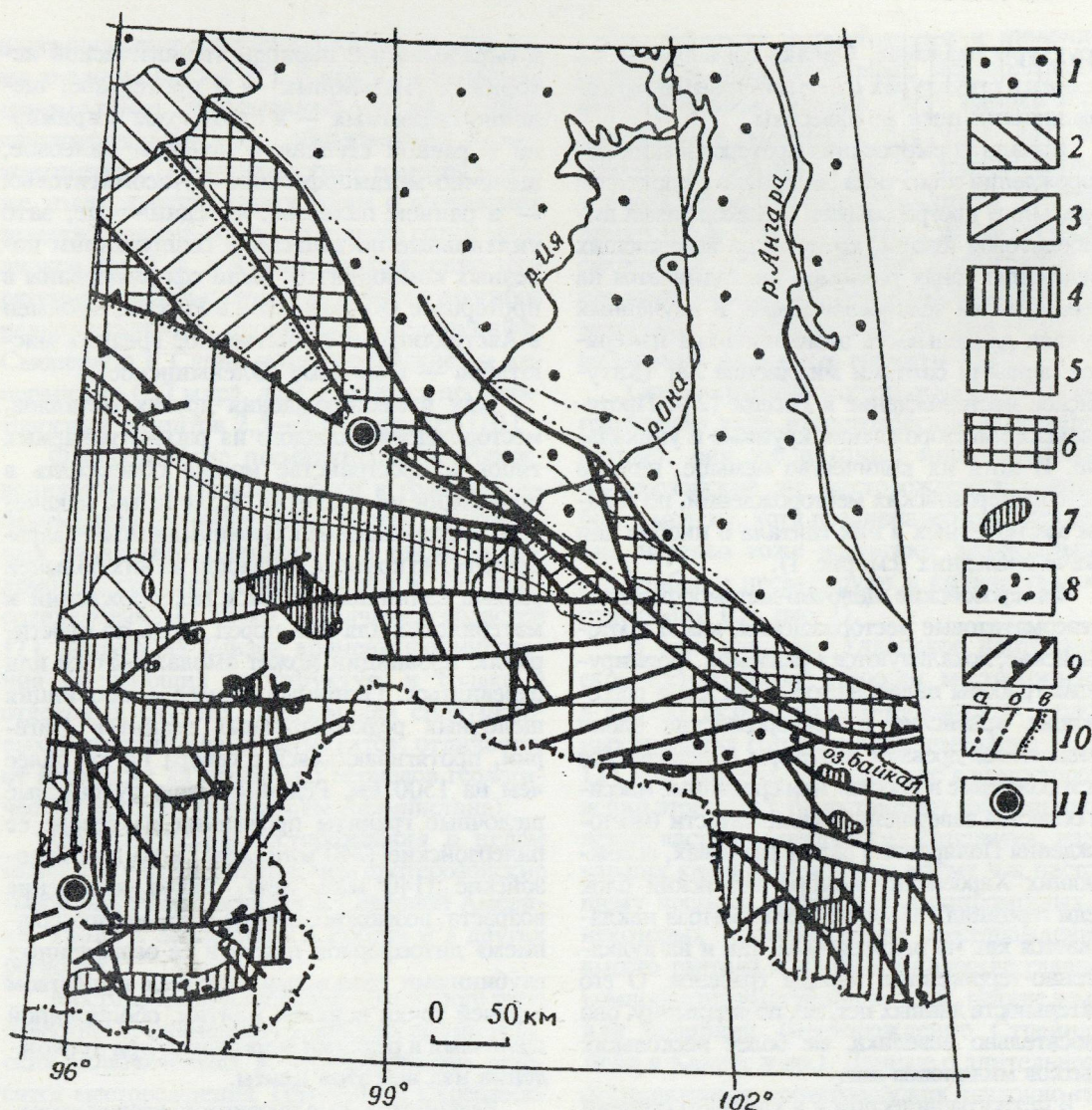


Рис.2. Восточно-Саянский редкометальный пояс:

1 — осадочный чехол Сибирской платформы, 2 — средне-позднепалеозойские и мезозойские отложения Рыбинской впадины, 3 — среднепалеозойские отложения Колбинско-Удинского трога, 4 — каледонские структуры, 5 — байкальские структуры, 6 — архейские выступы края Сибирской платформы, 7 — кайнозойские базальты, 8 — позднепалеозойские щелочные и нефелиновые сиениты, 9 — разрывы, 10 — контуры редкометальных провинций: а — раннепротерозойской пегматитовой, б — позднепротерозойско-раннекембрийской карбонатитовой, в — позднепалеозойской щелочно-гранитной, совмещенной с провинцией щелочных и нефелиновых сиенитов того же возраста, 11 — главнейшие редкометальные месторождения

(рис. 2) Восточно-Саянской позднепалеозойской провинцией редкометальных месторождений щелочно-гранитного типа (Зашихинское, Арысканское, Снежное, Сейбинские месторождения), совпадающей с одноименной провинцией позднепалеозойских щелочных и нефелиновых сиенитов, примыкающей к ним с северо-востока одноименной раннепротерозойской редкометаль-

ной пегматитовой провинцией (с месторождениями Вишняковским, Гольцовым и др.) и расположенной еще северо-восточнее одноименной же позднерифейско-раннекембрийской карбонатитовой провинцией (Белозиминское, Среднезиминское месторождения).

Кодаро-Удоканский полихронно-полигенетический пояс длиной более 500 км на

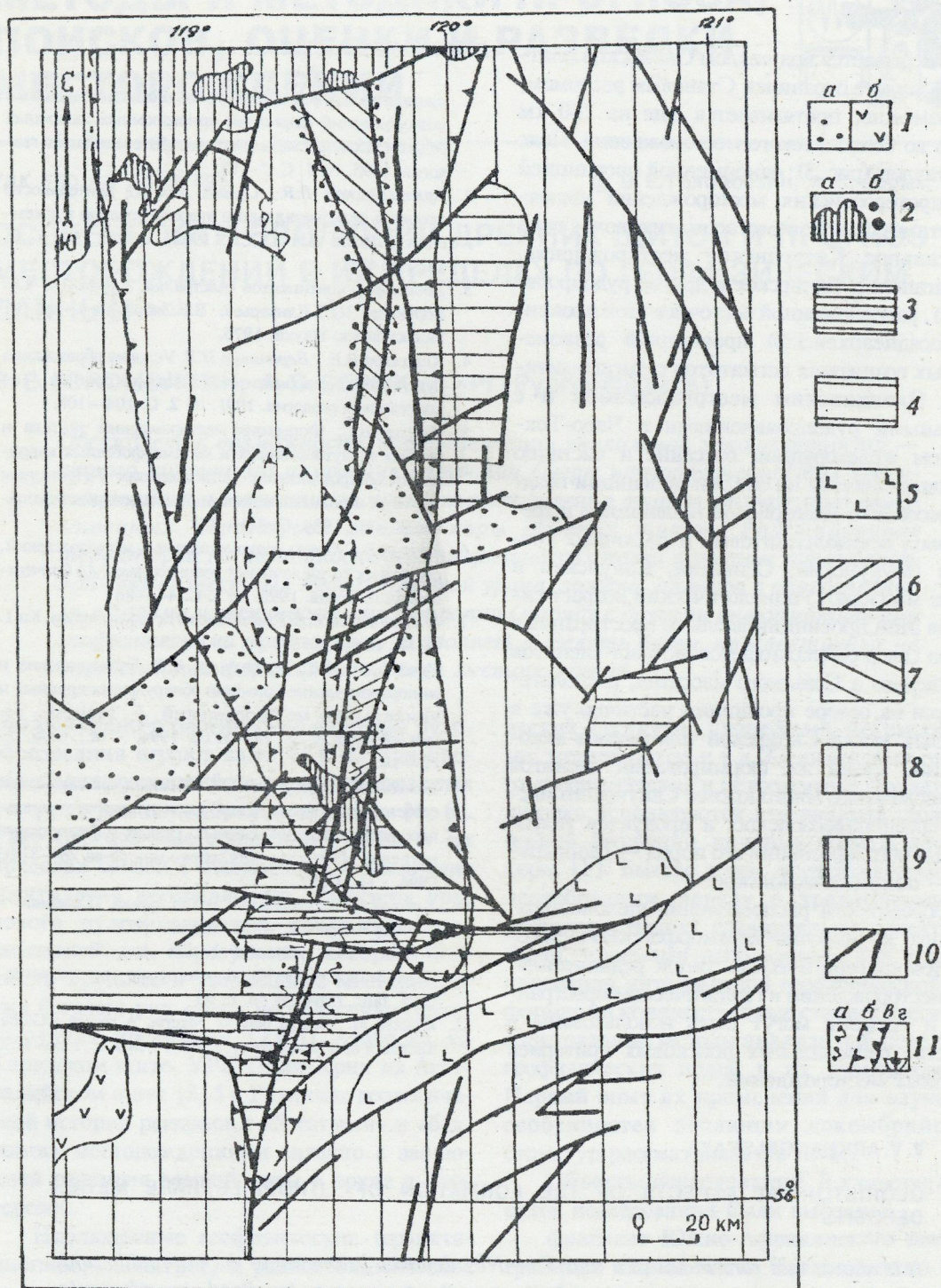


Рис. 3. Кодаро-Удоканский редкометальный пояс:

1 — кайнозойская рифтовая система: *a* — грабены, *б* — кайнозойские рифтогенные базальты; 2 — позднепалеозойско-мезозойские сиениты: *a* — щелочные, *б* — нефелиновые; 3 — рифейско-раннепалеозойские грабены; 4 — раннепротерозойские протоплатформенные прогибы и трюги; 5 — архейские или раннепротерозойские анортозиты; 6 — позднеархейские трюги; 7 — архейские зеленокаменные пояса; 8 — раннеархейские толщи фундамента Алданского щита; 9 — чехол Сибирской платформы; 10 — разрывы; 11 — контуры провинций и месторождения: *a* — позднеархейской редкометальной пегматитовой, *б* — раннепротерозойской редкометальной щелочно-метаморфогенно-метасоматитовой, *в* — позднепалеозойско-мезозойской щелочно-нефелин-псевдолейцит-сиенитовой с урано-ториевой минерализацией, *г* — главные месторождения

севере скрывается под чехлом Сибирской платформы, на юге ограничен Становым разломом, но, возможно, протягивается еще на 200 км вплоть до Олекминского месторождения. Пояс представлен (рис. 3): одноименной провинцией раннепротерозойских месторождений щелочно-метаморфогенно-метасоматитового типа (уникальное Катугинское месторождение, Саймаганское, Каларское и другие рудопроявления), расположенной восточнее этой провинции позднеархейской провинцией редкометалльных гранитных пегматитов с тантал-литиевым Олондинским месторождением и с отдельными рудопроявлениями в Чаро-Токкином железорудном бассейне и частично накладываются на обе эти провинции позднепалеозойско-мезозойской провинцией нефелиновых, псевдолейцитовых и щелочных сиенитов (Мурунский, Сеньский, Сакунский и другие массивы). Радиологический возраст сиенитов этой провинции вдоль ее простирания с юга на север омолаживается: возраст сиенитов Мурунского и Сеньского массивов, располагающихся на севере провинции частично уже в пределах чехла Сибирской платформы мезозойский, время же формирования сиенитов расположенного много южнее Сакунского массива среднепалеозойское, а продуктов гидротермального изменения его пород — сынныритов — позднепалеозойское.

Особенности распределения щелочно-гранитного и щелочно-метаморфогенно-метасоматитового генетических типов редкометалльных месторождений в геологическом пространстве и времени могут быть использованы в качестве региональных поисковых критериев подобных месторождений.

V. V. ARKHANGELSKAYA

GEOHISTORICAL ASPECTS OF THE FORMATION OF LITHOPHILE RARE METAL DEPOSITS

It is shown that rare metal (Ta and Ta—Nb) deposits belonging to the pegmatitic and alkali-metamorphogenetic-metasomatitic genetic types are localized in riftogenic depressions, and alkali-granitic-type deposits occur in their slopes. The depressions are confined to the zones of deep-seated faults in platform shields and median masses, as well as early consolidated blocks of folded areas. The provinces of deposits of each of the aforementioned types pool together with the provinces of rare metal deposits belonging to other genetic types, thus forming polychronous-polygenetic belts. The majority of deposits belonging to the types mentioned above and the bulk of Ta and Nb reserves are Proterozoic, and alkali-granitic deposits show an additional Late Paleozoic maximum.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Архангельская В.В. Структурное положение крупных месторождений формации приразломных щелочных редкометалльных метасоматитов // Отечественная геология. 1995. № 7. С. 7—17.
2. Архангельская В.В., Сумин Л.Н. О длительности процесса редкометалльного рудообразования в докембрии // Докл. АН СССР. 1982. Т. 263. № 6. С. 1414—1421.
3. Докембрий континентов (Австралия, Африка) / Ч.Б. Борукаев, Ю.З.Елизарьев, В.Е.Забродин и др. — Новосибирск: Наука, 1976.
4. Кириллов В.Е., Бердников Н.В. Условия образования рудоносных метасоматитов Улканского прогиба // Тихоокеанская геология. 1991. № 2. С. 104—108.
5. Кудрин В.С. Формация месторождений тантала и ниобия в плутогенных и метаморфогенных кварц-альбит-микроклиновых метасоматитах // Принципы прогноза и оценки месторождений полезных ископаемых. — М., 1984. С. 341—357.
6. Кудрин В.С. Типы редкометалльных месторождений, связанных со щелочными гранитоидами // Отечественная геология. 1995. № 5. С. 44—49.
7. Милановский Е.Е. Рифтогенез в истории Земли. Кн. 1. — М.: Недра, 1987.
8. Рундквист Д.В., Рундквист И.К. Геологические и минералогические критерии обнаружения крупных и уникальных месторождений // Тезисы годич. собр. мин. об-ва 28—31.03 1994. — М., СПб. С. 12—14.
9. Томсон И.Н., Полякова О.П. Условия локализации и особенности состава некоторых крупных и уникальных месторождений цветных, редких и благородных металлов // Тезисы годич. собран. мин. об-ва 28—31.03 1994. — М., СПб.
10. Хаш В.Е. Региональная геотектоника (Северная и Южная Америка). — М.: Наука, 1971.
11. Bowder Peter, Kinnaird Judith Ann. Geology and mineralization of the Nigeria anorogenic ring complexes // Geol. Jahr. 1964. № 56. P. 65.
12. Woakes M. Mineral belts of Nigeria. A review // Global Tectonics and Metallogeny. 1989. № 213. P. 115—123.

МЕТОДЫ И МЕТОДИКИ ПРОГНОЗА, ПОИСКОВ, ОЦЕНКИ И РАЗВЕДКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ



УДК 550.83 : 553.495

© В. Е. Голомолзин, А. С. Серых, 1997

ОСОБЕННОСТИ ЭВОЛЮЦИИ ДРЕВНИХ ЩИТОВ И ПРОГНОЗ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В ИХ ПРЕДЕЛАХ ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

В. Е. ГОЛОМОЛЗИН, А. С. СЕРЫХ (ВИРГ-Рудгеофизика)

Обсуждается возможность интерпретации уникальной закономерности — строго циклического изменения энтропии (меры неупорядоченности) гравитационного и магнитного полей как проявления этапов структурно-вещественных перестроек земной коры древних щитов. Районирование территорий по неупорядоченности физических полей с учетом установленной связи известных месторождений урана, золота, алмазов с определенными циклами изменчивости их энтропии (наряду с другими информативными геофизическими признаками) позволяет выделять блоки, перспективные на определенный формационный тип месторождений.

Эволюционно-геологические факторы рудообразования играют важную роль при прогнозе месторождений полезных ископаемых в структурах докембрийских щитов [4, 6]. Так, прогноз месторождений урана в их пределах связан с выявлением в последние десятилетия регионального характера уранового рудообразования исключительной интенсивности, в результате которого возникли крупные и уникальные месторождения богатых руд «типа несогласия»: ураново-рудная провинция (УРП) Атабаска на Канадском щите, УРП Пайн-Крик на Австралийском щите [3, 5]. Различие геологической истории регионов с «богатыми» и «бедными» месторождениями связано с эволюцией развития земной коры в архее и протерозое.

Наблюдаемые геофизические (гравитационное, магнитное) и радиогеохимическое поля в закодированном виде содержат интегральную информацию об исходном структурно-вещественном составе и всех последующих эндогенных и экзогенно-эпигенетических преобразованиях горных пород исследуемого блока земной коры и истории его тектонического развития.

Общезвестна связь петрофизических свойств горных пород с возрастом геологи-

ческих структур, процессами метаморфизма, метасоматоза и т.д. Комплексные геолого-геофизические и петрологические данные широко используются для анализа геологической эволюции крупных блоков земной коры [1]. Вместе с тем представляется целесообразным наряду с традиционными, преимущественно сравнительно-описательными, приемами использовать для дешифрирования интегральной геофизической информации количественные статистические и спектральные методы анализа наблюдаемых геофизических полей и их трансформант. Первый опыт их применения для изучения особенностей эволюции докембрийских структур рассматривается ниже.

Объекты исследований. В качестве объектов исследований были выбраны:

фрагмент Южно-Африканского щита в границах южной части Каапвальского кратона* с уникальными месторождениями по запасам золота и урана Витватерсранд (среднее содержание урана 0,15 %) и алмазами Кимберли [7, 9];

фрагмент Канадского щита в границах ураново-рудной провинции (УРП) Атабаска*, расположенной в пределах подвижного пояса Черчилл [3, 5, 10]. В пределах УРП Атабаска к настоящему времени выявлено и

разведано более 10 крупных и уникальных месторождений урана со средними содержаниями от 1,5 до 13 % (Сигар-Лейк, Мак-Артур, Ки-Лейк и др.);

фрагмент Австралийского щита — область подвижного пояса — в рамках УРП Пайн-Крик*, где известно несколько десятков рудопроявлений и месторождений, в том числе уникальных по запасам (Джабилука, Рейнджер-1 — средние содержания урана, соответственно, 0,32 и 0,25 %) и по содержаниям (Набарлек — свыше 10 %);

юго-восточная часть Балтийского щита*, частично охватывающая Карельский кратон и Свекофенский подвижный пояс с уникальными уран-ванадиевыми месторождениями Онежского рудного района с рядовыми урановыми рудами (0,п %) и богатыми ванадиевыми (первые проценты V_2O_5);

восточная часть Алданского щита* в пределах Амга-Алданского кратона и частично — гранулитового пояса.

Указанные территории претерпели полициклические перестройки в докембрии, и особенности их развития в этот период имеют ряд общих черт. Однако дальнейшая их история развития существенно отличается. Так, например, если в пределах УРП Атабаска и Пайн-Крик консолидация кристаллического фундамента фактически завершилась в докембрии и дальнейшего омоложения не отмечается, то в пределах Южно-Африканского и Алданского щитов проявлена тектоно-магматическая активизация (ТМА) мезозойского возраста.

В пределах Атабаски установлено, по крайней мере, четыре этапа структурно-вещественных перестроек [3, 10]: 1) гранитообразование (2,4—2,5 млрд. лет) с формированием плутонов гранодиоритов и адемитов в архейских породах; 2) новый этап гранитизации (1,8—1,6 млрд. лет) с образованием массивов габбро и многочисленных интрузий гранитоидов (от кварцевых диоритов до нормальных и щелочных гранитов), пегматитов; 3) широкое развитие в приразломных впадинах силлов и даек пород щелочного состава и габброидов (около 1,4 млрд. лет); 4) формирование дайковых поясов диабазов (1,15 млрд. лет).

В пределах УРП Пайн-Крик также может быть выделено четыре этапа перестроек [3, 6, 8]: 1) интенсивная гранитизация на рубеже 2,5 млрд. лет; 2) и 3) мощное проявление магматизма и вулканической деятельности в период 1,8—1,4 млрд. лет (габбро, диориты, андезитовые граниты, граниты Набарлек, вулканические образования комболджи). С началом этой перестройки связан региональный метаморфизм и деформации архей-нижнепротерозойских пород; 4) формирование силлов и даек долеритов, гранофилов, фонолитов и сиенитов (1,3—0,9 млрд. лет).

В пределах рассматриваемой части Южно-Африканского щита количество этапов структурно-вещественных перестроек, согласно [7, 9], может достигать пяти и более: 1) формирование наложенных вулканогенных прогибов (эффузивные формации доминион — 2,9—2,8 млрд. лет); 2) образование крупного грабенообразного прогиба Витватерсранд (2,7—2,6 млрд. лет); 3) внедрение Бушвельдского плутона (2 млрд. лет), которое, возможно, происходило в несколько стадий; 4) проявление верхнепротерозойской активизации (1,2—0,9 млрд. лет), которая привела к формированию южнее рассматриваемой территории складчатого пояса Нимакуа; 5) мезозойская активизация с проявленным трапповым магматизмом и формированием даек долеритов.

В восточной части Балтийского щита, согласно [1, 4], выделены следующие этапы перестроек, связанные с формированием: 1) зеленокаменных поясов (3 млрд. лет), 2) гранит-мигматитовых зон (2,7 млрд. лет), 3) вулкано-плутонических поясов (2,5 млрд. лет), 4) рифтогенных поясов, перикратонных прогибов и эпикратонных впадин (2,3—2,1 млрд. лет), 5) траппов и гранитов-рапакиви (1,69 млрд. лет), 6) габбро-щелочных интрузий (1,65 млрд. лет), 7) щелочных габбро, карбонатитов, ийолит-уртит-нефелиновых сиенитов (520—380 млн. лет).

На Алданском щите предполагается до восьми этапов перестройки [1]: первое преобразование субстрата — 2,3 млрд. лет; последующие этапы имели место начиная с 1,8 млрд. лет; возможно проявление байкальской складчатости в период с 1 до 0,6 млрд. лет; дальнейшее преобразование субстрата земной коры происходило в юрский

* В дальнейшем: Южно-Африканский щит, Атабаска, Пайн-Крик, Балтийский, Алданский щиты.

1. Статистические параметры наблюдаемых полей

Территории	Среднее $\Delta g, \Delta T$	Max $\Delta g, \Delta T$	Min $\Delta g, \Delta T$	Стандарт- ное откло- нение	Асимметрия	Экссесс
Гравитационное поле, мгл						
Алданский щит	-38	6	-90	16	-0,6	0,24
Атабаска	-64	-33	-94	10	-0,4	-0,23
Балтийский щит	1,4	81	-56	18	-0,5	-0,2
Пайн-Крик	15	52	-24	15	-0,1	-0,9
Южно-Африканский щит	-137	-48	-185	16	0,24	0,3
Магнитное поле, нТ						
Алданский щит	10	790	-420	170	1,0	1,0
Атабаска	202	471	-350	179	-0,5	-0,4
Балтийский щит	99	4000	-700	260	1,5	8,9
Пайн-Крик	9	600	-220	54	2,2	16,9

и меловой периоды и связано с гранитоидным магматизмом, формированием наложенных впадин и вулканической деятельностью (мезозойская ТМА).

Для анализа описанных территорий использовались матрицы гравитационного и магнитного полей, составленные на основе соответствующих карт масштаба 1:5000000—1:10000000. Обработка полей и построение результирующих материалов осуществлялось на ЭВМ типа IBM PC/AT на основе оригинального программно-математического обеспечения.

Результаты исследований. Статистическая обработка геофизических данных (табл. 1) по территориям показывает наличие черт сходства и отличия по тем или иным статистическим параметрам. Так, по среднему уровню гравитационного поля резко выделяется Южно-Африканский щит, наиболее близки по этому параметру Атабаска и Алданский щит, УРП Пайн-Крик и Балтийский щит; последние обладают наиболее высоким уровнем гравитационного поля.

По уровню магнитного поля наибольшее сходство обнаруживается между Алданским щитом и Пайн-Крик, однако по совокупности статистических параметров Алданский щит более близок Атабаске.

Исследование тонкой структуры полей позволяет выявить значительно больше общих черт и некоторые уникальные закономерности, которые проявляются в той или иной степени на всех территориях.

В табл. 2 приведены статистические па-

раметры некоторых трансформант гравитационного и магнитного полей, позволяющие оценить степень их сходства и различия как бы изнутри. Средний уровень локальных аномалий по всем территориям равен 0, хотя размах их существенно отличен. Особенно это характерно для Балтийского щита.

Энтропии гравитационных полей близки, но заметно различие между энтропией гравитационного поля Южно-Африканского и Балтийского щитов с одной стороны и Пайн-Крик, Атабаски и Алданского щита — с другой. То же относится к энтропии магнитного поля.

При близком среднем уровне градиентов гравитационного поля наибольшие значения этого параметра характерны для Алданского, Балтийского и, в меньшей мере, Южно-Африканского щитов.

Определенное сходство этих территорий выражается и в асимметрии гравитационного и магнитного полей.

В целом по совокупности статистических параметров трансформант гравитационного и магнитного полей наибольшее сходство намечается между Алданским щитом и Атабаской, Балтийским щитом и Пайн-Крик. Результаты оценки в баллах данных, приведенных в табл. 1, 2, позволяют дать результирующую оценку сходства исследованных территорий в обобщенном виде (табл. 3).

Максимальное сходство (19 у.е.) между собой имеют Атабаска и Алданский щит, минимальное — Атабаска и Пайн-Крик (6

2. Статистические параметры трансформант гравитационного и магнитного полей

Территории	Локальные аномалии $\Delta g, \Delta T$			Горизонтальные градиенты $\Delta g, \Delta T$			Энтропия $\Delta g, \Delta T$			Асимметрия $\Delta g, \Delta T$		
	Max	Min	Стандарт. откл.	Среднее	Max	Стандарт. откл.	Среднее	Max	Стандарт. откл.	Max	Min	Стандарт. откл.
Гравитационное поле, мГл												
Алданский щит	14	-20	1,3	0,4	4,8	0,3	0,8	2,6	0,5	2,6	-2,4	0,6
Атабаска	8,3	-8,2	1,2	0,4	2,3	0,3	0,8	3,4	0,6	3,5	-3	0,7
Балтийский щит	37	-51	2,4	0,6	4,4	0,4	1,3	2,6	0,6	3,8	-4,3	0,7
Пайн-Крик	11,5	-9,8	1,8	0,5	2,0	0,4	1	2	0,4	2,6	-2,8	0,6
Южно-Африканский щит	13	-16	1,4	0,6	3,4	0,5	1,2	3,4	0,8	2,8	-2,3	0,5
Магнитное поле, нТ												
Алданский щит	386	-290	38	10	50	7	3,4	4,6	0,8	3,5	-2,1	0,6
Атабаска	443	-490	14	11	64	9	3	4,6	0,8	4,5	-4,7	1,1
Балтийский щит	3500	-780	140	16	205	10	3,3	4,5	0,7	4,5	-3,1	1
Пайн-Крик	422	-240	35	3	31	3,3	2,6	4,5	0,7	4,3	-4	1

3. Количественная оценка территорий по статистическим параметрам

Методы	Гравиразведка					Магниторазведка			
Территория (ее номер)	1	2	3	4	5	1	2	3	4
Алданский щит (1)	15	9	3	5	5	30	19	7	9
Атабаска (2)	9	15	5	3	2	19	30	9	6
Балтийский щит (3)	3	5	15	3	5	7	9	30	8
Пайн-Крик (4)	5	3	3	15	2	9	6	8	30
Южно-Африканский щит (5)	5	2	5	2	15	—	—	—	—

у.е.) и Алданский и Балтийский щиты (7 у.е.). Только по гравиметрическим данным минимальное сходство имеют Южно-Африканский щит с одной стороны и Атабаска и Пайн-Крик — с другой.

Дополнительные, весьма важные данные дает изучение спектрального состава наблюдаемых физических полей и их трансформант и, прежде всего, энтропии (меры неупорядоченности) наблюдаемого гравитационного поля (рис. 1). По максимальной величине энтропии исследуемые территории можно разделить на три группы: 1 — Южно-Африканский щит (энтропия — 3,4), 2 — Балтийский и Алданский щиты (энтропия — 2,5), 3 — Атабаска и Пайн-Крик (энтропия — около 2).

Гистограммы распределения энтропии поля силы тяжести указывают на строгую цикличность ее изменения с периодом 0,56 для первых трех циклов и 0,32 — для всех

последующих. Второй цикл является отчетливым репером для всех территорий. Максимальное количество циклов наблюдается в пределах Южно-Африканского щита, минимальное — в пределах Атабаски и Пайн-Крик. Количество циклов на гистограммах распределения энтропии гравитационного поля (см. рис. 1) удовлетворительно коррелирует с количеством основных этапов структурно-вещественных перестроек. Как было показано выше, в пределах Южно-Африканского щита четко выделяется не менее шести таких этапов, которые соответствуют шести циклам изменения уровня энтропии.

Для Атабаски четырем этапам структурно-вещественных перестроек соответствуют четыре цикла изменения уровня энтропии гравитационного поля. То же самое можно сказать в отношении остальных исследованных территорий.

Если принять площадь всей гистограм-

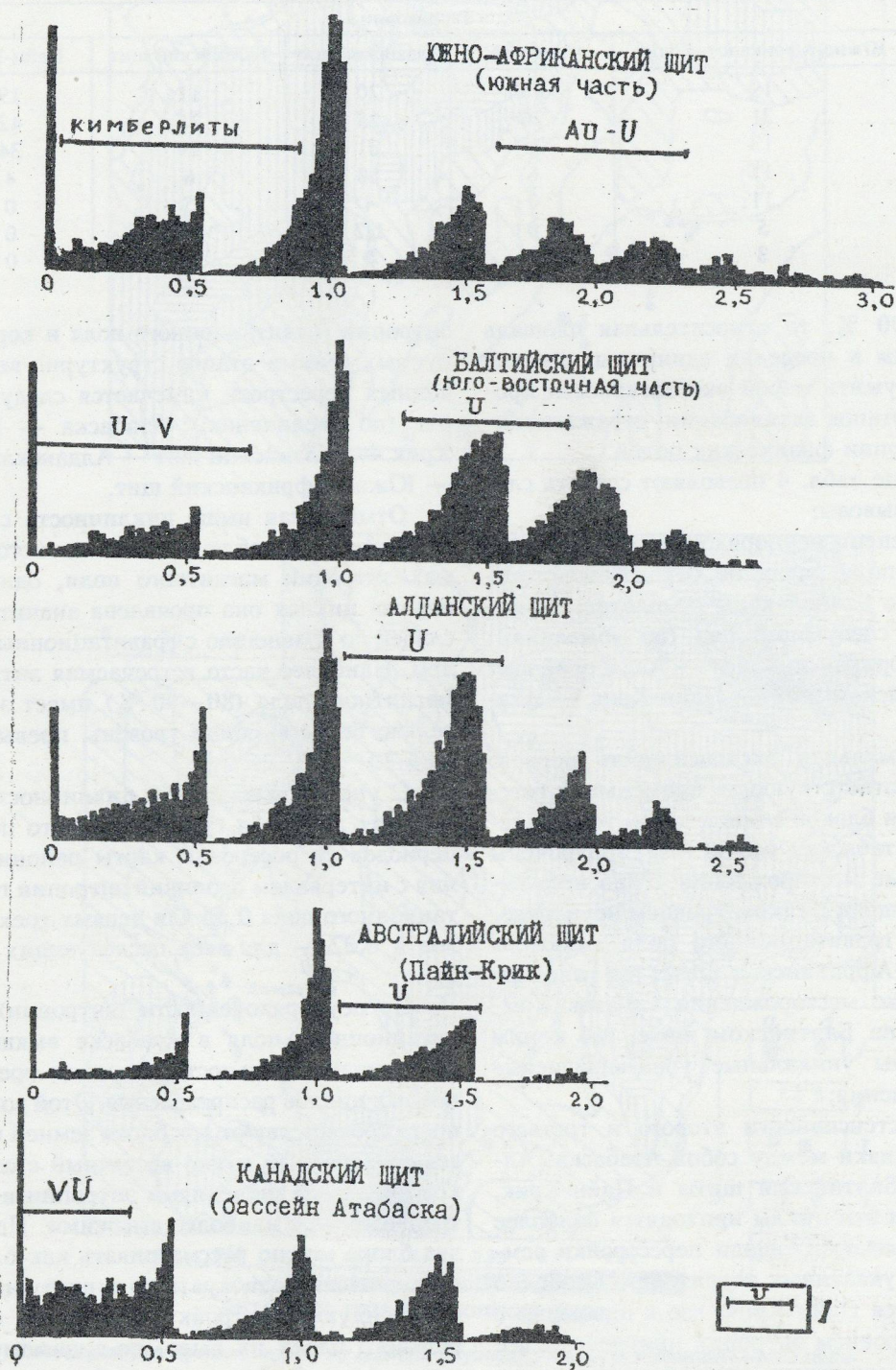


Рис. 1. Гистограмма энтропии гравитационного поля:

I — положение оптимального диапазона корреляции оруденения с информативным геофизическим признаком

4. Количественная оценка экстенсивности проявления процессов активизации по относительному вкладу энтропии Δg в пределах отдельных циклов

№№ циклов	Территории				
	Южно-Африканский щит	Атабаска	Алданский щит	Балтийский щит	Пайн-Крик
1	19	43	20	11	19
2	31	26	25	25	42
3	13	25	31	29	34
4	12	6	18	6	4
5	11	0	4	5	0
6	5	0	1,2	0,7	0
7	3	0	0	0	0

мы за 100 %, то относительная площадь гистограмм в пределах единичных циклов может служить мерой экстенсивности проявления этапов активизации, отражающихся в энтропии физических полей.

Данные табл. 4 позволяют сделать следующие выводы:

по степени неупорядоченности гравитационного поля, очевидно, отражающей гетерогенность земной коры по плотности, намечается следующий ряд (по убыванию): Южно-Африканский щит — Алданский щит — Балтийский щит — Пайн-Крик — Атабаска;

максимальная экстенсивность первого цикла, соответствующая наименьшей гетерогенности блоков земной коры, установлена для Атабаски, где к ним приурочены уникальные месторождения «типа несогласия». Площади с таким уровнем неупорядоченности гравитационного поля выявлены на Южно-Африканском щите, где известны уникальные месторождения алмазов Кимберли, и на Балтийском щите, где к ним приурочены уникальные уран-ванадиевые месторождения;

по экстенсивности второго и третьего циклов близки между собой Атабаска, Алданский, Балтийский щиты и Пайн-Крик. Именно на эти циклы приходятся наиболее масштабные по площади перестройки земной коры указанных территорий. Особенно это касается Пайн-Крик, где к площадям с третьим уровнем энтропии приурочены все известные урановые месторождения «типа несогласия». На Южно-Африканском щите наибольшая экстенсивность характерна для второго цикла;

по количеству циклов изменения уровня

энтропии гравитационного поля и коррелируемых с ними этапов структурно-вещественных перестроек намечается следующий ряд (по увеличению): Атабаска — Пайн-Крик — Балтийский щит — Алданский щит — Южно-Африканский щит.

Отмеченная выше цикличность с теми же периодами наблюдается и на гистограммах энтропии магнитного поля, однако в первых циклах она проявлена значительно слабее по сравнению с гравитационным полем. Наиболее часто встречаемая энтропия магнитного поля (80—90 %) имеет значительно более высокий уровень, превышающий 2.

С учетом выявленной цикличности изменения энтропии гравитационного поля и периодов ее построены карты районирования с интервалом изолиний энтропии гравитационного поля 0,56 для первых трех циклов и 0,32 — для всех последующих (рис. 2).

По неупорядоченности (энтропии) гравитационного поля в Атабаске выявилась отчетливая зональность энтропии трех основных циклов распределения. Этой зональности соответствуют три блока земной коры: северо-западный и юго-восточный с одинаково низкими значениями энтропии и центральный — с наиболее высокими. Первые два блока можно рассматривать как блоки, претерпевшие однократную структурно-вещественную перестройку; в пределах центрального блока их было, по-видимому, не менее трех. В блоках с наиболее низким уровнем неупорядоченности гравитационного поля локализуется все известное урановое оруденение (за исключением рудного района Клафф-Лейк с небольшими запасами), в

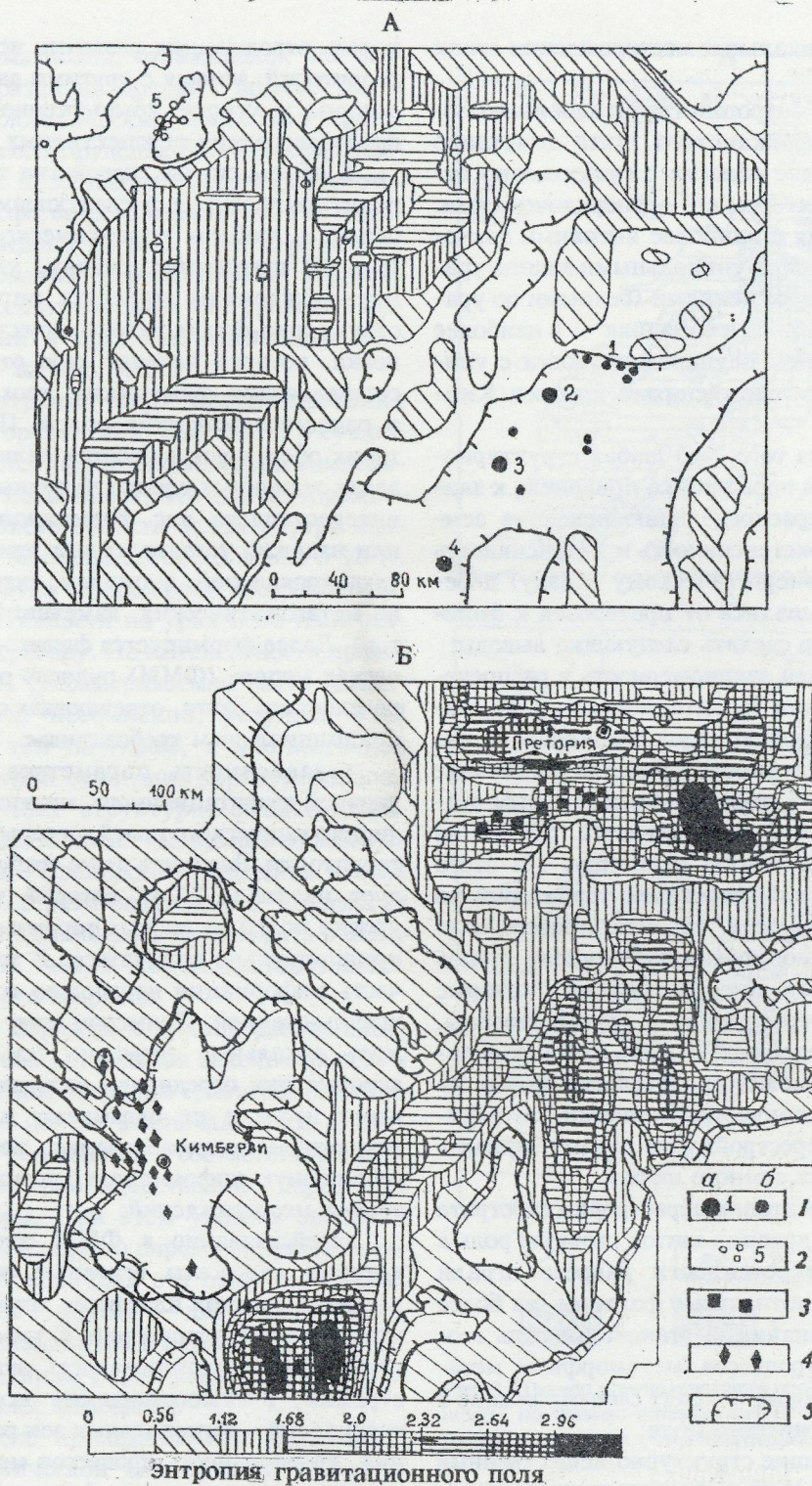


Рис. 2. Районирование древних щитов по степени неупорядоченности гравитационного поля:

А — Канадский щит (бассейн Атабаска), Б — Южно-Африканский щит (южная часть). 1 — ураново-рудные районы и уникальные месторождения «типа несогласия»: а) 1 — Рэббит-Лейк, 2 — Сигар-Лейк, 3 — Мак-Артур, 4 — Ки-Лейк (1—4 — цифры на рисунке); б) прочие месторождения; 2 — месторождения ураново-рудного района Биверлодж; 3 — золото-урановые месторождения Витватерсранд; 4 — поля кимберлитовых трубок Кимберли; 5 — площади распространения оптимального диапазона информативных геофизических признаков для месторождений «типа несогласия» и кимберлитовых трубок

том числе уникальные месторождения «типа несогласия».

На карте энтропии гравитационного поля Южно-Африканского щита отчетливо выделяются две области с существенно различным характером его неупорядоченности: юго-восточная с наиболее высокими значениями энтропии и уникальными золото-урановыми месторождениями (бедными по урану) Витватерсранд и западная — с наиболее низким уровнем неупорядоченности с уникальными месторождениями алмазов Кимберли.

Исходя из того, что любая структурно-вещественная перестройка приводила к значимому перераспределению вещества земной коры, а экстенсивность и интенсивность (по общему энергетическому вкладу) перестроек уменьшались от протерозоя к фанерозою, можно сделать следующие выводы:

уникальная закономерность в распределении энтропии гравитационного поля, являющейся мерой его неупорядоченности, отражает гетерогенность в распределении масс земной коры, которая с каждым новым этапом перестройки увеличивается, причем на строго определенную величину. Из этого следует, что районирование территорий по неупорядоченности гравитационного поля адекватно районированию по числу этапов эволюционных преобразований, которые претерпела территория. С другой стороны, строго определенный уровень изменения энтропии поля может свидетельствовать о соизмеримых количествах энергии, затрачиваемых на перестройку на разных этапах в разных частях земного шара;

на первых этапах перестройки субстрата земной коры древних щитов главную роль в создании гетерогенности разреза играли структурно-плотностные факторы, на более поздних — значимой становится роль геохимических процессов (метаморфизм, метасоматоз), которые находят свое отражение в энтропии магнитного поля;

последующие структурно-вещественные перестройки, в целом усиливая гетерогенность земной коры территорий, снижали ее уровень на части территорий, о чем свидетельствует асимметрия распределения энтропии на 1—3 циклах.

Статистические и спектральные параметры физических и радиогеохимического

полей, отражающих развитие исследуемых территорий, наряду с другими данными заложены в основу компьютерной системы прогнозирования перспективных площадей.

В общем случае, идеология такого прогноза заключается в следующем. Рудному объекту любого иерархического уровня (рудной провинции, району, узлу, полю, месторождению) присуща определенная структурно-физико-геохимическая обстановка, которая находит свое отражение в составляющих физических, геохимических и радиогеохимических полей. Признаками таких обстановок являются наличие в пределах эталонных площадей рудных объектов интересующего нас формационного типа или надежно установленных признаков его (рудопроявлений, аномалий, гидротермально-метасоматических изменений пород и т.д.). Далее формируется физико-математическая модель (ФММ) рудного объекта определенного ранга, отвечающая следующим принципиальным требованиям:

независимость параметров ФММ от уровней гравитационного, магнитного и радиогеохимического полей интересующей нас территории. Важность этого требования следует из табл. 1, из которой видно, что уровни полей на разных территориях могут принципиально отличаться. В то же время часть информации неизбежно остается неиспользованной. Примером тому могут служить локальные аномалии (см. табл. 2), которые при осреднении оказываются равными нулю и не оказывают влияния на результаты прогнозирования, хотя несут в себе ценную информацию о поисковых критериях месторождений;

задействование в ФММ элементов, в которых заложены основные особенности развития древних платформ, определяющие металлогению территорий. К ним относятся количество и экстенсивность этапов перестройки, взаимоотношение исследуемых территорий и региональных зон разуплотнения, проявленность процессов метаморфизма, вещественный состав фундамента и протерозойского чехла, радиогеохимические и геохимические особенности пород и ряд других [2].

Для УРП Атабаска выявлено 10 информативных геофизических признаков (ИГП) — трансформант гравитационного, магнит-

ного и гамма-полей, отражающих как особенности развития древних щитов, так и общеметаллогенические поисковые критерии уранового оруденения — месторождений «типа несогласия». Графическое отображение сформированной ФММ УРП Атабаска приведено на рис. 3, А, а результат прогнозирования перспективных территорий на рассматриваемый тип урановых месторождений в пределах Амга-Алданского кратона — на рис. 3, Б.

Рассмотрение карт прогнозирования уранового оруденения, каковыми, в сущности, являются приведенные карты композиций ИГП, показывает, что все месторождения эталонного объекта лежат внутри контуров, где накладывается не менее 5 ИГП. Исходя из этих соображений построена карта перспективности на уран и по Амга-Алданскому кратону. По интенсивности проявления ИГП рассматриваемая часть Алданского щита, несомненно, уступает УРП Атабаска; тем не менее, в юго-восточной части площади отчетливо картируется зона благоприятных структурно-физико-геохимических обстановок, где возможно выявление богатого уранового оруденения в зоне структурно-стратиграфического несогласия пород кристаллического фундамента и платформенного чехла верхнепротерозойско-кембрийского возраста.

Таким образом, в данной работе впервые выявлена уникальная закономерность в распределении энтропии гравитационного и магнитного полей, заключающаяся в циклическом ее увеличении в соответствии с этапами структурно-вещественных перестроек земной коры. При этом уровень энтропии изменяется на строго определенную величину, причем величина эта одна для первых трех циклов и другая — для последующих, что коррелирует в первом случае с наиболее древними перестройками, во втором — с наиболее молодыми.

Выяснено принципиальное отличие по металлогенической специализации блоков земной коры, выделяемых по неупорядоченности физических полей. Крупные и уникальные месторождения «типа несогласия» с богатыми рудами УРП Атабаска, уран-ванадиевые месторождения Онежского рудного района, алмазы Кимберли локализируются в блоках, на которых проявлена, главным

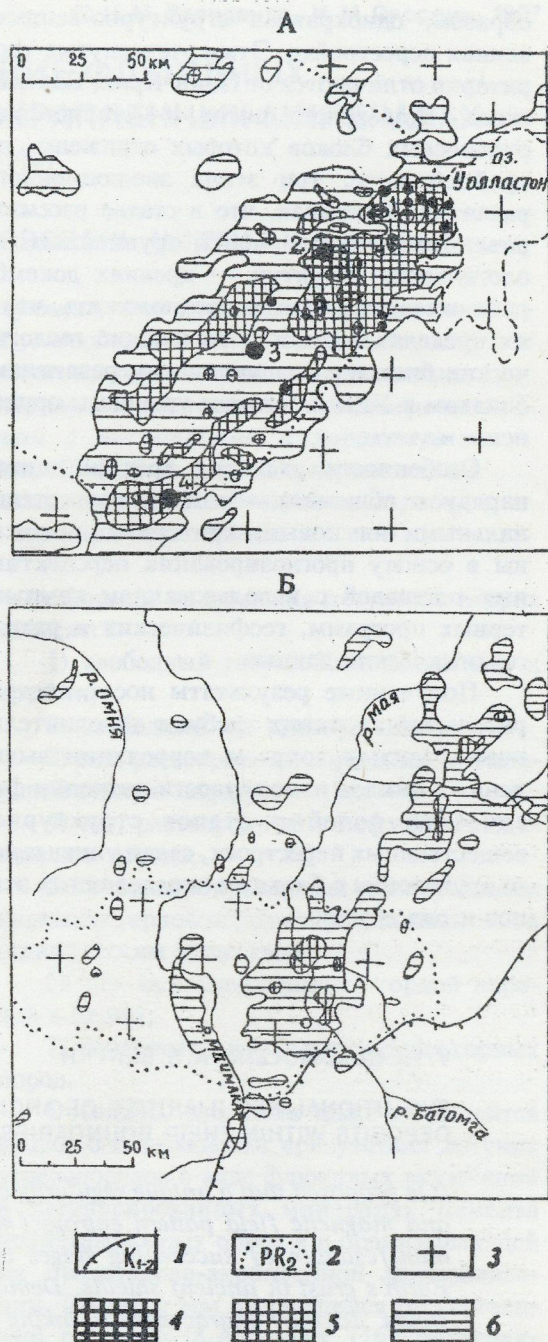


Рис. 3. Пример прогнозирования перспективных площадей по физико-математической модели ураново-рудной провинции («тип несогласия»):

А — графическое отображение ФММ УРП Атабаска, Б — то же, по Алданскому щиту. Результат прогнозирования по ФММ УРП Атабаска. Области распространения: 1 — вулканогенно-осадочных и интрузивных образований K_{1-2} , 2 — платформенных отложений PR_2 , 3 — пород кристаллического фундамента $A-PR_1$. Среднее значение композиции ИГП: 4 — 10 (9—11), 5 — 8 (7—9), 6 — 6 (5—7). Остальные условные обозначения см. рис. 2

образом, однократная структурно-вещественная перестройка. Этим упомянутые территории отличаются от Пайн-Крик, Балтийского и Алданского щитов, в металлогении рудоносных блоков которых отражены, по крайней мере, три этапа эволюционного развития. Учитывая, что в статье рассматриваются лишь фрагменты крупнейших геологических структур — древних докембрийских щитов, можно предположить, что в их пределах возможно выявление геологических блоков с эволюционным развитием, близким к УРП с богатым урановым оруденением.

Особенности развития древних щитов наряду с общеметаллогеническими региональными поисковыми критериями положены в основу прогнозирования перспективных площадей с использованием компьютерных программ, геофизических и радиогеохимических данных.

Полученные результаты носят предварительный характер: требуют дополнительного изучения вопросы корреляции выявленных циклов изменчивости энтропии физических полей и этапов структурно-вещественных перестроек, связи уникального оруденения с блоками определенных этапов и ряд других.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Витте Л.В. Типы континентальной земной коры и история их развития. — Новосибирск: Наука, 1981.
2. Временные методические рекомендации по прогнозно-поисковому комплексу геофизических и геохимических методов исследований при поисках скрытых богатых комплексных урановых месторождений в древних углеродсодержащих толщах юго-восточной части Балтийского щита / Под ред. В.Е.Голомолзина. — СПб., 1993.
3. Лаверов Н.П., Смилкстын А.О., Шумилин М.В. Зарубежные месторождения урана. — М.: Наука, 1983.
4. Рундквист Д.В., Дагелайский В.Б., Хильтова В.Я. Зональность и эволюционные ряды рудоносных структур докембрия // Геология рудных месторождений. 1994. 36, № 5. С.387—400.
5. Основы прогноза ураново-рудных провинций и районов / Под ред. Н.П.Лаверова. — М.: Недра, 1986.
6. Синицын А.В. Региональная тектоника и металлогения раннего докембрия. — Л.: Недра, 1990.
7. Щеглов А.Д. О металлогении Южно-Африканской Республики, генезисе золоторудных месторождений Витватерсранд и проблеме открытия их аналогов в России. — СПб., 1994.
8. Geological series — explanatory notes / Alligator River: Northern Territory / Sheet SD/53-1. Compiled by R.S.Needham. Canberra, 1984.
9. Geological survey 1:250000 / Kimberly, West Rand, East Rand. Pretoria. 1984.
10. Uranium Exploration in Athabasca Basin, Saskatchewan, Canada. Ed. E.M.Cameron. 1983.

V. Ye. GOLOMOLZIN, A. S. SERYKH

EVOLUTIONAL PECULIARITIES OF ANCIENT SHIELDS AND PREDICTION OF MINERAL DEPOSITS WITHIN THEIR BOUNDARIES FROM GEOPHYSICAL DATA

It is proposed that a unique regularity consisting in strictly cyclic variations of gravity and magnetic field pattern entropy (measure of disorder) may be interpreted as a manifestation of succeeding stages of structural-material restructurization of the Earth's crust in ancient shields. Demarkation of land areas based on the physical fields' disorder characteristics, taking into consideration the established relation of known U, Au and diamond deposits to certain cycles of their entropy variations (along with other geophysical indicators), permits to identify the blocks that are promising for certain formational types of mineral deposits.

УДК 551.263:552(477.5)

© Н. М. Давиденко, И. М. Сворень, 1997

ПОИСКОВО-ОЦЕНОЧНОЕ ЗНАЧЕНИЕ ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В ПРОЖИЛКОВО-ВКРАПЛЕННЫХ МИНЕРАЛАХ НЕФТЕГАЗОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Н. М. ДАВИДЕНКО (ИКЗ СО РАН), И. М. СВОРЕНЬ (ИГГИ АН Украины)

Приведены новые данные, свидетельствующие, что нефтегазообразование и формирование промышленных залежей углеводородов сопровождается развитием во вмещающих их породах прожилково-вкрапленной минерализации со специфичными флюидными включениями. Намечается закономерная связь особенностей этой минерализации с масштабами и характером нефтегазоносности локальных объектов. Показана высокая перспективность термобарогеохимических исследований при поисково-оценочных работах применительно к месторождениям горючих ископаемых.

До настоящего времени прожилково-вкрапленная минерализация вообще и флюидные включения в минералах из минералого-геохимических ореолов различных типов залежей горючих ископаемых в частности, по совершенно непонятным причинам, не привлекали должного внимания отечественных специалистов. Вместе с тем, согласно результатам исследований зарубежных ученых и с учетом фактических материалов, полученных авторами, вряд ли можно сомневаться в актуальности данной проблемы и перспективах ее разработки в наших странах [15].

Роль поисковой геохимии применительно к отечественным месторождениям горючих ископаемых раньше в основном ограничивалась использованием разработанной в 40-х годах В.А.Соколовым [18] газовой съемки с дальнейшими ее модификациями [6] и обеспечением литогеохимических исследований [5].

Как известно, теоретическим фундаментом обычной газовой съемки служат посылка о субвертикальной миграции газов и паров жидких углеводородов из сформированных нефтегазовых залежей к поверхности Земли и положение о специфике химического состава летучих углеводородов, обуславливающих зарождение аномалий в подпочвенном слое над залежами горючих ископаемых [20].

По мнению идеологов традиционной газовой съемки и разработчиков соответствующих видов каротажа, к наиболее значи-

мым формам нахождения летучих в недрах относятся:

- 1) свободный газ сообщающихся пор и трещин;
- 2) свободный газ замкнутых пор;
- 3) газ, растворенный в воде, пропитывающей горную породу;
- 4) газ, растворенный в нефтях, находящихся в породе;
- 5) газ, сорбированный минеральным каркасом горной породы и рассеянным в ней органическим веществом;
- 6) газ, окклюдируемый горной породой в целом;
- 7) конденсат в порах и трещинах горных пород.

Очевидно, при этом даже не ставится вопрос о возможности присутствия летучих углеводородов в виде флюидных включений в регенерированных минералах цемента нефтегазоносных пород и в пронизывающей их прожилково-вкрапленной минерализации. Вместе с тем выдающийся отечественный геохимик А.А.Сауков [16] подчеркивал, что для поисковых целей применительно к нефтегазовым месторождениям значительных глубин главное внимание должно уделяться не современным газовым ореолам, а следам их бывшего функционирования.

Кроме того, ряд авторов по результатам геотермических исследований нефтегазоносных толщ отмечает локальные температурные аномалии (от 1 до 15—20°C), которые не совпадают ни со сводами продуктив-

ных антиклинальных структур, ни с наиболее богатыми участками конкретных месторождений [7].

Напомним, что для реализации геохимических съемок (газовой по воздуху в почвенном слое, газокерновой, газовой по буровому раствору, битумной, геомикробиологической, окислительно-восстановительного потенциала и др.) предусматривается соответствующее опробование [9].

В.П.Бирюлин и др. [3] акцентируют внимание на возможностях поисков нефтегазовых месторождений и методом дистанционной лазерной спектроскопии метана в приземном слое атмосферы.

При обычной газовой съемке к прямым поисковым признакам нефтегазоносности относятся инструментально устанавливаемые аномалии концентраций углеводородных газов (от метана до гексана включительно). В качестве благоприятных факторов рассматриваются вскрываемые буровыми скважинами проявления битумов, наличие в подземных водах растворенных органических соединений, обнаружение в потенциально нефтегазоносных породах следов химических и биохимических превращений нефти, а также специфический солевой и ионный состав подземных вод (в частности, присутствие в них ионов галоидов, HCO_3^- и растворенных солей CaCl_2 , MgCl_2 и др.).

Положительным считается и выявление микроорганизмов, специализирующихся на усвоении индивидуальных нефтяных углеводородов. Менее определенными критериями нефтегазоносности служат повышенные величины окислительно-восстановительного потенциала разреза, а также аномальность его радиоактивности и другие особенности геохимических и геофизических полей.

Как известно, уплотнение материнских пород способствует миграции нефти. Для накопления ее весьма благоприятны пласты пород с хорошими коллекторскими свойствами и слабопроницаемой крышкой. Вязкость нефтей на глубинах 3,0—3,5 км и при температуре около 100°C близка к свойственной жидкой фазе, т.е. 1 сантипуазу.

По Г.Г.Григорьеву [4], «переток» нефти из основных залежей в перекрывающие отложения происходит в периоды интенсивных тектонических движений. Резко повы-

шенная удельная насыщенность углеводородами образуется в слабо проницаемых покрывках продуктивных горизонтов.

Заметим, что в 80-е годы в СССР на основании открытия «явления парагенезиса субвертикальных зонально-кольцеобразных геофизических, геохимических и биогеохимических полей в осадочном чехле земной коры» [24] широкое развитие при поисках нефтегазовых месторождений приобрели литогеохимические исследования [5]. Их сторонники полагают, что формирование свойственных нефтегазоносным бассейнам зонально-кольцеобразных структур сопровождается развитием чередующихся полос уплотнения и разуплотнения горных пород. Образование этих структур обуславливает интенсивный массоперенос из залежей и образование новых материалов, что находит свое отражение в зарождении геохимических, минералогических и геофизических аномалий [6, 10, 11, 13, 14, 22].

Таким образом, теоретические основы собственно газовой съемки и применяемых в нефтегазовой отрасли литогеохимических методов, в сущности, весьма сходные. Вероятно, поэтому, как отмечают А.В.Петухов и др. [12], около 30 % и современных каротажных заключений не подтверждается последующими технологическими испытаниями. При недостаточном учете литологических особенностей разрезов и физических свойств вскрываемых скважиной горных пород их газокаротажная кривая может давать искаженную информацию. Особенно низкой оказывается эффективность каротажа применительно к карбонатным и слабо пористым толщам. Кроме того, надо иметь в виду, что получаемые традиционными геохимическими методами аномалии нередко фиксируются и в непродуктивных локальных объектах [19, 23]. Поэтому, несмотря на большую трудоемкость, эти методы в общем недостаточно эффективны прежде всего для определения по буровым материалам первоочередных, наиболее перспективных нефтегазоносных участков.

Полученные нами на примере Украины и, в меньшей мере, других территорий фактические данные с учетом новых литературных сведений указывают на большую перспективность метода термобарогеохимии применительно к поискам месторождений

горючих ископаемых [8, 15]. Они дают основания полагать, что природное нефтегазообразование и формирование промышленных залежей углеводородов при различном сочетании эндогенных и экзогенных факторов сопровождаются значительными изменениями нефтематеринских и вмещающих месторождения пород. Одним из ярких индикаторов этих изменений служит прожилково-вкрапленная минерализация с углеводородными флюидными включениями. Интенсивность развития данной минерализации и специфика ее флюидных включений имеют прямую связь с масштабностью и характером нефтегазоносности осадочных толщ.

Площади распространения прожилково-вкрапленной минерализации с углеводородными флюидными включениями обычно во много раз превышают размеры залежей нефти и газа, что, естественно, весьма важно для существенного повышения эффективности проведения поискового бурения, в том числе и на шельфе арктических морей.

Как выясняется, весьма информативным критерием характера предполагаемой нефтегазоносности локальных объектов являются уровень многотипности, степень газонасыщенности и вещественный состав флюидных включений в постседиментационных минеральных образованиях толщ, перспективных (по общегеологическим, аэрокосмическим, геофизическим и другим данным) на углеводородное сырье.

Результаты наших исследований в Центральной части Днепровско-Донецкой впадины Украины (участок скважины Андрияшевская-14) свидетельствуют, что в разрезе песчано-глинистых толщ по направлению к продуктивному на нефтегазоносность пласту песчаников постепенно возрастают интенсивность развития и мощность карбонатных прожилков с вкрапленностью пирита (в меньшей мере других сульфидов). Также изменяется и специфика флюидных включений в постседиментационных минералах (таблица).

Например, в керне скважины Андрияшевская-14 прожилковый кальцит из аргиллитовой кровли продуктивных песчаников характеризуется обилием флюидных включений разнообразной морфологии и неодинакового наполнения при высокой газонасы-

щенности преимущественно низкотемпературными углеводородами (обр. 2). В нем установлена резко повышенная концентрация низкомолекулярных углеводородов. Она превышает показатели, полученные и для продуктивных песчаников (обр. 1, 4).

Еще более существенная аномалия концентраций низкомолекулярных углеводородов выявлена по прожилковому кальциту в аргиллитах, подстилающих продуктивный горизонт (обр. 2). Непосредственно же в этих аргиллитах доминирующим газовым компонентом является CO_2 .

Прямая связь масштабности нефтегазоносности песчано-глинистых толщ и термобарогеохимических особенностей их прожилково-вкрапленной минерализации подтверждается и анализами керна скважины Андрияшевская-7 (слабо продуктивная), Андрияшевская-12 (непродуктивная), Шостаковская-1 (недостаточно исследованная) и др. (см. табл.).

Идентичные факты установлены нами и для Карпатского региона. В частности, в практически не нефтегазоносном (по геологоразведочным работам) участке Добромиль-Стрельбицкой площади (в разрезе, вскрытом скважиной 33) на глубине 5439—5443 м развиты единичные микропрожилки кальцита с очень мелкими (0,01—0,001 мм) однотипными включениями, в которых содержание газа весьма низкое ($0,011 \cdot 10^{-6}$ г/г кальцита). Еще ниже газонасыщенность аргиллитов, вмещающих кальцитовые прожилки участка.

Вместе с тем на промышленно нефтегазоносных площадях Предкарпатья, например, на Летнянском газовом месторождении (скважина 10), прожилково-вкрапленной минерализации аргиллитов на глубине 1641 м свойственны разнообразные по морфологии флюидные включения до 0,02 мм в поперечнике с весьма высокой (в основном метановой) газонасыщенностью ($2,00 \cdot 10^{-6}$ г/г кальцита). Вверх по разрезу осадочной толщи Летнянского месторождения, с удалением от данного продуктивного горизонта, степень разнообразности флюидных включений и их газонасыщенность постепенно убывают.

Интересные материалы получены и на Сходненской площади Предкарпатья. Здесь

Состав газовых компонентов флюидных включений в минералах прожилков и вмещающих пород (по результатам масс-спектрометрического анализа)

№№ проб	Характеристика и место отбора проб	Особенности флюидных включений в минералах	Состав газовых компонентов и их концентрация, (% объемные) / (содержание в г / 1 г пробы · 10 ⁻⁶)					
			CO ₂	N ₂	CH ₄	C ₂ H ₆	C ₃ H ₈	H ₂
1	Аргиллит темно-серый с микропрожилками кальцита из внешней зоны кровли нефтегазоносного горизонта; скв. А-14, гл. 4650 м	Очень мелкие жидкие и газожидкие с жидким наполнением 90 %	93,40 0,517	3,43 0,115	2,91 0,016	—	—	0,26 0,0005
2	Кальцит среднезернистый серовато-белый с мелкой вкрапленностью черного сфалерита; скв. А-14, гл. 4685 м	Изометричной формы, около 0,05 мм в поперечнике, беспорядочно размещенные, преимущественно жидкие, реже газожидкие с температурой гомогенизации от 190°C до 120—110°C	13,24 0,036	17,65 0,030	60,29 0,059	—	—	1,47 0,0002
3	Аргиллит темно-серый уплотненный, вмещающий карбонатный прожилок, из кровли нефтегазоносного пласта песчаника; скв. А-14, гл. 4685 м	Под оптическим микроскопом не установлены	79,22 0,650	9,64 0,050	10,84 0,032	—	—	0,30 0,0001
4	Песчаник серовато-бурый среднезернистый из верхней части нефтегазоносного горизонта; скв. А-14, гл. 4690 м	В основном жидкие, иногда газожидкие с наполнением 80—90 %, 0,005 мм в поперечнике, сосредоточены в зернах кварца	18,75 0,014	10,41 0,005	60,42 0,046	6,25 0,003	—	4,17 0,0001
5	Песчаник средне-разнозернистый серовато-бурый из середины нефтегазоносного пласта; скв. А-14; гл. 469 м	То же, что в пробе 4	23,38 0,010	4,41 0,001	68,81 0,011	—	—	3,40 0,0001

№№ проб	Характеристика и место отбора проб	Особенности флюидных включений в минералах	Состав газовых компонентов и их концентрация, (% объемные) / (содержание в г / 1 г пробы · 10 ⁻⁶)					
			CO ₂	N ₂	CH ₄	C ₂ H ₆	C ₃ H ₈	H ₂
6	Кальцит среднезернистый серовато-бурый из прожилка в аргиллите с мелкой вкрапленностью пирита; скв. А-14, гл. 4700 м	Доминируют включения изометричной формы около 0,001 — 0,003 мм в поперечнике, в основном жидкие, иногда более крупные газозово-жидкие с наполнением 90 %, а в желтых кристаллах и около 50—60 %	3,47 0,113	4,05 0,084	84,96 1,008	6,27 0,130	1,06 0,035	0,19 0,0002
7	Аргиллит темно-серый, вмещающий прожилки карбонатов; скв. А-14, гл. 4700 м	Под микроскопом не выявлены	76,85 0,512	7,96 0,034	14,26 0,034	0,56 0,003	—	0,37 0,0001
8	Аргиллит темно-серый с микропрожилками кальцита; скв. А-7, гл. 4620 м	Весьма мелкие жидкие	84,77 0,518	5,17 0,020	6,90 0,015	2,87 0,011	—	0,29 <0,001
9	Аргиллит темно-серый, вмещающий микропрожилки кальцита (с зернами карбонатов); скв. А-7, гл. 4620 м	Не выявлены	68,35 0,086	18,99 0,015	11,39 0,005	—	—	1,27 <0,001
10	Алеврит темно-серый, перекрывающий песчаник; скв. А-12 (непродуктивная), гл. 4945 м	Под микроскопом не выявлены	90,01 0,110	4,99 0,004	3,75 0,020	—	—	1,25 <0,001
11	Аргиллит темно-серый с прожилками кальцита и вкрапленностью пирита; скв. Ш-1, гл. 4965 м	Очень мелкие жидкие в кальците	40,81 1,188	1,21 0,022	50,01 0,529	7,76 0,144	—	0,21 <0,001
12	Песчаник мелкозернистый кремзистый с прослойками углелистого вещества; скв. Ш-1, гл. 4967 м	Очень мелкие, преимущественно жидкие, иногда газозово-жидкие с различным наполнением в кварцевых зернах	71,83 0,081	21,13 0,015	5,63 0,002	—	—	1,41 <0,001

Примечание. Скажины: А - Андрияшевская, Ш - Шостаковская

в керне скважины № 3 на глубине 4067—4071 м обнаружены обильные кальцитовые прожилки с включениями, состоящими на 70—80 % из жидкой нефтяной фазы. Они характеризуются температурой гомогенизации 121°C и давлением 69,2 МПа. Экстрагируемая из этих включений жидкая углеводородная фаза имеет концентрацию $5,00 \cdot 10^{-6}$ г/г кальция. Показатель концентрации жидкой фазы, экстрагируемой непосредственно из аргиллитов, несравнимо ниже. Отношение этих концентраций равно $2,40 \cdot 10^{-2}$.

Таким образом, выясняется большое практическое значение исследований флюидных включений в минералах прожилково-вкрапленной минерализации предположительно нефтегазовых локальных объектов. Проявления данной минерализации легко обнаруживаются невооруженным глазом даже при беглом осмотре керна буровых скважин. Более того, кварцевые, халцедоновые, карбонатные и т.п. постседиментационные образования из ореолов нефтегазовых залежей довольно хорошо сохраняются и при низком выходе керна. Они могут улавливаться и по шламовому материалу.

Как свидетельствуют литературные источники, для крупных нефтяных и газово-конденсатных месторождений, например, Алжира характерно обильное окварцевание вмещающих пород [1]. Также значительные минералого-геохимические ореолы свойственны широко известному Карачаганакскому нефтегазоконденсатному и другим месторождениям [17], в том числе и многоярусным Западно-Сибирской плиты [2, 22].

Подчеркнем, что термобарогеохимический анализ прожилково-вкрапленной минерализации вполне реально и наиболее целесообразно производить в комплексе с традиционными литологическими исследованиями керна и шлама скважин нефтегазовых бассейнов. Он в основном реализуем и в комплексе литогеохимических исследований, включающих вакуумную декрептометрию [21].

Имеющиеся в настоящее время материалы дают основание полагать, что процессы генерирования нефтегазовых залежей и развития в их ореолах прожилково-вкрапленной минерализации контролируются физико-геологическими и геодинамическими

особенностями нефтегазовых структур. Эти же особенности обуславливают и специфику природных ландшафтов, контролируемую системой индикаторов глубинного строения, геодинамики и характера геофизических полей локальных нефтегазовых объектов. Такие индикаторы надежно фиксируются специализированным дистанционным зондированием и выявляются тематическим дешифрированием получаемых при этом аэрокосмических материалов [10].

Следовательно, анализ флюидных включений в минералах прожилково-вкрапленных образований потенциально нефтегазовых толщ целесообразно проводить параллельно с дешифрированием аэрокосмических материалов, в том числе и при инвентаризации природных ресурсов нефтегазовых областей. Ревизия керна и шлама ранее пробуренных структурных, параметрических, поисковых и разведочных скважин с термобарогеохимическим анализом прожилково-вкрапленной минерализации позволит на качественно новом уровне и при минимальных затратах времени и материальных средств уточнить перспективность как изученных (иными методами) локальных объектов, так и прилегающих территорий. Ранее пробуренные скважины могли пройти в стороне от промышленных залежей, но вскрыть ореолы ассоциирующей с ними прожилково-вкрапленной минерализации со специфичными флюидными включениями. Это даст основание вносить коррективы в направления геологоразведочных работ в конкретных районах, а также более определенно судить о вероятности промышленной нефтегазовости глубже забоя скважины, в том числе и на удалении (от первых сотен метров) по латерали от ее ствола.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аксенов А.А., Размышляев В.В., Трачук В.Г. Условия формирования месторождений-гигантов // Геология нефти и газа. 1979. № 6. С. 50—55.
2. Баженов В.А., Недолово Н.М., Симонова И.Г. Вторичное минералообразование в покрышках месторождений углеводородов // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 10. С. 61—66.
3. Бирюлин В.П., Голубев О.А., Миронов В.Д. и др. Геохимические поиски газонефтяных залежей методом дистанционной лазерной спектроскопии ме-

- тана в приземном воздухе // *Геология нефти и газа*. 1979. № 4. С. 27—31.
4. Григорьев Г.Г. Некоторые закономерности процессов вертикальной миграции углеводородов на примере нефтяных месторождений Волго-Уральской нефтегазоносной области и других районов / Генезис нефти и газа. — М.: Недра, 1967. С. 447—459.
 5. Зубайров С.П., Петухов А.П., Дорогокупец Т.И. и др. Литогеохимические исследования при поисках месторождений нефти и газа. — М.: Недра, 1987.
 6. Кравченко Л.С., Тищенко В.А., Барышев В.А. Минералогические исследования при поисках нефти и газа / Вопросы геологии Южного Урала и Южного Поволжья. — Саратов, 1986. С. 46—55.
 7. Куксов Г.А., Осадчий В.Г. Фильтрационно-диффузионная природа геотермических аномалий над залежами углеводородов // *Геология нефти и газа*. 1977. № 8. С. 32—36.
 8. Лукин А.Е. Формации и вторичные изменения каменноугольных отложений Днепровско-Донецкой впадины в связи с нефтегазоносностью. — М.: Недра, 1977.
 9. Методические рекомендации по геохимическим методам поисков месторождений нефти и газа. — М.: ОНТИ ВНИИ ЯГГ, 1975.
 10. Михайлов А.В., Саблина И.Б. Миграция углеводородов и возможность установления отражения их ореолов в ландшафте аэрокосмическими методами / Прогнозирование структур осадочного чехла на основе комплексной интерпретации и обработки на ЭВМ аэрокосмических и геолого-геофизических данных. — М.: ВНИИГРИ, 1990. С. 21—33.
 11. Неручев С.Г., Двали М.Ф. Поисковые критерии прогноза нефтеносности. — Л.: Недра, 1969.
 12. Петухов А.В., Дорогокупец Т.И., Зверева О.В. Научные основы литогеохимических методов поисков месторождений нефти и газа / Особенности технологии геохимических методов поисков месторождений нефти и газа. — Алма-Ата, 1990. С. 28—29.
 13. Петухов А.В. О роли литолого-структурных и геохимических барьеров в процессе формирования аномальных концентраций над залежами нефти и газа // Докл. АН СССР. 1977. Т. 236. № 5. С. 1222—1225.
 14. Петухов А.В., Тихомирова Е.С. Зональность вторичного минералообразования над месторождениями углеводородов // *Геология нефти и газа*. 1984. № 6. С. 30—35.
 15. Реддер Э. Флюидные включения в минералах. — М.: Мир, 1987. Т. 2.
 16. Сауков А.А. Геохимия. — М.: Наука, 1966.
 17. Сианисян Э.С. Термобарогеохимия и палеогидрогеотермия нефтегазоносных отложений: Автореф. дисс. докт. г.-м. наук. — М., 1994.
 18. Соколов В.А. Очерки генезиса нефти и газа. — М.-Л.: Гостоптехиздат, 1948.
 19. Старобинец И.С. О природе геохимических аномалий, не связанных с промышленными скоплениями углеводородов / Особенности технологии геохимических методов поисков месторождений нефти и газа. — Алма-Ата, 1990. С. 18—19.
 20. Теоретические вопросы геохимических методов поисков залежей нефти и газа. — М.: Недра, 1980.
 21. Тимофеев Г.И., Яночкина Л.В. Применение вакуумной декрептометрии для прогнозирования нефтегазоносности карбонатных разрезов / Особенности технологии геохимических методов поисков месторождений нефти и газа. — Алма-Ата, 1990. С. 93—94.
 22. Ушатинский Н.Н., Заринов О.Г. Минералогические и геохимические показатели нефтегазоносности мезозойских отложений Западно-Сибирской плиты. — Свердловск, 1978.
 23. Чахмачев В.А. и др. Геолого-геохимические методы оценки нефтегазоносности локальных объектов / Отв. редакторы: В.А. Чахмачев, В.И. Тихомиров. — М., 1993.
 24. Явление парагенезиса субвертикальных зонально-кольцеобразных геофизических, геохимических и биогеохимических полей в осадочном чехле земной коры / Открытия в СССР, 1980. — М., 1981. С. 34—37.

N. M. DAVIDENKO, I. M. SVOREN'

EXPLORATION AND EVALUATION POTENTIALITIES OF FLUID INCLUSIONS IN VEINLET-IMPREGNATED MINERALS OCCURRING IN OIL-AND-GAS FIELDS

New data reported here suggest that oil and gas formation, as well as the formation of commercial hydrocarbon deposits, is accompanied by the development of veinlet-impregnated mineralization with specific fluid inclusions in the host rocks. There is a regular correlation between the peculiar features of this mineralization and the scale and character of oil and gas contents of local pools. It is shown that thermobarogeochemical techniques appear to be highly efficient when used in the exploration and evaluation of fuel mineral deposits.

УДК 552.323.6:551.71(551.56)

© Коллектив авторов, 1997

ДЕФОРМАЦИИ КЕМБРИЙСКИХ ПОРОД МАЛОБОТУОБИНСКОГО РАЙОНА, ВМЕЩАЮЩИХ КИМБЕРЛИТЫ

П. А. ИГНАТОВ (МГГА), В. А. ИВАШИН (Ботуобинская ГРЭ),
В. И. СТАРОСТИН, А. Б. ВОЛКОВ (МГУ), Я. И. ШТЕЙН (МГГА)

На основании анализа литологического состава, тектонических нарушений и структурно-петрофизических свойств раннепалеозойских осадочных толщ, вмещающих кимберлитовые трубки Мир, Спутник и им. XXIII съезда КПСС, установлены признаки их пластических и хрупких деформаций. Обоснованы проявления литостатических, магматических, линейных тектонических и ударно-взрывных деформаций.

Кембрийские осадочные породы широко распространены в Малоботуобинском алмазном районе и вмещают среднепалеозойские кимберлитовые и базальтовые трубки, дайки и силлы [8]. Наиболее изучена верхняя часть кембрийского разреза, представленная среднекембрийской верхоленской (мирнинской) и верхнекембрийской илгинской (холомолохской) свитами. Свиты сложены терригенно-карбонатными породами, отчетливо стратифицированы и включают ряд выдержанных маркирующих слоев доломитов и песчаников. Осадочная толща имеет преимущественно пологое (первые градусы) залегание, нарушенное в зонах разломов и вблизи рвущих магматических тел. В результате детального изучения разреза названных свит, вскрытого вблизи трубок Мир и им. XXIII съезда КПСС, были выявлены признаки вязко-пластических и хрупких деформаций пород, изучению которых и посвящена настоящая работа.

Пластические и хрупкие деформации пород илгинской свиты выражаются в виде микро-, макро- и мегатекстур нарушений нормальной слоистости с амплитудами от сантиметров до первых метров и представляют собой парагенезис смятия в мергелях, взбросов и сбросов в доломитах и песчаниках.

Специальное картирование уступов карьера трубки Мир и дешифрирование фототриграмметрических снимков стенок карьера показали наличие многочисленных малоамплитудных сбросов и, в меньшей мере,

взбросов, сформированных до внедрения кимберлитов [8].

Современная геологическая структура околорудного пространства трубки Мир определяется асимметричной антиклинальной складкой и линейным приразломным клиновидным грабеном с амплитудой 15–20 м, осложняющим ее центральную часть. В осевой плоскости этих структур располагается мощная субвертикальная зона дробления, выполненная слепой дайкой долеритов. Данная линейная структура имеет ширину около 500 м на дневной поверхности и сопровождается серией субпараллельных разрывных нарушений сбросо-взбросового характера, в отдельных случаях с приразломными флексурами.

Складка с амплитудой до 15 м затухает вниз по разрезу среднего кембрия и сопровождается сбросами. Линейная грабен-структура имеет суммарную амплитуду 15–20 м и ширину на дневной поверхности от 360 до 420 м. Породы в пределах грабен-структуры рассечены многочисленными сбросами высоких порядков. Осевая плоскость грабен-структуры совпадает с зоной дробления основного рудоконтролирующего шва (Параллельного разлома) Вилкойско-Мархинской системы глубинных разломов. Эта зона представляет собой медианную плоскость двугранного угла, построенного крутопадающими сместителями, ограничиваемыми клиноподобный грабен. Нижней своей частью грабен-структура гаснет на глубине 280 м, плавно переходя в много-

кратно подновляемую зону дробления Параллельного разлома.

Антиклинальная складка рассматривается в качестве надмагматической, поскольку расположена над слепой дайкой долеритов и в нижележащих толщах не выражена. Она, вероятно, сформировалась в раннюю фазу внедрения дайки. Грабен-структура образовалась позже складки и сопровождающих ее разломов, поскольку деформирует их. Она, очевидно, возникла в связи с высвобождением магматического материала в промежуточном очаге и просадкой дайки.

Таким образом складка, грабен-структура и сопровождающие их разломы сформировались в результате становления среднепалеозойских траппов, т.к. они проявлены до глубины около 300 м над дайкой основного состава и ниже практически не прослеживаются.

Очевидно, что сбросы образовались в условиях растяжения, поскольку они пространственно совпадают с осевой зоной разлома валообразной антиклинали, сопряженной с грабен-структурой и слепой крутопадающей докимберлитовой дайкой долеритов. Откартированные в карьере разрывные дислокации по отношению к кимберлитам трубок Мир и Спутник являются более древними.

В этап внедрения кимберлитов деформации были незначительными; они выражались в задирах пластов, примыкающих к трубкам, локальных малоамплитудных куполовидных поднятиях, одно из которых диаметром около 100 метров измеряется первыми метрами и затухает на удалении 25—30 м от контакта трубки Спутник, и сгущении трещиноватости в непосредственном экзоконтакте рудного тела. С.И.Костровицким [3] выделены радиальные и концентрические трещины в приконтактной части кимберлитового тела, которые автор связывает с газо-взрывным механизмом формирования диатрем. Очевидно, что деформации вмещающих пород имели ударно-взрывной характер. Поскольку в единых рудовмещающих структурах отмечается многофазность внедрения кимберлитов (жилы, дайки, афировые, порфиоровые фации, различные брекчии), то возможно проявление конфокального многократного ударного воздействия.

При документации керна скважины С-412, расположенной в 50 метрах севернее трубки имени XXIII съезда КПСС, неоднократно отмечались трещины со смещением, выполненные вторичными минералами — пиритом и кальцитом. Минерализованные трещинки тонкие, нитевидные, кривые, имеют в целом крутое падение и часто переходят в короткие межслоевые тупо выклинивающиеся прожилки. Морфология прожилков указывает на трещины отрыва, сформированные в условиях горизонтального сжатия.

При проведении разведочных работ геологами Ботуобинской экспедиции В.М.Судаковым, В.А.Ивашиным, В.А.Тараховским и др. установлены малоамплитудные субпослойные смещения кимберлитовых жил и трубок. Это говорит о горизонтальном сжатии, существовавшем после становления кимберлитов. Обстановка регионального сжатия во время внедрения кимберлитов предполагается рядом исследователей [1, 2, 4 и др.].

В околотрубочном пространстве трубки им. XXIII съезда КПСС амплитуды смещения видимых в керне нарушений составляют от 4–5 мм до 3 см. На контактах трещин, пересекающих песчаники или доломиты, не наблюдается никаких следов смятия, породы проявляют в данном случае хрупкие свойства. Однако если такая трещина пересекает слои мергелей или аргиллитов, на ее контактах обнаруживается изгибание слоев или изменение их мощности. Нередко можно наблюдать, что трещина, отчетливо видимая в слоях хрупких пород, попадая в пластичные разности, становится тоньше и быстро выклинивается.

Подобные нарушения горизонтальной слоистости прослеживаются по мощности в керне на первые дециметры, в стенках карьера — на первые метры. В верхних уступах карьера трубки им. XXIII съезда КПСС отчетливо наблюдаются два взброса с простиранием сместителя на СЗ, углом падения 60° и расстоянием между ними 10 м. Характерно, что эта деформация достаточно резко затухает вниз по разрезу илгинской свиты. Простирания плоскостей взбросов и большей части ранних кимберлитовых жил совпадают. Над взбросами конформно с ними отмечаются две простые пологие (с углами

падения до 10°) антиклинальные складки в породах юры.

По-видимому, отмеченные выше в керне С-412 вязко-хрупкие деформации слоистости являются признаками малоамплитудных взросов и сбросов, наблюдаемых в карьерах трубок Мир и им. XXIII съезда КПСС. По С-412, как и по ближайшему карьере, и по карьере трубки Мир происходит затухание складчато-разрывных дислокаций вниз по разрезу от илгинской до верхоленской свит. Отчетливо выражена тенденция пространственной приуроченности прожилковой минерализации к породам верхней части илгинской свиты, где фиксируется наиболее контрастное чередование доломитов и мергелей. Таким образом, повышенная трещиноватость сопровождает части разреза, сложенные породами илгинской свиты, наиболее предрасположенными к хрупким деформациям. Деформации с разрывом сплошности закономерно затухают в вязкой однородной среде глинисто-мергельных пород верхоленской свиты.

В целом для Малоботуобинского района разломы, контролирующие положение большинства кимберлитовых жил, длинные оси кимберлитовых трубок, спаренные тела трубок (Мир и Спутник) имеют отчетливое северо-западное простираие [9, 10]. Их следует относить к типу скрытых структур, которые с трудом выявляются по комплексу геолого-геофизических данных. По данным В.А.Ивашина (1991), минерализованные пиритом и кальцитом трещины отрыва совпадают с рудомещающими структурами, в которых располагаются кимберлитовые жилы трубки Мир.

Наблюдаемые нарушения отражают сложную историю тектонического развития Малоботуобинского района, в которой раннепалеозойские осадочные толщи испытали многоактное сжатие и растяжение вдоль и поперек напластования. По времени проявления они образуют следующую последовательность:

вертикальное региональное сжатие за счет литостатической нагрузки во время катагенеза ордовик-силурийской толщи, перекрывающей верхнекембрийскую илгинскую (холомолохскую) свиту, мощностью около 400 м;

вертикальное региональное (районное) растяжение за счет роста инверсионной ан-

тиклинали в девонское время и снятия литостатической нагрузки при палеоэрозии вышележащей толщи, мощностью 250—300 м [6, 8];

региональное горизонтальное растяжение при раскрытии зон раздвигов Вилуйско-Мархинской зоны глубинного разлома в девоне;

локальное вертикальное сжатие и растяжение во время внедрения слепых даек среднепалеозойских долеритов;

региональное горизонтальное сжатие в этап становления кимберлитов и непосредственно после него;

локальное вертикальное сжатие за счет ударно-взрывных явлений, сопровождавших внедрение кимберлитов и среднепалеозойских базальтовых трубок в девоне, с формированием соответствующих радиальных и дуговых структур;

локальное вертикальное сжатие за счет давления газов и артезианских вод в очагах их разгрузки, совпадающих с кимберлитовыми кустами;

локальное вертикальное растяжение при просадках, обусловленных выщелачиванием легкорастворимых минералов (каменной соли, гипса, кальцита) из водоносных горизонтов раннего кембрия агрессивными подземными водами;

региональное вертикальное сжатие в связи с накоплением карбон-пермских и юрских толщ и покровов мезозойских траппов;

локальное вертикальное сжатие в местах проявления мезозойских субвулканических трапповых интрузивов;

региональное и локальное вертикальное сжатие, обусловленное формированием мезозойских штамповых структур в осях флексур и коробчатых складок.

Важнейшим следствием такой истории тектонического развития является вероятная комбинация и телескопирование четырех типов деформаций: 1) фоновых одноосных сжатий и растяжений по нормали к пластам, 2) перпендикулярных к ним (субгоризонтальных) также фоновых одноосных сжатий и растяжений, 3) локальных диагональных напряжений, связанных с нарушениями, опережающими субмеридиональные разломы; 4) локальных структур центрального типа.

Используя принцип скейлинга, можно

ожидать, что отмеченные выше дорудные, пострудные, рудоконтролирующие и рудосопровождающие становление кимберлитов тектонические структуры должны быть зафиксированы не только в соответствующих блоках земной коры, но и в штуфах. Вязко-хрупкие деформации пород илгинской свиты иллюстрируют это. Поэтому можно считать, что структурно-петрофизические диаграммы для осадочных пород верхнекембрийского возраста отражают деформации, подобные рассмотренным выше.

Для проверки данного предположения проведен ультразвуковой структурно-петрофизический анализ 12 взаимноперпендикулярных плоскопараллельных пластин, выпиленных из 6 штуфов керна параллельно и нормально к горизонтальной слоистости в песчанистых доломитах и доломитистых песчаниках илгинской свиты из скв. 412. Замеры и расчеты выполнены в лаборатории кафедры полезных ископаемых МГУ, согласно имеющейся методике [7]. Сферические диаграммы ориентированы таким образом, что оси керновых проб проецируются в центр окружности.

По результатам анализа пространственного распределения анизотропии прохождения ультразвуковых волн во всех случаях (образцы сухие, насыщенные водой, разностные данные) выделяются три типа диаграмм сферических проекций (рис. 1, 2): а) «центральные», когда локальные максимумы или минимумы располагаются в центре круга (сферы) (см. рис. 1, Б; 2, А); б) «полюсные», в которых локальные экстремумы расположены в одном или двух противоположных краевых участках (см. рис. 1, А; 2, А); в) комбинированные, в которых отражаются два первых случая (см. рис. 1, Б; 2, А). Кроме того, следует отметить наличие локальных экстремумов на разностных диаграммах, где концентрически чередуются минимумы и максимумы (см. рис. 1, Б; 2, Б).

Интерпретация таких форм заключается в следующем. Первый тип диаграмм, вероятно, отображает наличие остаточных напряжений, соответствующих суммарным одноосным нормальным к напластованию давлениям, связанным с вертикальными литостатическими, магматическими и тектоническими напряжениями. Диаграммы вто-

рого типа могут отражать напряжения, связанные с горизонтальными тектоническими нагрузками и диагональными разрывными структурами. Третий тип, включающий локальные концентрические экстремумы, возможно, соответствует напряжениям, связанным со взрывными явлениями.

Имеет место тенденция изменения первого на второй и далее на третий типы диаграммы снизу вверх по разрезу илгинской свиты (см. рис. 1). При этом следует подчеркнуть совпадение «полюсных» и сложных диаграмм с участками наибольшего распространения в разрезе вязко-хрупких деформаций, метазернистой и прожилковой пиритизации и карбонатизации.

Диаграммы «центрального» типа отмечаются не только внизу разреза илгинской свиты, но и в той его части, где преобладают однородные красноцветные алевролитистые мергели (доломитистые глинистые алевролиты). Последние во время внедрения кимберлитов, очевидно, были значительно насыщены водой. За счет этого и своего существенно глинистого состава они испытывали преимущественно пластические деформации и в них быстро гасли возникающие локальные напряжения. Поэтому расположенные внутри них пласты хрупких пород фиксируют одноосные вертикальные и, возможно, ударные напряжения. Большая анизотропия в образцах, расположенных в целом в более механически хрупкой пачке верхов илгинской свиты, увязывается с наличием в них разнообразных напряжений. Последние, возможно, включают напряжения, обусловленные внедрением кимберлитов.

На всех диаграммах насыщенных образцов имеются два противоположных локальных экстремума, что указывает, очевидно, на остаточные напряжения, растяжения (максимумы) и сжатия (минимумы), обусловленные ростом и снятием литостатических нагрузок на ранних этапах развития Малоботуобинского района. Эти напряжения можно рассматривать в качестве седиментационно-литологических, без проявления тектонических разрывов.

На разностных диаграммах (по разности показателей между насыщенными и сухими пробами) можно наблюдать следы тектонических деформаций. Во-первых, присутствуют два сопряженных симметричных мак-

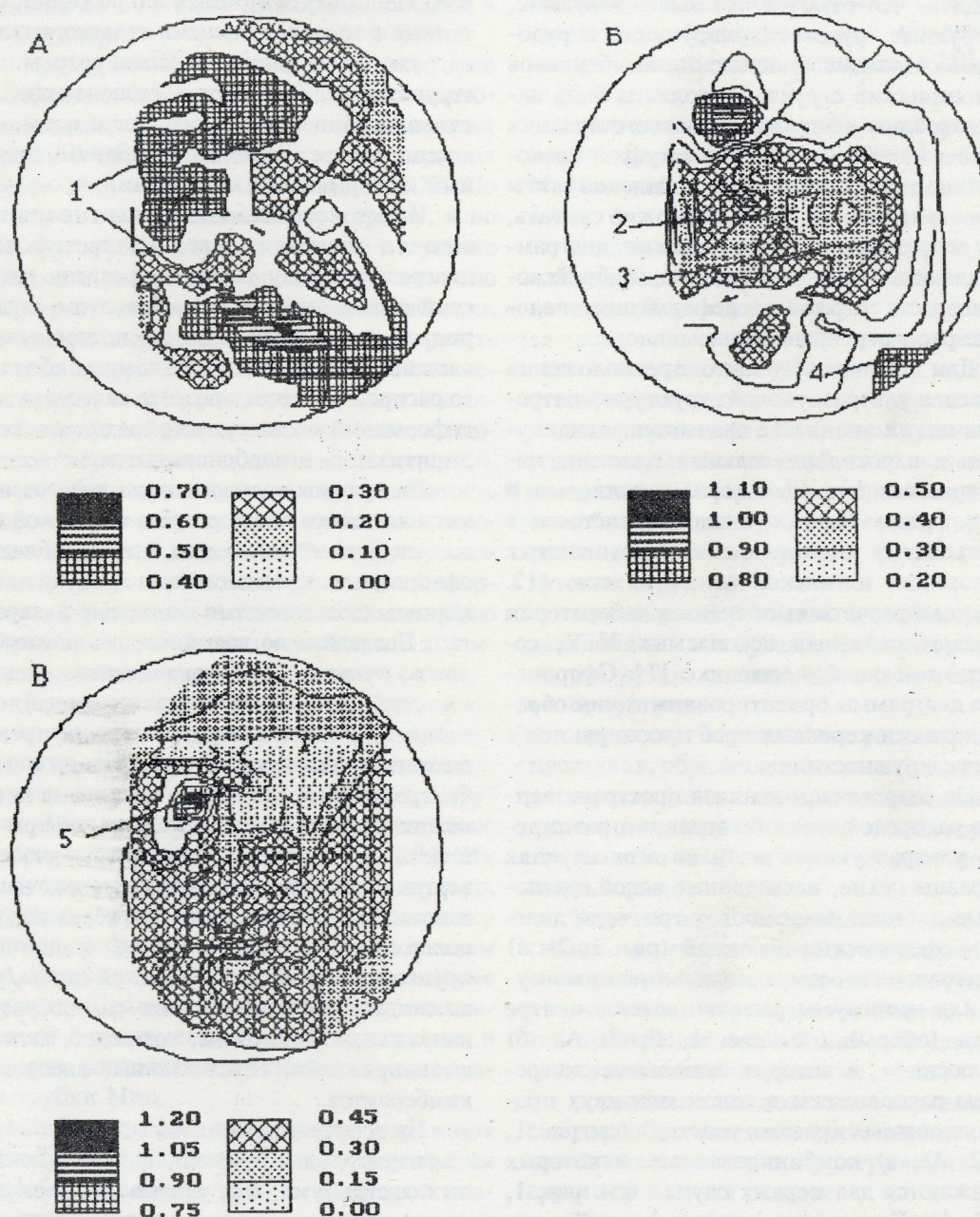


Рис. 1. Диаграммы разности скоростей прохождения ультразвуковых волн в сухих и насыщенных образцах с глубин: А — 65 м, Б — 124 м, В — 212 м.

Цифрами обозначены: 1 — рассеянные максимумы — след горизонтального растяжения, 2 — минимум, отражающий литостатическое сжатие, 3 — кольцевой максимум, 4 — локальный максимум — результат субгоризонтального растяжения, 5 — концентрически зональный след ударно-взрывного воздействия

сумма (см. рис. 1, А, Б), указывающих на две системы субмикроскопической трещиноватости. Во-вторых, линейный характер изолиний, по-видимому, указывает на проявление региональных зон динамометамор-

физма, связанных с Вилуйско-Мархинским глубинным разломом. Локальные концентрически-зональные экстремумы, вероятно, отражают структуры взрывного, сейсмоударного типа. Важно подчеркнуть, что по

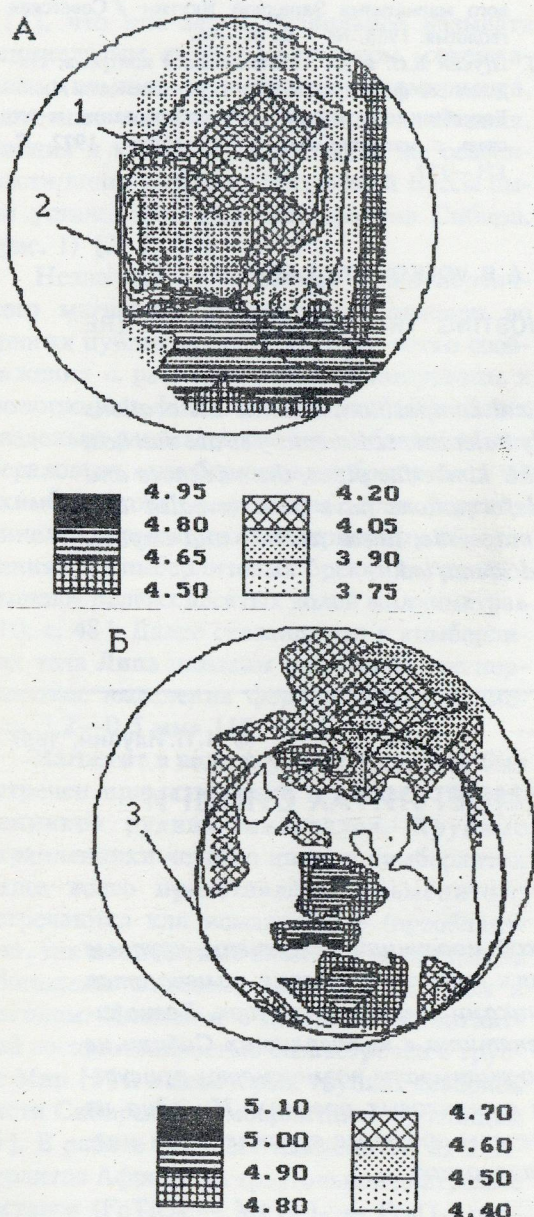


Рис. 2. Диаграммы скоростей прохождения ультразвуковых волн в насыщенных образцах с глубин: А — 124 м, Б — 212 м.

Цифрами обозначены: 1 — рассеянный субвертикальный максимум — след снятия литостатической нагрузки, 2 — рассеянный субгоризонтальный максимум — след растяжения, 3 — концентрически зональная структура сейсмоударного происхождения

этим диаграммам интерпретируется общая слабая тектоническая нарушенность пород, что с очевидностью следует и из геологических материалов.

Следует отметить, что концентрически

зональные формы отчетливо выражены на диаграммах по образцам из максимально глубоких горизонтов, порядка 200 м. Это обстоятельство, на наш взгляд, можно связать с приближенностью пород к источнику ударных волн. Глубины в 100—200 м считаются предельными, когда выклиниваются конические раструбы кимберлитовых трубок [5]. Выше по разрезу в околотрубочном пространстве ударные волны, по-видимому, затухали, и более интенсивно проявлены разрывные деформации докимберлитового этапа.

Таким образом, в околотрубочном пространстве кимберлитов Малоботубинского района отмечаются разноранговые и разновозрастные вязко-хрупкие нарушения первичной слоистости и напластования, наиболее характерные для доломитов и песчаников позднекембрийской илгинской свиты. Данные нарушения отчетливо фиксируются при документации стенок карьеров и керна скважин и находят отражение в диаграммах ультразвукового анализа петрофизических свойств пород. Интерпретация этих материалов позволяет выделить седименто-литологические и тектонические нарушения. Последние, вероятно, сформированы при деформациях двух типов — линейных динамометаморфических и ударных. Их дальнейший анализ может привести к выявлению структурно-петрофизических признаков деформаций, отражающих как рудо-контролирующие, так и собственно рудовмещающие структуры.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дуккарт Е.А., Борис Е.И. Среднепалеозойские рифтогенные структуры Сибирской платформы и кимберлитовый магматизм. — Мирный, 1992.
2. Иванкин П.Ф., Аргунов К.П., Борис Е.И. Особенности строения алмазоносных кимберлитовых тел // Советская геология. 1980. № 10. С. 21—33.
3. Костровицкий С.И. Физические условия, гидравлика и кинематика заполнения кимберлитовых трубок. — Новосибирск: Наука, 1976.
4. Мальков Б.А. Космические циклы кимберлитового вулканизма // Доклады РАН. 1994. Т. 338. № 6. С. 798—801.
5. Маршинцев В.К. Кимберлитовые породы Якутии. — Якутск, Изд-во ЯГУ, 1995.
6. Подвысоцкий В.Т., Белов Е.Н. Состав и условия формирования древних осадочных коллекторов и россыпей алмазов. — Якутск, ЯНИГП ЦНИГРИ, 1995.

7. Старостин В.И., Дергачев А.Л., Хркович К. Структурно-петрофизический анализ месторождений полезных ископаемых. — М.: МГУ, 1994.
8. Харьков А.Д., Зинчук Н.Н. Атлас-определитель пород и руд месторождений алмазов кимберлитового типа. — М.: Недра, 1994.
9. Цыганов В.А., Микоев И.И., Черный С.Д. Локальные критерии структурного контроля кимберлитового магматизма Западной Якутии / Советская геология. 1988. № 7. С. 36—46.
10. Щукин В.Н. и др. Тектонический контроль, стадийность формирования и алмазоносность Мало-Ботуобинского района / Рудообразование и его связь с магматизмом. — М.: Наука, 1972. С. 171—177.

P. A. IGNATOV, V. A. IVASHIN, V. I. STAROSTIN, A. B. VOLKOV, Ya. I. SHTAIN

DEFORMATIONS OF CAMBRIAN ROCKS HOSTING THE KIMBERLITES IN THE MALOBOTUOBINSKY REGION

Based on the results of analysis of lithological composition, tectonic dislocations and structure-petrophysical properties of Early Paleozoic sedimentary strata that host the Mir, Sputnik and XXIII Congress of CPSU kimberlite pipes, the evidences and characteristics of their plastic and brittle deformations have been revealed and analyzed. The manifestations of lithostatic, magmatic, linear tectonic and impact-explosive dislocations have been detected and identified.

УДК 549.731.13:552.323.6 (571.56)

© И. П. Илупин, 1997

ВКРАПЛЕННИКИ МАГНЕТИТА В КИМБЕРЛИТАХ СИБИРИ

И. П. ИЛУПИН (ЦНИГРИ МПР России)

В кимберлитах северной части Сибирской провинции встречены крупные вкрапленники магнетита. По содержаниям титана и магния намечаются различия между магнетитами-вкрапленниками из разных трубок. Ксенолиты со столь крупными выделениями магнетита в кимберлитах Сибири не встречены. При поисковых работах нужно учитывать возможность присутствия охарактеризованного магнетита в шлиховых ореолах. Ни одна из кимберлитовых трубок, в которых встречены обильные вкрапленники магнетита, не является промышленно алмазоносной.

В кимберлитах Сибири (в первую очередь — Мало-Ботуобинского, Алакитского, Далдынского и Верхне-Мунского полей) широко распространены крупные (до нескольких сантиметров) выделения вторичного магнетита в виде кристаллов, сростков кристаллов, радиально-лучистых агрегатов, нередко в сростании с серпофитом. Как только началось изучение минерального состава кимберлитов Сибири, исследователи обратили внимание на обедненность магнетита, содержащего эти крупные выделения, магнием, хромом, никелем, то есть теми компонентами, заметное содержание которых характерно для глубинных минералов кимберлитов

[1]. Позднее состав вторичного магнетита изучался многими авторами. Оказалось, что содержания TiO_2 , Al_2O_3 , MgO измеряются десятками долями процента и менее [4, 9], причем даже при использовании микроанализатора не всегда удается избавиться от влияния на результаты анализа микрофаз силикатных минералов [4].

Мелкие, обычно измеряемые сотыми долями миллиметра, выделения черного магнитного минерала в связующей массе кимберлитов также были названы магнетитом. Однако по данным микрорентгеноспектрального анализа, на материале из кимберлитов Южной Африки, было установлено

[12], что эти зерна правильнее называть шпинелевым твердым раствором, содержащим, помимо магнетитового компонента, заметные количества титана, алюминия, магния и хрома. Позднее такие же особенности шпинелидов из связующей массы были установлены для кимберлитов Сибири. (рис. 1) [2, 3, 10].

Незначительный размер зерен первичного магнетита (шпинелида) отмечен во многих публикациях. Наиболее четко соображения о размерах зерен суммированы в монографии Н.Д. Филиппова [10]. Здесь раздельно рассматриваются особенности минералов из «кимберлитовых брекчий» и из «кимберлитов»: «...размеры зерен ферришпинелей, относящихся к первичным образованиям в кимберлитовых брекчиях, не превышают первых десятых долей миллиметра» [10, с. 48]. Далее сказано, что в кимберлитах тела Липа найдены «идиоморфные порфировые выделения ферришпинели размером 0,2—0,5 мм» [10, с. 55].

Магнетит в виде крупных желваков был встречен при подготовке к анализу вкрапленников рудных минералов. Крупные вкрапленники черного цвета в кимберлитах чаще всего представлены ильменитом; встречаются как немагнитные (преобладают), так и магнитные ильмениты; последние обогащены железом, обеднены титаном и магнием. Ильменит с повышенной магнитной восприимчивостью был встречен в трубке Мир [1] и в некоторых трубках северной части Сибирской кимберлитовой провинции [6]. В работе [12] для ильменитов из кимберлитов Африки на треугольной диаграмме составов ($\text{FeTiO}_3 - \text{MgTiO}_3 - \text{Fe}_2\text{O}_3$) проведена линия, разграничивающая магнитные и слабомагнитные (до немагнитных) образцы. Соответственно, крупные магнитные вкрапленники при отборе были ошибочно приняты за магнитные ильмениты. Форма вкрапленников магнетита в кимберлитах та же, что и у вкрапленников ильменита — овальные или угловатые выделения.

Мономинеральные вкрапленники магнетита обнаружены в трубках Поисковая-2 (наибольший отмеченный размер по длинной оси — 7,5 мм) и Ноябрьская (5,7 мм)

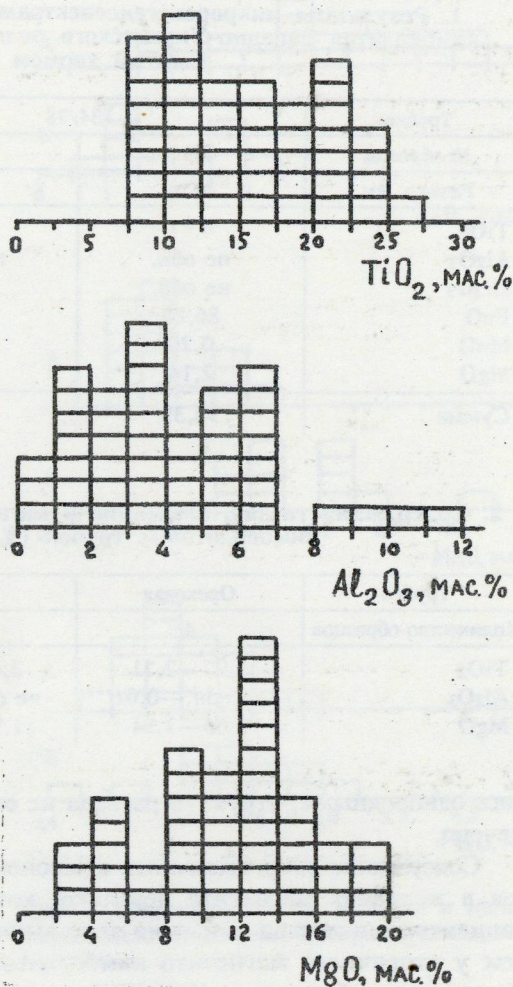


Рис. 1. Содержания титана, алюминия и магния в шпинелидах из связующей массы кимберлитов, по данным работ [2, 3, 10].

Один кубик — один образец. Использованы данные для образцов, содержащих более 50 % $\text{FeO}_{\text{общ}}$.

Куойского поля; в трубке 346* (5,0 мм) Дьюкенского поля; в трубках Харахтах (5,0 мм) и Полярная (2,4 мм) Средне-Куонамского поля. Наиболее крупные и обильные желваки магнетита встречены в трубках из северо-восточной части Западно-Укуитского поля (трубки 45, 15/77, 134/78, 148/78, 152/78, Северная) и из Восточно-Укуитского поля (трубка Ореховая); здесь же встречаются магнитные ильмениты. Максимальные размеры изученных вкрапленников магнетита: в трубке Ореховая — 8,6 мм; в трубках 134/78 и 148/78 — 19—20 мм. При изучении полированных шлифов под микроскопом магнетиты оказа-

* Трубки, обозначенные цифрами, названы по номерам геофизических аномалий.

1. Результаты микрорентгеноспектрального анализа вкрапленников магнетита из кимберлитов Западно-Укукитского поля — наиболее крупные желваки и наиболее богатый хромом образец (% по массе)

Трубка	134/78		148/78	152/78
№ образца	2117	2118	2125	2201
Размер, мм	8×14	19×12	20×7,5	1,7×1,2
TiO ₂	4,17	4,06	4,83	5,96
Al ₂ O ₃	не обн.	не обн.	0,02	0,06
Cr ₂ O ₃	не обн.	0,04	0,09	1,30
FeO	86,88	87,79	86,60	84,05
MnO	0,20	0,11	0,11	0,20
MgO	2,14	2,31	1,89	2,88
Сумма	93,39	94,31	93,54	94,45

2. Содержания титана, алюминия и магния во вкрапленниках магнетита из некоторых кимберлитовых трубок (% по массе, пределы колебаний)

Трубка	Ореховая	15/77	134/78	45
Количество образцов	4	3	3	3
TiO ₂	1,97—2,71	3,43—3,92	3,97—4,17	5,32—6,39
Al ₂ O ₃	не обн.—0,01	не обн.—0,03	не обн.—0,02	0,11—0,26
MgO	1,65—1,94	1,73—2,17	2,14—2,31	2,14—2,54

лись однородными; структур распада не отмечено.

Содержание второстепенных компонентов в желваках магнетита невелико, хотя концентрации титана и магния явно выше, чем у вторичного магнетита кимберлитов. По данным лаборатории ЦНИГРИ (микроанализатор Камебакс) для 21 образца из кимберлитов Укукитских полей и Дьюкенского поля, в магнетитах содержится: TiO₂ — 1,85—6,80 %; Al₂O₃ — не обн.—0,26 %; Cr₂O₃ — не обн.—1,30 %; MnO — 0,08—0,34 %; MgO — 1,41—4,53 %. Содержания такого же порядка приводятся в справочной литературе для некоторых образцов магнетитов [8], и при этом к названию «магнетит» не добавляются какие-либо прилагательные, указывающие на состав примесей, присутствующих в значительном количестве. Так, в минерале, названном «титаномагнетитом» [8] содержание TiO₂ — от 6,98 до 27,77 %.

В таблице 1 приведены результаты анализа нескольких образцов магнетита. Представляется закономерным, что повышенное содержание хрома наблюдается во вкрапленнике небольшого размера. Известно, что

наиболее богатые хромом образцы гранатов, ильменитов и клинопироксенов, присутствующих в кимберлитах, встречаются преимущественно среди относительно мелких выделений.

Хорошо известно, что одноименные минералы-вкрапленники из разных кимберлитовых тел могут заметно различаться по составу. Один из наиболее ярких примеров — богатый хромом (около 2 % Cr₂O₃) ильменит в трубке Рассвет и бедный хромом (около 0,03 % Cr₂O₃) ильменит в соседней трубке Артык (юго-восточная часть Чомурдахского поля, материалы автора). Намечаются различия и в особенностях химического состава вкрапленников магнетита из разных трубок. Так, магнетиты из трубки Ореховая беднее титаном и магнием, чем из трубок 45 и 134/78; магнетиты из трубок 45 и 134/78 различаются по концентрациям титана и алюминия (таблица 2).

На территории Сибирской кимберлитовой провинции магнетит в виде крупных выделений встречается также в трубках, сложенных взрывными карбонатитовыми брекчиями. Большое количество таких трубок известно на восточном склоне Ана-

барской антеклизы, в непосредственном соседстве с кимберлитовыми трубками. По данным В.К.Маршинцева [7], магнетит в этих брекчиях находится в виде неправильных зерен, реже — октаэдрических кристаллов. «Размер зерен и кристаллов магнетита варьирует от 0,5 до 2,0—3,0 мм, реже до 1,0 см» [7, с.156]. Нами проанализированы зерна размером от 2,7 до 4,8 мм (по длинной оси). По составу магнетиты карбонатитовых брекчий оказались близки к найденным в кимберлитах. Однако в магнетитах из карбонатитов в среднем несколько ниже содержания титана, повышены содержания магния и особенно марганца (рис. 2). Кроме того, значения содержаний Cr_2O_3 в них не поднимаются выше 0,06 %. По результатам анализа 13 образцов магнетита из карбонатитовых брекчий выявлены следующие содержания второстепенных компонентов: TiO_2 — 0,69—5,46 %; Al_2O_3 — не обн. — 0,83 %; Cr_2O_3 — не обн. — 0,06 %; MnO — 0,26—0,63 %; MgO — 1,20—3,22 %.

Отличаются от остальных вкрапленников два изученных образца из карбонатитовой брекчий трубки Гудок (размер — 5,7×3,7 и 4,6×3,3 мм). Они содержат заметные количества титана (TiO_2 — 14,75 и 15,67 %), алюминия (Al_2O_3 — 3,95 и 4,56 %), магния (MgO — 3,86 и 4,00 %); концентрации в них марганца (MnO — 0,29 и 0,50 %) и хрома (Cr_2O_3 — 0,01 и 0,08 %) практически такие же, что и в магнетитах из других карбонатитовых трубок. Вкрапленники из трубки Гудок по составу соответствуют титаномагнетитам.

Результаты анализа вкрапленников магнетита методом ИНАА (аналитик В.М.Кулигин) приведены в таблице 3. По единичным образцам видны различия между магнетитами разных трубок: образцы из трубки 148/78 богаче гафнием и танталом, по сравнению с образцами из трубки 134/78. К сожалению, образцы вторичного магнетита и магнетита из карбонатитовых брекчий этим методом не анализировались. В сводной работе по содержанию элементов-примесей в минералах интрузии Скаергаард [13] для титаномагнетитов приводятся содержания тантала, г/т: 0,21; 0,39 и (2,21) (значение в скобках — по-видимому, недостоверное). По имеющимся материалам можно видеть, что магнетит вкрапленников

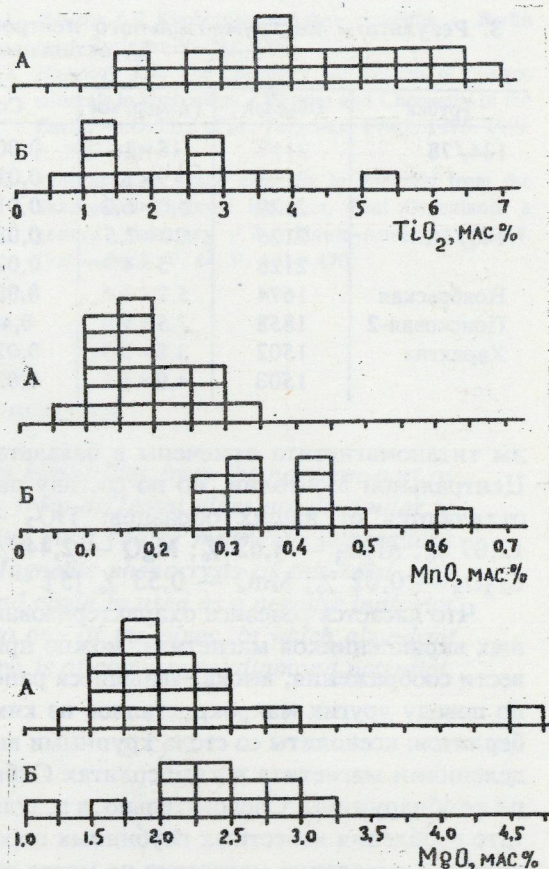


Рис. 2. Содержания титана, марганца и магния во вкрапленниках магнетита Сибирской кимберлитовой провинции:

А — из кимберлитов; Б — из карбонатитовых брекчий. Остальные усл. обозн. см. рис. 1. Все образцы проанализированы в лаборатории ЦНИГРИ, рентгеноспектральный анализ, прибор Камабакс, аналитики И.К.Клочков и М.В.Шавырина

из кимберлитов Сибири обогащен танталом по сравнению с титаномагнетитами Скаергаарда. Напомним, что такая же картина получена и для ильменита: ильмениты из кимберлитов Сибири отчетливо обогащены танталом (средние данные по отдельным кимберлитовым полям — от 65 до 350 г/т) по сравнению с ильменитами Скаергаарда (2,8—3,8 г/т).

Дж.Б.Доусон в обзорной работе [11] сообщил о находке кристаллов Al -содержащего (Al_2O_3 — 1 %) магнетита размером до 1 см в карбонатных нодулях силла Бенфонтейн (Южная Африка). Других сведений о находках вкрапленников магнетита в кимберлитах зарубежных провинций мы не встречали. Крупные (до 2 см) мегакристал-

3. Результаты инструментального нейтронно-активационного анализа магнетитов (хром — %, остальные компоненты — г/т)

Трубка	Образец	Размер, мм	Cr	Co	Sc	Ni	Ta
134/78	2117	18×14	0,006	91	4,3	0,4	3,6
	2118	19×12	0,016	121	6,6	1,9	4,6
	2120	8,0×6,2	0,019	110	5,8	1,1	4,0
148/78	2125	20×7,5	0,032	128	6,5	2,6	9,5
	2128	5×4	0,024	140	7,6	6,9	11
Ноябрьская	1674	5,7×3,6	0,004	120	12,6	5,6	не опр.
Поисковая-2	1858	7,5×5,0	0,47	198	10,1	5,1	не опр.
Харахтах	1502	3,8×3,5	0,022	171	11,6	<2,0	10,8
	1503	4,9×4,1	0,020	111	7,1	<1,0	18,3

лы титаномагнетита отмечены в базальтах Центральной Монголии, но по составу они отличаются от наших образцов: TiO_2 — 12,07 %; Al_2O_3 — 4,62 %; MgO — 2,44 %; Cr_2O_3 — 0,02 %; MnO — 0,53 % [5].

Что касается генезиса охарактеризованных вкрапленников магнетита, можно привести соображения, высказывавшиеся ранее по поводу других макрокристаллов из кимберлитов: ксенолиты со столь крупными выделениями магнетита в кимберлитах Сибири не обнаружены. Следовательно, в результате дробления известных глубинных пород крупные выделения магнетита не могли образоваться. Выше отмечены некоторые особенности состава вкрапленников магнетита, сходные с особенностями, присущими другим минералам-вкрапленникам кимберлита. В некоторых трубках Укукитских полей (134/78, Ореховая) наряду с обильными желваками магнетита присутствуют многочисленные вкрапленники апатита. Магнетит и апатит — главные составные части тяжелой фракции карбонатитовых брекчий [7]. Не исключено, что появление этих двух минералов в кимберлитах — показатель «карбонатитового уклона» соответствующей порции кимберлитовой магмы.

Изученные вкрапленники магнетита составляют существенную (до 20—50 %) часть тяжелой фракции в некоторых трубках Укукитских полей. При разрушении кимберлитов магнетит поступает в рыхлые образования вместе с другими глубинными минералами. Следовательно, возможность присутствия этого минерала в шлиховых ореолах нужно учитывать при поисковых работах. Вероятно, появление магнетита в ореолах можно рассматривать как указание

на убогую алмазоносность коренных источников: ни одна из кимберлитовых трубок, в которых встречен этот минерал, не является промышленно алмазоносной.

Считаю своим приятным долгом высказать благодарность Е.В.Каревой и И.А.Сафонову, предоставившим каменный материал по Укукитским кимберлитовым полям.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алмазные месторождения Якутии / А.П.Бобричев, М.Н.Бондаренко, М.А.Гневушев, Л.М.Красов, Г.И.Смирнов, Р.К.Юркевич. — М.: Госгеолтехиздат, 1959.
2. Ассоциация монтицеллита и рудных минералов в некоторых кимберлитовых телах Якутии / В.П.Корнилова, К.Н.Никишов, Н.Д.Филиппов, В.Ф.Махотко // Докл. АН СССР. 1983. Т. 270. № 3. С. 696—700.
3. Багдасаров Э.А., Илупин И.П. Сосуществующие ильмениты и титаномагнетиты связующей массы кимберлитов // Докл. АН СССР. 1986. Т. 290. № 4. С. 945—948.
4. Генетические типы минералов серии магнетита и геохимические особенности постмагматических магнетитов из кимберлитовых трубок Мир, Удачная, Айхал / А.Е.Воронцов, А.Г.Полозов, С.И.Костровицкий, Ю.Д.Бобров // Минералогический журнал. 1992. Т. 14. № 4. С. 74—84.
5. Генштафт Ю.С., Салтыковский А.Я. Каталог включений глубинных пород и минералов в базальтах Монголии. — М.: Наука, 1990.
6. Кимберлитовые породы и пикритовые порфиры северо-восточной части Сибирской платформы / В.А.Милашев, М.А.Крутойарский, М.И.Рабкин, Э.Н.Эрлих // Тр.НИИГеологии Арктики. М.: Госгеолтехиздат, 1963. Т. 126. С. 155—159.
7. Маршинцев В.К. Эксплозивные карбонатитовые брекчии восточного склона Анабарской антеклизы / Геология, петрография и минералогия магматических образований северо-восточной части Сибирской платформы. — М.: Наука, 1970. С. 129—169.

8. *Минералы. Справочник.* — М.: Наука, 1967. Т. II. Вып. 3. С. 62—73.
9. *Петрография и минералогия кимберлитовых пород Якутии* / А.П.Бобрисевич, И.П.Илупин, И.Т.Козлов, Л.И.Лебедева, А.А.Панкратов, Г.И.Смирнов, А.Д.Харькив. — М.: Недра, 1964.
10. *Филиппов Н.Д.* Минералы-окислы хрома, железа и титана в породах кимберлитовой формации Якутии. — Якутск: Якутский научный центр СО АН СССР, 1989. С. 48—55.
11. *Dawson J.B.* Kimberlites and their xenoliths. — Berlin et al. Springer-Verlag, 1980.
12. *Haggerty S.E.* The chemistry and genesis of opaque minerals in kimberlites // *Physics and Chemistry of the Earth.* — Oxford et al., Pergamon Press, 1975. V. 9. P. 295—307.
13. *Vincent E.A.* Trace elements in minerals from the Skaergaard gabbroic intrusion, East Greenland: a general summary // *Rev.Haute-Auvergne.* 1974. (juil.—dec.). V. 44. P. 441—470.

I. P. ILUPIN

MAGNETITE PHENOCRYSTS IN SIBERIAN KIMBERLITES

Megaphenocrysts of magnetite were found in kimberlites from the northern part of the Siberian province. Magnetite phenocrysts from different pipes are dissimilar in Ti and Mg contents. No xenoliths containing such coarse magnetite segregations have been found in Siberian kimberlites. Magnetite phenocrysts of this kind may occur in heavy minerals' dispersion haloes and could be used as a negative indicator in the exploration for diamonds, because no one of the pipes, in which abundant magnetite megaphenocrysts were found by now, is of commercial diamond potential.

СТРОЕНИЕ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ



УДК 553.411/571.53/

© А. М. Гаврилов, Ю. И. Новожилов, 1997

О ФОРМАЦИОННОЙ ПРИНАДЛЕЖНОСТИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗОЛОТА СУХОЙ ЛОГ

А. М. ГАВРИЛОВ, Ю. И. НОВОЖИЛОВ (ЦНИГРИ МПР России)

Месторождение Сухой Лог в Ленском золотоносном районе предлагается относить к самостоятельной золото-кварц-сульфидной формации семейства золото-кварцевых формаций. Показано, что, в отличие от типичных золото-сульфидных месторождений, доминирующая часть золота в рудах месторождения Сухой Лог была отложена в позднюю стадию рудообразования по отношению к основной массе пирита.

Месторождение Сухой Лог (Сухоложское), являющееся одним из наиболее крупных золоторудных объектов на территории России, представляет значительный интерес в рудно-формационном отношении. Рассматривая оруденение этого типа в связи с проявлением высокоградиентного зонального метаморфизма, В.А.Буряк относит его к догранитному метаморфогенно-гидротермальному [1].

Формационное положение Сухоложского месторождения дискуссионно. Рядом исследователей оно относится к золото-кварц-сульфидной формации [2], в которую также входят такие различные по геолого-вещественным особенностям месторождения, как Мурунтау, Советское и Нежданинское. Последние объединяются, по всей вероятности, общими для них сложно дислоцированными рудовмещающими структурами, преобладающим метасоматическим характером оруденения при повышенной роли сульфидов в минерализованных зонах. В ряде случаев оруденение Сухого Лога относят к золото-сульфидной формации [4] на основании приуроченности преобладающей части золота к сульфидам. Между тем, другие характерные представители данной формации значительно отличаются от Сухоложского месторождения, прежде всего по форме нахождения и характеру распределения золота в сульфидных, отражающих иные условия рудообразования [3]. Рассмотрим в связи с этим основные особенности оруденения данного типа в формационном аспекте.

Месторождение Сухой Лог и другие близкие по характеру оруденения более мелкие объекты наиболее известны в пределах Ленского золотоносного района Восточной Сибири, представляющего в тектоническом отношении крупную синклиналичную структуру миогеосинклиналичного типа, сформировавшуюся в байкальское время. Оруденение данного района размещается во внутренних, наиболее прогнутых участках синклинория. Оно приурочено к сильно сжатым антиклиналям, осложняющим более крупные синклиналичные структуры, и располагается на значительном расстоянии от батолитоподобных гранитоидных интрузий, широко распространенных в бортовых частях синклинория.

Само месторождение Сухой Лог локализуется в западной части опрокинутой к югу антиклинали, сложенной углеродистыми песчано-алевролит-сланцевыми толщами верхнего протерозоя. Рудовмещающей структурой месторождения является относительно пологая ($30-35^\circ$), мощная (до 200 м), расположенная под небольшим углом к осевой плоскости складки минерализованная зона смятия. В ней развита штокверковая прожилковая и прожилково-вкрапленная золотоносная кварц-пиритовая минерализация с золотосодержащими кварцевыми жилами мощностью до 1—1,5 м, не имеющими самостоятельного промышленного значения. Внутри этой зоны по данным оп-

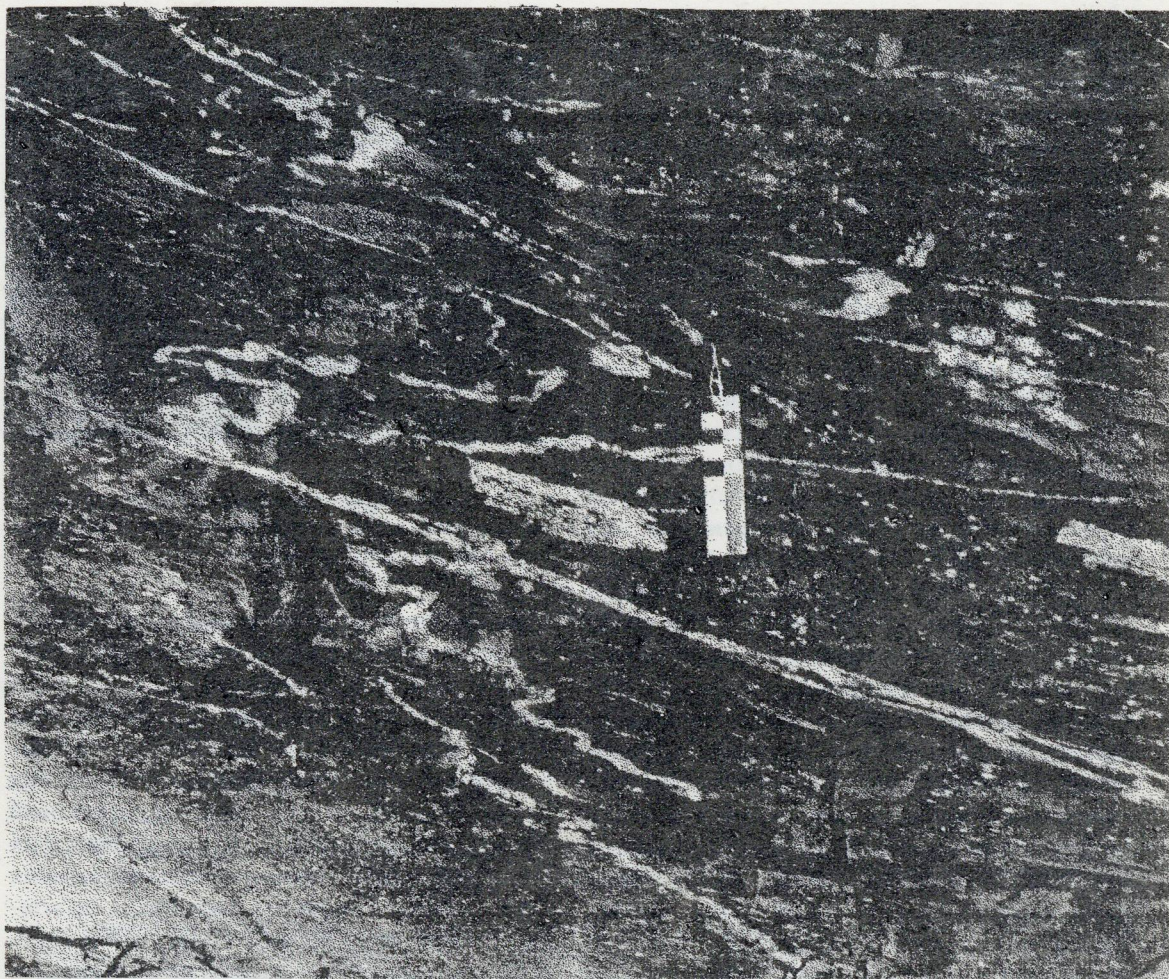


Рис. 1. Фрагмент внутреннего строения золотоносной зоны смятия с вкрапленно-прожилковой кварц-пиритовой минерализацией месторождения Сухой Лог на штольневом горизонте. Масштаб 1:5.

робования выделяется весьма крупная плитообразная промышленная залежь протяженностью по простиранию около 3,5 км и средней мощностью 70 м, прослеживаемая по падению на расстояние более 1,5 км.

Оруденение характеризуется низкими, но устойчивыми средними содержаниями золота в разведочных сечениях при контрастном распределении содержаний в различных минеральных образованиях внутри каждого сечения, а также отсутствием сколько-нибудь значительных по своим размерам резко обогащенных участков. Количество пирита в рудном теле в среднем 2—2,5 %, содержание жильного кварца в наиболее минерализованных участках рудной зоны обычно не превышает 10 %. Основную по объему часть руды слагают в разной степени измененные

метаосадочные породы: серицитизированные, карбонатизированные и в меньшей мере окварцованные.

В пределах промышленной залежи отмечается максимальная концентрация разнообразных кварц-пиритовых образований (рис. 1) в виде вкрапленников, линзовидных обособлений и прожилков, крупных гнездообразных скоплений и особенно характерных для данного типа оруденения кварц-пиритовых прожилков — основных золотоносных образований месторождения. Прожилки, плотность развития которых составляет в среднем 5—6 на 1 м, имеют большей частью зональное строение: в осевой их части располагаются цепочковидные скопления средне-крупнозернистого пирита, содержащего часто реликты вмещающих по-

род; краевые части сложены параллельно-шестоватым (стебельчатым) кварцем, нарастающим на пирит. Форма прожилков в зависимости от их ориентировки по отношению к кливажу зоны смятия меняется от прямолинейной субогласной до извилистой птигматитовой при секущей ориентировке. Постоянно наблюдается сочетание обеих форм. Имеется много свидетельств того, что прожилки извилистой формы образовались во многих случаях в результате пластической деформации первоначально прямолинейных прожилков. Такой же пластической деформации подверглись и кварцевые жилы. В тех случаях, когда они располагались под большими углами к плоскости кливажа, они преобразованы в птигматитовые (рис. 2).

Детальными исследованиями установлена опосредованность наблюдающейся связи содержаний золота с теми или иными кварц-пиритовыми образованиями, золотоносность которых определяется не столько непосредственно морфологией и другими особенностями их проявления, сколько их приуроченностью к наиболее мобильным участкам, вязким разломам зоны смятия с максимальным проявлением процессов внутрирудных деформаций. Этим, с нашей точки зрения, объясняются устанавливаемые обратные соотношения между золотоносностью тех или иных сечений рудной зоны и количеством в них жильного кварца, повышенное (относительно оптимального среднего) содержание которого увеличивает механическую прочность участков и снижает интенсивность проявления деформаций, предшествовавших отложению золота (рис. 3). Контур рудного тела во многих случаях не совпадает с участками повышенного развития кварц-пиритовых прожилков или сильно пиритизированных будинообразных образований более жестких пород в сланцах, золотоносность которых в его пределах составляет десятки и даже сотни граммов на тонну и резко снижается до уровня первых граммов на тонну за его пределами. Эти данные подтверждаются также результатами изучения золота, основная часть которого (более 60 %) сконцентрирована в пирите. Установлены две основные генерации золота во вкрапленно-прожилковых кварц-пиритовых рудах [6]: 1 — раннее, преимущественно тонкодисперсное высокопробное (910), ло-

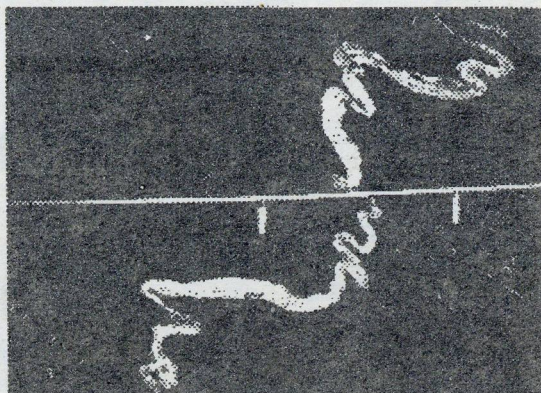


Рис. 2. Птигматитовая форма золотоносной кварцевой жилы в зоне смятия месторождения Сухой Лог. Масштаб 1:40 (фото А.Г. Воларович).

кализованное в центральных ситовидных частях пиритовых зерен, обогащенных примесью мышьяка (в среднем десятые доли процента); 2 — позднее, более крупное (сотые и десятые доли миллиметра) и низкопробное (860), образующее выделения разнообразной, в том числе прожилковой формы, в центральных и периферических перекристаллизованных частях пиритовых зерен, резко обедненных мышьяком, на контакте пиритовых зерен с кварцем и в межзерновых промежутках пиритовых сростков, часто в микропарагенезисах с другими сульфидами: пирротинном, сфалеритом, галенином, халькопиритом, блеклой рудой и реже — с арсенопиритом. Позднее золото отмечается наиболее часто, количественная роль его в рудах с учетом более крупных размеров выделений представляется доминирующей. Доля раннего тонкодисперсного золота, по-видимому, сингенетичного с мышьяковистым пиритом, составляет, вероятно, не более 10—15 %. Выявляются отчетливые признаки перекристаллизации не только раннего, но и позднего золота с выносом серебра. В кварцевых жилах, где золото образует, как правило, более крупные выделения, оно, по мнению многих исследователей, является также переотложенным. Следует подчеркнуть, что сами кварцевые жилы или их отдельные участки золотоносны в основном лишь в границах минерализованной зоны, за ее пределами они безрудны [5].

Золото-кварц-сульфидное оруденение рассматриваемого типа характеризуется ря-

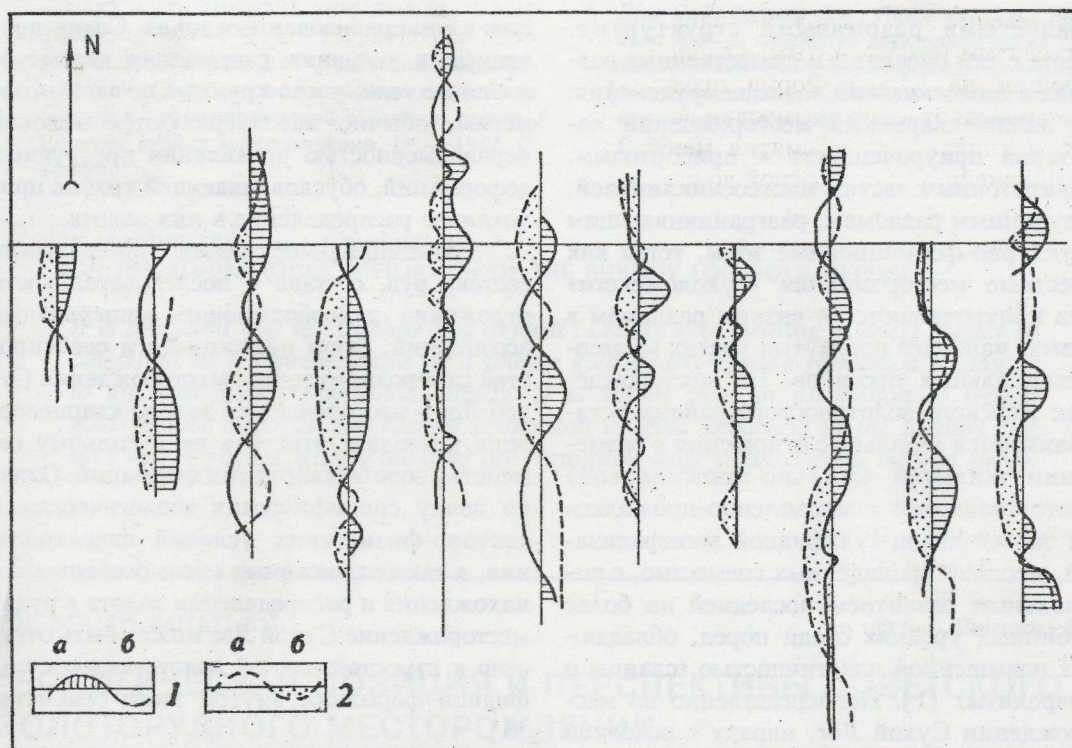


Рис. 3. Распределение концентраций золота и суммарной мощности кварцевых, кварц-пиритовых жил и прожилков в разведочных выработках штольнего горизонта месторождения Сухой Лог (схематический план):

1 — содержания золота по результатам бороздового опробования (усл. ед.): а — выше средних значений, б — ниже средних значений; 2 — суммарная мощность кварцевых, кварц-пиритовых жил и прожилков (усл. ед.): а — выше средних значений, б — ниже средних значений

дом особенностей, свидетельствующих о значительных глубинах его формирования. Это отражают хорошо проработанные мощные рудовмещающие зоны смятия с заметным преобладанием существенно пластических типов деформаций минеральных агрегатов над хрупкими, широко развитые структуры перекристаллизации и практически отсутствующие структуры кристаллизации в открытых полостях. Относительно высокие параметры термобарометрических условий отложения основных рудообразующих минералов и чрезвычайно низкие градиенты температур минералообразования свидетельствуют о существовании высоко-термостатированной гидротермальной системы, возможной только в глубинных условиях. На значительную глубину формирования рассматриваемого оруденения указывают также преимущественно средние и крупнозернистые структуры минеральных агрегатов. Нетрудно заметить, что по своим

особенностям оруденение сухоложского типа наиболее близко к месторождениям глубинной золото-кварцевой формации, широко распространенным в терригенных комплексах миогеосинклиналей. Руды этих месторождений характеризуются практически таким же минеральным составом и структурами минеральных агрегатов с доминирующей ролью позднего золота. Оно, наряду с кварцем, составляющим основную массу руд, приурочено к скоплениям наиболее распространенных сульфидов: пирита и арсенопирита. Для золото-кварцевых руд весьма также типична интенсивная предрудная пластическая деформация с явлениями перекристаллизации жильного кварца.

Минералогическое сходство руд двух сопоставляемых типов оруденения дополняется близкими геологическими условиями их локализации: характерно удаление месторождений от крупных интрузивных тел, контроль оруденения осепродольными со-

складчатыми разрывными структурами. Вместе с тем очевидны и существенные различия в геологической позиции оруденения: для золото-кварцевых месторождений характерна приуроченность к прибортовым, перикратонным частям миогеосинклиналей, к глубинным разломам, разграничивающим структурно-формационные зоны, тогда как известные месторождения «сухоложского» типа приурочиваются к вязким разломам в осевых, наиболее прогнутых частях миогеосинклинальных прогибов. На месторождениях Ленского золотоносного района устанавливаются зональные отношения в размещении жильной (жильно-прожилковой) золото-кварцевой и вкрапленно-прожилковой золото-кварц-сульфидной минерализаций, местами проявленных совместно, с оптимальным развитием последней на более глубоких уровнях среди пород, обладающих повышенной пластичностью (сланцы и алевриты) [1]. Непосредственно на месторождении Сухой Лог, наряду с основной кварц-сульфидной минерализацией, широко распространены также кварцевые золото-содержащие жилы, типичные для оруденения золото-кварцевого типа.

Последнее отличается от золото-кварц-сульфидного оруденения прежде всего несравненно большей ролью кварца, который не только количественно преобладает в рудах, но служит обычно и основным концентратом золота, а также очень неравномерным распределением золота в рудных телах с образованием богатых гнезд и рудных столбов, определяющих, как правило, промышленную ценность этих месторождений. Можно предположить, что указанные различия обуславливаются разным тектоно-физическим режимом рудообразования: преимущественного сжатия для прожилково-вкрапленного кварц-сульфидного оруденения и относительного растяжения — для золото-кварцевого. В первом случае создавались условия для образования мощных минерализованных зон смятия с рассредоточенной по всему объему минерализацией, в составе которой значительно возрастала роль сульфидов при резком снижении содержания кварца. В более поздние стадии минералообразования происходило избирательное осаждение золота на сульфидах, что приводило к более равномерному его распределению

в минерализованных зонах. Сформированные в условиях растяжения кварцевожильные тела, часто крупные по своим размерам, обычно характеризуются высокой неравномерностью проявления предрудных деформаций, обуславливающей крайне прихотливое распределение в них золота.

Принципиальное сходство минерального состава руд, состава и последовательности отложения рудообразующих минеральных ассоциаций, форм нахождения и особенностей самородного золота месторождения Сухой Лог и месторождений золото-кварцевого типа позволяет относить их к единому семейству золото-кварцевых формаций. Однако ввиду специфических геологических и тектоно-физических условий формирования, а также описанных выше особенностей нахождения и распределения золота в рудах месторождение Сухой Лог может быть отнесено к самостоятельной золото-кварц-сульфидной формации внутри этого семейства [3].

Имеются, по-видимому, благоприятные возможности выявления новых объектов сухоложского типа не только в рассмотренном районе и сопредельных с ним территориях со сходными геологическими условиями, но также и в других регионах России. К ним прежде всего можно отнести известные золотоносные провинции миогеосинклинального типа с развитием мощных пиритизированных песчано-сланцевых отложений в дислоцированных участках наиболее прогнутых зон геосинклиналей, на удалении от крупных гранитоидных интрузий, с которыми это оруденение не имеет ясно выраженных связей.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Буряк В.А. Метаморфизм и рудообразование. — М.: Недра, 1982.
2. Нарсеев В.А., Сидоров А.А., Фогельман Н.А., Яновский В.М., Буряк В.А. Основы прогнозирования золоторудных месторождений в терригенных комплексах. — М.: Недра, 1986. С. 98—116.
3. Новожилов Ю.И., Гаврилов А.М. Типизация золоторудных месторождений складчатых областей миогеосинклинального типа // Руды и металлы. 1995. № 5. С. 54—71.
4. Тимофеевский Д.А. О формационной классификации, минеральных типах и золоторудных минеральных ассоциациях золоторудных месторожде-

ний СССР //Тр. ЦНИГРИ. 1971. Вып. 96. Ч. 1. С. 3—32.

5. Шер С.Д., Демченко А.В. О значении исследованных формы метакристаллов пирита для поисков золоторудных месторождений в Ленском районе // Геология рудных месторождений. № 4. 1962. С. 84—96.

6. Шер С.Д., Зверева Е.А., Николаева Л.А., Дейнекина Л.М. О выделении двух генетических групп золотоносной сульфидной прожилково-вкрапленной минерализации //Геология и полезные ископаемые юга Восточной Сибири. — Иркутск, 1979. С. 29—31.

A. M. GAVRILOV, Yu. I. NOVOZHILOV

ON THE FORMATIONAL AFFILIATION OF THE SUKHOY LOG GOLD DEPOSIT

It is proposed that the Sukhoi Log deposit (Lensky gold-bearing district) should be classified as a representative of a unique gold-quartz-sulfide formation belonging to the gold-quartz formation family. It is shown that, in distinction to typical gold-sulfide deposits, the highest proportion of gold occurring in the Sukhoi Log ores was deposited during the later ore formation stage relative to the bulk of pyrite.

УДК 553.411.041(571.51)

© Г. С. Симкин, 1997

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И ПЕРСПЕКТИВЫ СОВЕТСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Г. С. СИМКИН (ЦНИГРИ МПР России)

На основе реконструкции тектонического режима развития и других параметров поисковой модели проанализирована геологическая позиция Советского золоторудного месторождения в иерархической системе геологических объектов от металлогенической зоны до рудного тела. Намечено относительное соотношение масштабов установленного — прогнозируемого — потенциального оруденения.

Советское золоторудное месторождение принадлежит к числу крупных объектов легко-обогатимых руд золото-сульфидно-кварцевого типа в терригенных толщах миогеосинклиналей. Оно локализовано в верхнепротерозойских углеродисто-терригенных образованиях в околоинтрузивной зоне гранитоидного батолита пестрого состава. Оруденение представлено убогой сульфидной вкрапленностью пирита, пирротина, арсенопирита и относительно крупного свободного золота в серии эшелонированных кварцево-жильных зон сложной морфологии. Жильные зоны контролируются системой продольных трубообразных складчато-разрывно-блоковых деформаций, осложняющих ЮЗ крыло Советской антиклинальной складки [6, 10, 14] — одной из субрегиональных складчатых дислокаций терригенного чехла.

Открытое в 1898 г. Л.А.Ячевским, месторождение эксплуатируется и изучается с 1906 г. Автор в 1990—92 гг. имел возможность проанализировать богатый фактический материал по месторождению и рудному полю: увязать каркас разрывных нарушений, жильные тела и прожилковые образования по серии погоризонтных планов и разрезов месторождения масштаба 1:500—1:2000; на основе комплекса геолого-структурных и минералого-геохимических исследований на опорных разрезах провести корректировку геологической карты и построение разрезов рудного поля масштаба 1:10000. В результате была построена поисковая модель, что позволило по-новому подойти к определению геологической позиции и оценке перспектив Советского месторождения и рудного поля.

К числу основных параметров поисковой модели геологических объектов, определяющих условия локализации и поисковые признаки проявлений золото-сульфидно-кварцевого оруденения каждого иерархического уровня и их взаимоотношения с магматическими и метаморфическими образованиями, относятся: благоприятная среда рудолокализации; особенности геометрии, тип и размер структурного каркаса и его соотношение с региональными структурами; тектонический режим рудолокализации; элементы структурной, минералого-геохимической и околорудно-метасоматической зональности.

Применение системного подхода «прогноз — поиск — оценка», развиваемого в ЦНИГРИ [1], потребовало рассмотрения геологических объектов регионального и субрегионального уровней — золотоносной зоны и рудного района. Это обуславливалось необходимостью не только реконструкции внутреннего строения и тектонического режима развития, но и определения геологических границ, положения месторождения и рудного поля в региональных структурах.

Советское месторождение принадлежит Северо-Енисейской золотоносной зоне, расположенной в пределах складчатых сооружений терригенной геосинклинали Енисейского кряжа, протягивающейся на несколько сот километров от верховьев р. Чапа на СЗ до среднего течения р. Мурожная на ЮВ, в Приангарье (рис. 1, А).

Зона, ограниченная кулисами Западно-Источного-Ишимбинского и Татарского глубинных разломов, представлена серией эшелонированных четковидно расположенных тектонических блоков (Соврудниковский, Ерудинский, Татарский, Мотыгинский), являющихся составной частью системы, возникшей в условиях интенсивного латерального сжатия в верхнем(?)-позднем протерозое на стыке между структурами Приенисейской шовной зоны и жесткими сооружениями Сибирской платформы [13].

В этот период, после залечивания Приенисейской шовной зоны магматитами основного ряда и протрузиями ультрабазитов, область концентрации тектонической активности и флюидно-тепловых потоков последовательно смещалась к СВ в направлении Сибирской платформы. В осадочном слое и терригенном чехле это вызывало

последовательное формирование крупных объемов гранитоидных масс (многочисленных зон разуплотнения), принадлежавших вдоль периферии эвгеосинклинали проявлениям позднегеосинклинальной лейкогранитовой и мигматит-гранитной, а к СВ, в пределах миогеосинклинали, — орогенной гранитной батолитовой формациям, в распределении производных которых, по мнению М.И. Волобуева [4], таким образом проявилась поясовая и временная зональность. Это приводило не только к последовательному нарастанию тектонических напряжений, но и, вероятно, обусловило ступенчатое-блоковое строение кряжа. На уровне терригенного этажа миогеосинклинали это привело наряду с образованием внутренних поднятий и впадин, согласно выводам О.А. Вотаха [5], к последующим интенсивным деформациям мощного комплекса углеродисто-терригенных, углеродисто-карбонатно-терригенных и терригенно-карбонатных толщ (до 5—10 км), залегающих на архейско-раннепротерозойском основании, представленном метатерригенно-вулканогенно-карбонатными образованиями пенчегинской серии.

Как показали результаты съемочных и геофизических исследований А.П. Четвергова, Д.М. Сазонова, А.Ф. Целыковского (1980), в тектонических блоках Северо-Енисейской золотоносной полосы проявились субрегиональные зоны интенсивного дислокационного метаморфизма. Внутри- и межблоковые разнотипные складчатые, разрывные сдвиги-надвиговые, взбросовые, а также приразломные деформации, крупные зоны трещиноватости, отражающие высокоамплитудные перемещения по региональным разломам — все это позволяет отметить, что серия тектонических блоков, соответствующая Северо-Енисейской золотоносной зоне, фокусировала разрядку региональных тектонических напряжений сжатия.

Позиция рудных районов в пределах зоны определялась приуроченностью к узлам пересечения продольных Ишимбинских и Татарского глубинных разломов со скрытыми поперечными СВ расколами фундамента. В терригенном этаже подобные узлы отражаются перегибами, ветвлением и сложными сочленениями региональных

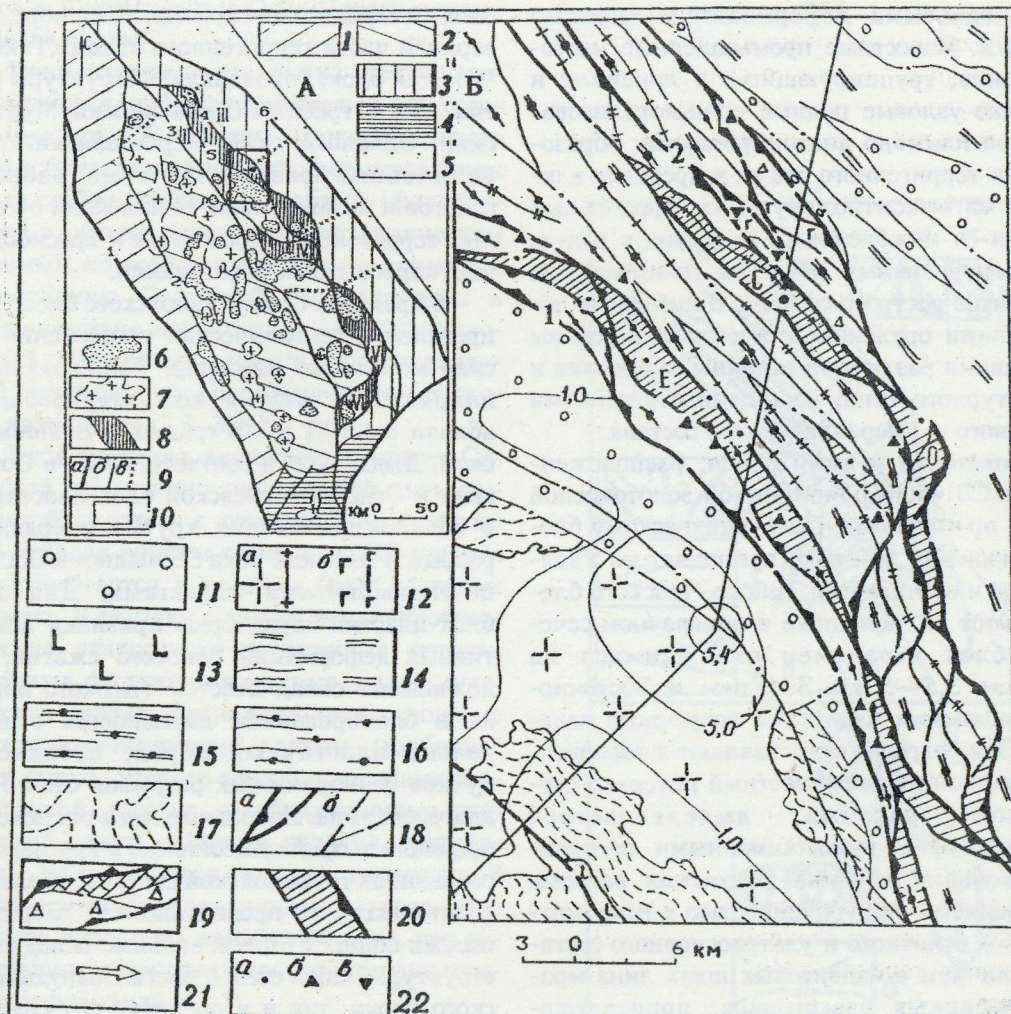


Рис. 1. Геологическая позиция Советского месторождения. А. Тектоническая схема байкалид Енисейского кряжа (по Г.И.Кириченко [8], В.Е.Хайну [13], А.П.Четвергову, В.И.Яскевичу, 1980 с изменениями). Б. Геологическая модель Советского рудного района. Составлено по данным А.Ф.Цельковского, А.П.Четвергова, И.В.Минеева, Е.С.Постельникова, 1980):

блоки: 1 — фемического состава, PR_3 , 2 — сиалического состава, PR_{2-3} , 3 — миогеосинклинальная зона байкалид; 4 — блок-выступ архейско-протерозойского основания; 5 — структуры западной окраины Сибирской платформы; гранитоидные формации: 6 — батолитовая (пестрого состава) татарско-аяхтинского типа, 7 — лейкогранитовая и мигматит-гранитовая тейского типа; 8 — субрегиональные тектонические блоки, представляющие Северо-Енисейскую золотоносную зону; 9 — глубинные разломы: а — ограничивающие байкалиды Енисейского кряжа, б — блокоразграничивающие, в — скрытые СВ поперечные; 10 — площадь схемы Советского рудного района; 11 — позднепротерозойские орогенные терригенно-карбонатные и карбонатные образования; 12 — верхнепротерозойские магматические формации: а — гранитоидных батолитов пестрого состава, малых интрузий и даек, б — габбро-диабазовая — дайковые серии; 13 — базит-ультрабазиты; верхнепротерозойские образования сухопитской серии; 14 — метаалевролиты, кварциты, сланцы погорюйской и верхов удерейской свит; 15 — углеродистые филлиты и филлитизированные сланцы удерейской свиты; 16 — серицит-хлоритовые сланцы горбилоской и метаалевролиты, песчаники, сланцы кординской свиты; 17 — комплекс формаций древнего основания геосинклинали (тейская серия); 18 — разрывные нарушения: а — надвигового типа, б — оперяющие; 19 — тектонические брекчии; 20 — тектонические блок-пластины локального уровня; 21 — вероятные направления тектонических напряжений; 22 — месторождения и рудопроявления: а — золото-сульфидно-кварцевые в кварцево-жильных телах сложной морфологии (Советское — крупная точка), б — золото-кварцевые и в — золотосодержащие сульфидно-полиметаллические. Тектонические блок-пластины: Е — Енашиминская, С — Советская, О — Огне-Потеряевская. Зоны разломов глубокого заложения: 1 — Западно-Ишимбинская, 2 — Восточно-Ишимбинская

складчатых структур, осложненных разрывно-складчатыми деформациями высокого порядка. Известные промышленные месторождения, группирующиеся в линейные и линейно-узловые рудные поля, локализованы в интенсивно дислоцированных образованиях терригенного этажа в пределах влияния магмоконтролирующих продольных внутри- и межблоковых разрывов в над- и околоинтрузивных областях гранитоидных батолитов пестрого состава. В интервале локализации оруденения они препарированы разрывами различной глубины заложения и структурного типа, насыщенными дайками основного и умереннокислого состава.

Советский рудный район, расположенный в СЗ части одноименной золотоносной зоны, принадлежит Соврудниковскому блоку, зажатому на стыке приподнятого Уволжского и опущенного Тейско-Чапского блоков. Этот клиновидный в поперечном сечении блок ограничен сходящимися на глубине 3,5—5 км Западно- и Восточно-Ишимбинским надвигами встречного падения. Эти разрывы представляют в терригенном этаже приповерхностный интервал глубинного разлома, выделяющегося интенсивными гравитационными ступенями. Большая глубина заложения разлома определяется приуроченностью к нему магматитов основного и ультраосновного состава, наличием в надвиговых швах линз мраморизованных известняков, принадлежащих древнему основанию и фиксируется, по данным ГСЗ, значительной амплитудой перепада мощности соприкасающихся блоков (рис. 1, Б).

Буферная позиция Соврудниковского блока обусловила возникновение региональной зональности складчато-разрывно-блоковых деформаций. В субстрате блока, представленном преимущественно углеродистыми образованиями низов терригенного этажа, концентрировались напряжения латерального сжатия. В относительно пластичных породах возникали системы кулисообразно расположенных малопротяженных синклинальных и антиклинальных складок, нарушенных всемерно-расходящимися пучками разрывов сдвига-надвигового, взбросового типа. В жестком обрамлении, сложенном преимущественно хрупкими метатерригенно-вулканогенно-карбонатными образова-

ниями древнего основания (Уволжский блок) и терригенно-карбонатными породами верхней части терригенного этажа (Тейско-Чапский блок), проявлялись структуры растяжения — грабены (Дюбкошский, Муртинский, Оллоноконский, Черемшанский), ограниченные разрывами типа взбросо-сдвигов и выполненные комплексом орогенных терригенно-карбонатных и красноцветных карбонатных образований.

В пределах Соврудниковского блока распределение тектонических напряжений носило мозаичный характер. Так, локальные напряжения сжатия концентрировались вблизи его ЮЗ и СВ границ в Енашиминской, Дыданской и соответственно в Советской и Огне-Потеряевской блок-пластинах, в области сочленения крутых оперяющих разрывов висячего бока с Западно- и Восточно-Ишимбинским надвигами. Для этих блок-пластин характерны признаки пликативных деформаций бокового сжатия, осложненных складчатостью высокого порядка и блокированием вмещающих относительно пластичных пород, проявление пучков разноранговых разрывов сдвига-надвигового типа. Локальные зоны растяжения проявились преимущественно в хрупких образованиях горбилочской свиты в отдельных фрагментах зон продольных СЗ разрывов, осложняющих субрегиональные складчатые структуры, как в осевой части Соврудниковского блока, так и в пределах его краевых зон, в вышеперечисленных блок-пластинах.

Золоторудные месторождения и рудопроявления рудного района локализованы в околоинтрузивной зоне Каламинского гранитоидного массива. Золото-сульфидно-кварцевые и золотосодержащие сульфидно-полиметаллические месторождения и рудопроявления расположены в Енашиминской, Огне-Потеряевской и Советской блок-пластинах. Они контролируются каркасом разрывов в пластинах надвигов и породах висячего бока. Золото-кварцевые жильно-прожилковые зоны сосредоточены в продольных соскладчатых разрывах преимущественно в центральной части Соврудниковского блока, в оперяющих трещинах. С этих позиций золоторудные объекты, локализованные вдоль разрывного каркаса Западно-Ишимбинского надвига, объединены в Енашиминское и Дыданское рудные поля, а принадле-

жащие зоне Восточно-Ишимбинского относятся к Советскому и Огне-Потеряевскому рудным полям.

Концентрация локальных тектонических напряжений, происходившая у передового выступа СВ окраины Соврудниковского блока, близкая по времени с формированием силла габбро-диабазов и диабазов (фиксируемого в объеме системы по геофизическим данным), по всей вероятности, и привела к образованию Советской блок-пластины и (как следствие надвигания) — к возникновению сопряженного подстилающего раздвигу Григорьевского (Восточно-Ишимбинского) надвига (рис. 2, 3, 4).

Блок-пластина включает фрагмент Советской интенсивно нарушенной антиклинальной складки с относительно пологим ЮЗ и более крутым срезанным СВ крылом и располагается висячем боку пластины надвига. В складку собраны верхнепротерозойские углеродисто-терригенные породы: филлиты, филлитизированные сланцы (удерейская свита), метаалевролиты, слоистые алевролитоглинистые сланцы (горбилоская свита). Ядро ее сложено породами горбилоской, крылья — образованиями удерейской свиты. Шарнир складки, ундулируя, погружается к юго-востоку. В литологически однородном разрезе слоистость проявлена невыразительно, что существенно затрудняет прочтение пликативных деформаций.

В плане конформная региональным структурам, вытянутая с СЗ на ЮВ на 20 км, Советская блок-пластина приурочена к области сочленения надвига с оперяющими разрывами. Ее ЮЗ границей служит крутопадающий (60—70°) Главный разлом, а СВ — разрыв Сухого Лога-2 с изменяющимися (от 3—5° на СЗ до 60—75° на ЮВ) углами наклона поверхности сместителя. Снизу блок-пластина ограничена поверхностью надвига; в продольном сечении она асимметрична и имеет относительно пологий СЗ край и крутой ЮВ, а в поперечном сечении представляет собой обращенный вниз усеченный клин. Вертикальный размах блок-пластины, определяемый глубиной залегания надвига, достигает в ее ЮВ раздвиге 5 км и более (вероятные «корни» структуры), уменьшаясь к СЗ и ЮВ выклинкам. При этом следует отметить, что СЗ и ЮВ части

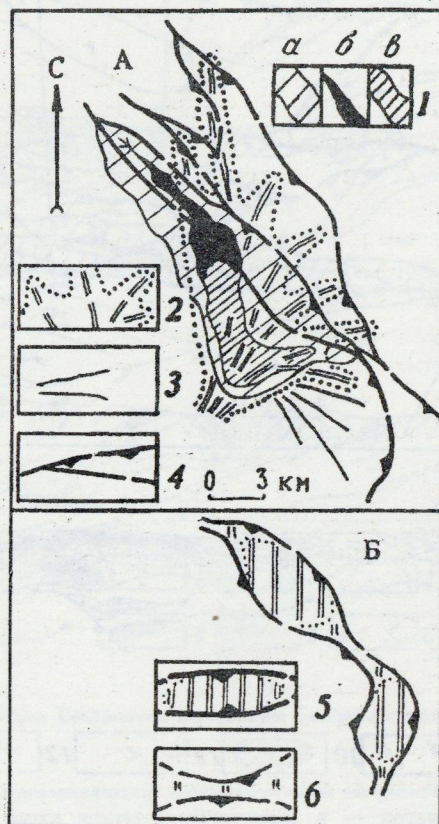


Рис. 2. Советское рудное поле. А. Соотношение рудо-контролирующих — рудовмещающих деформационных струй тектонитов (схематическая проекция на горизонтальную плоскость). Б. Характер относительного распределения хрупкого и пластичного материала в раздвиге и пережимах надвига.

1 — деформационная матрица в Советской блок-пластине: а — вмещающая систему золото-сульфидно-кварцевых жильных зон, б — контуры зон установленные, в — контуры зон предполагаемые; 2 — область развития трубообразных тел тектонитов в системе близких параллельных швов, вмещающих эшелонированные ритмы золотосодержащей сульфидной минерализации; 3 — зоны кварцевого прожилкования — сигналы скрытого оруденения; 4 — граничные швы надвига и оперяющие трещины; 5 — область преимущественного нагнетания пластичного цемента; 6 — область концентрации «остаточного» хрупкого материала

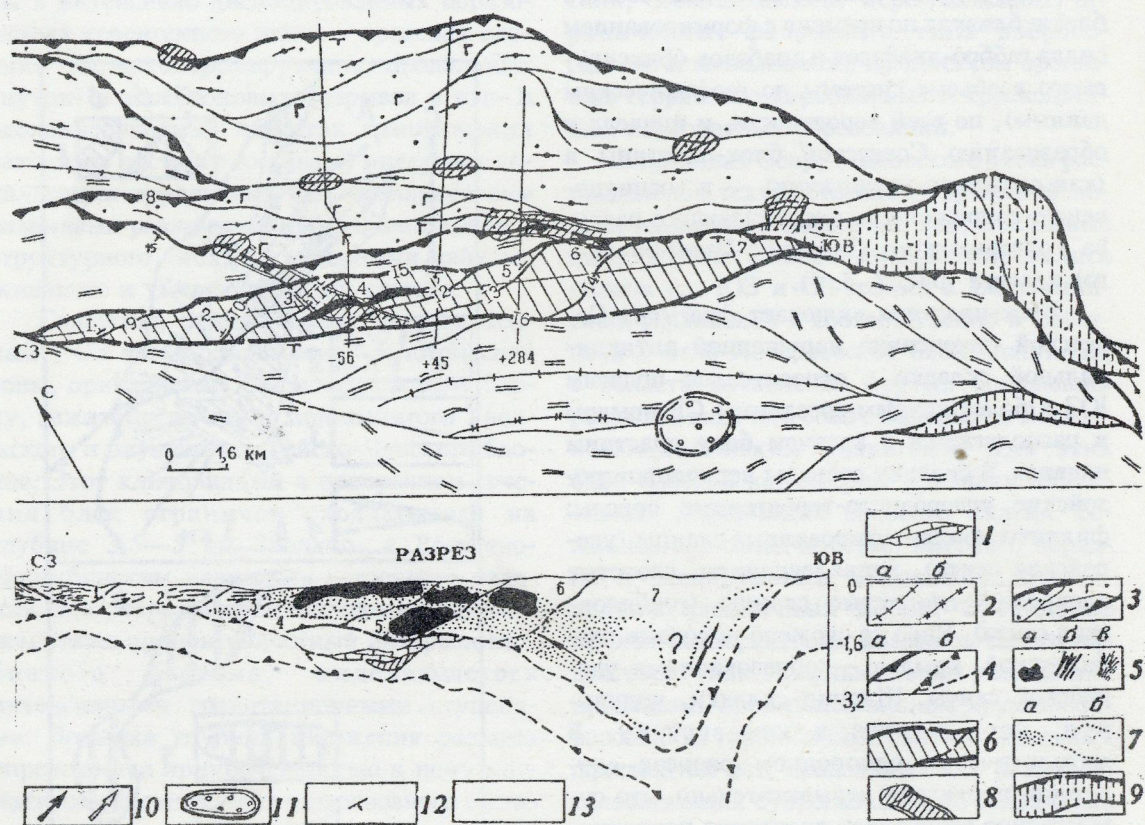


Рис. 3. Геологическая модель Советского рудного поля:

1 — доломитизированные известняки древнего основания (на разрезе); 2 — линейные складки: а — синклинального, б — антиклинального типа; 3 — выполнение пластины Григорьевского надвига: глыбы и обломки габбро-диабазов и диабазов, доломитизированных известняков, углеродистых алевроито-глинистых филлитов и кварц-серицит-хлоритовых сланцев; 4 — швы надвига и оперяющие трещины: а — установленные, б — предполагаемые; 5 — проявления золото-сульфидно-кварцевого оруденения: а — продуктивные кварцево-жильные зоны в блоках центрального типа, б — золотоносные линейные жильно-прожилковые зоны периферических блоков, в — слабозолотоносные штокверки фронтального факела во внешних блоках структурного чехла; 6 — Советская блок-пластина, состоящая из семи тектонических линз (на плане); 7 — деформационная система рудовмещающих дислокаций: а — в установленных контурах, б — в предполагаемых; 8 — проекция предполагаемых струй золотосодержащего сульфидно-полиметаллического оруденения на дневную поверхность в верхнем шве пластины надвига; 9 — фрагменты Огне-Потеряевской блок-пластины; 10 — векторы эндогенной рудной зональности: а — установленной ветви рудовмещающей структуры, б — предполагаемой; 11 — вероятное положение корневой зоны рудоконтролирующих структур; 12 — элементы залегания поверхности сместителя; 13 — линии разведочных профилей и продольной вертикальной проекции Советской блок-пластины. Тектонические линзы, слагающие Советскую блок-пластину — арабские цифры с 1 по 7. Разрывные нарушения: 8 — швы Григорьевского надвига, 9 — Оллоноконское, 10 — Каскадное, 11 — Северо-Западное, 12 — Первое Широтное, 13 — Второе Широтное, 14 — Третье Широтное, 15 — Сухого Лога-2, 16 — зона Главного разлома. Прочие усл. обозн. см. на рис. 1

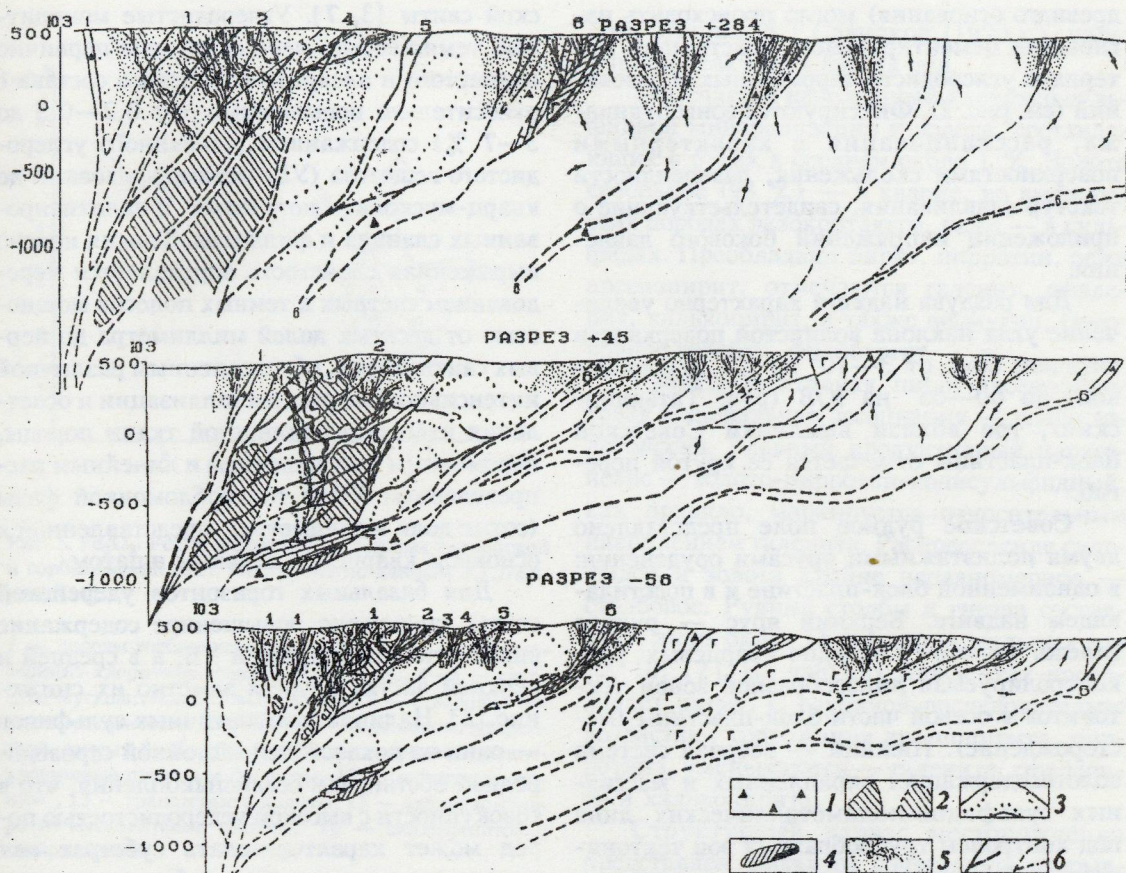


Рис. 4. Геологическая поисковая модель Советского рудного поля. Составлено по данным Северо-Енисейского ГОКа, экспедиции "Сибзолоторазведка".

1 — тектонические брекчии; 2 — блоки центрального типа с рудовмещающей деформационной матрицей: а — в установленных контурах, б — в предполагаемых; 3 — блоки жесткого обрамления; 4 — проявления золотосодержащего сульфидно-полиметаллического оруденения; 5 — ореолы: а — рассеянной сульфидизации (0,00п до 0,5—1 %), б — карбонатно-кварцевых прожилков с контрастным проявлением Cu, Pb, Zn, Ag; 6 — разрывные нарушения: а — прослеженные, б — предполагаемые; названия разрывных нарушений: 1 — швы Главного разлома, 2 — Промежуточное, 3 — Параллельное, 4 — Сухого Лога-1, 5 — Сухого Лога-2, 6 — швы Григорьевского надвига, 7 — Первое Широтное

блок-пластины изучены весьма слабо, ибо не установлены нижняя граница, углы наклона на глубоких горизонтах, не определены вертикальный размах и положение корневой зоны.

Раздув надвига соизмерим по протяженности с блок-пластиной при видимой мощности до 5—6 км. В нем фиксируются крупные (до сотен метров) перемещенные глыбы габбро-диабазов и диабазов, пород горболокской и удерейской свит, метатерригенно-вулканогенно-карбонатных образований древнего основания.

Швы надвига, конформные крупным

глыбам аллохтона, представлены плавно чередующимися раздувами и пережимами и выполнены интенсивно тектонизированными обломками и линзами вышеперечисленных пород, погруженных в относительно мелкообломочные брекчии переменного состава, обломочная фаза и цемент которых также подверглись неоднократному расслаиванию и дроблению.

В раздувах наряду с относительно крупными (десятки — первые сотни метров) линзами хрупких пород (лиственитизированных габбро-диабазов, диабазов, мраморизованных и окварцованных известняков

древнего основания) могло происходить нагнетание цементирующего пластичного материала углеродисто-терригенных образований (см. рис. 2). Фиксируются зоны будинажа, рассланцевания с характерными поверхностями скольжения, разновидности текстур сдавливания, свидетельствующие о приложении напряжений бокового давления.

Для раздува надвига характерно увеличение угла наклона волнистой поверхности висячего бока от $3-10^\circ$ на СЗ (р.Оллонок) до $60-65^\circ$ на ЮВ (руч. Татьянинский), где вблизи выклинки Советской блок-пластины отмечается ее крутой перегиб.

Советское рудное поле представлено двумя полиэтажными ярусами оруденения: в одноименной блок-пластине и в подстилающем надвиге. Верхний ярус — рудная залежь золото-сульфидно-кварцевых руд, контролируемая линзообразной зоной тектонитов в осевой части блок-пластины (месторождение). Нижний — всеерная система золотосодержащих вкрапленных и массивных сульфидно-полиметаллических линз под контролем трубообразных зон тектонических брекчий и милонитов в раздувах близпараллельных швов надвига (СВ фланг рудного поля). Тыловые интервалы протяженных (более 10 км) рудовмещающих деформационных зон проецируются на область повышенной проницаемости — сочленение корневой части блок-пластины и конформного перегиба надвига.

Советская блок-пластина рассечена на всю мощность лестничной системой сходящихся на глубине продольных СЗ разрывов ЮЗ падения (Промежуточный, Параллельный, Сухого Лога-1) и сопряженных относительно пологих широтных трещин северного падения (Оллонокская, Каскадная, Северо-Западная, Первая, Вторая, Третья Широтные) на семь ромбовидных тектонических линз со стороной от $0,5-0,6$ до $1,5-2$ км. Первая, вторая и третья линзы — СЗ фланг (участок Каскадный), четвертая, пятая и частично третья — собственно месторождение, шестая и седьмая — ЮВ фланг (участок Татьянинский).

Продуктивные кварцево-жильные тела сконцентрированы преимущественно в толще углеродисто-терригенных пород удерей-

ской свиты [3, 7]. Углеродистые монолитные темно-серые, черные породы первично глинистого и алевроито-глинистого состава с относительно повышенным (от $0,2-0,5$ до $3-7\%$) содержанием рассеянного углеродистого вещества (УВ) метаморфизованы до кварц-мусковит-биотитовых филлитизированных сланцев и филлитов. Тонкая неясно выраженная слоистость определяется чередованием светлых и темных полосок мощностью от десятых долей миллиметра до первых сантиметров, обусловленным различной интенсивностью раскристаллизации и осветления известково-глинистой ткани породы, переменным соотношением и линейным распределением УВ и тонкообломочной фазы (сотые доли миллиметра), представленной в основном кварцем и полевым шпатом.

Для базальных горизонтов удерейской свиты характерно повышенное содержание сингенетичного пирита и УВ, а в средней и верхней частях разреза заметно их снижение [3]. Наличие сингенетичных сульфидов — один из показателей застойной сероводородной обстановки осадконакопления, что в совокупности с высокой углеродистостью пород может характеризовать субстрат как восстановительную среду, благоприятную для локализации золотого и сульфидного оруденения. Не менее ярким показателем восстановительной среды рудолокализации является отношение $Fe_2O_3:FeO$, которое для образований удерейской свиты варьирует от $1,2,5-3,0$ до $1,6$. Для сравнения можно отметить, что значения аналогичного показателя горбилокской свиты изменяются от $4,5:1$ до $1:2$ (рис. 5).

Итак, восстановительный характер среды можно рассматривать в качестве одного из параметров поисковой модели, определяющего преимущественную приуроченность основной массы продуктивных кварцево-жильных тел Советского месторождения к образованиям удерейской свиты.

В пределах месторождения известно восемь продуктивных эшелонированных кварцево-жильных зон — рудно-минералогическо-химических ритмов, образующих в совокупности единую трубообразную рудную залежь, контролируемую в осевой части Советской блок-пластины зональной деформационной системой складчато-разрывно-блоковых дислокаций. Вокруг рудной залежи

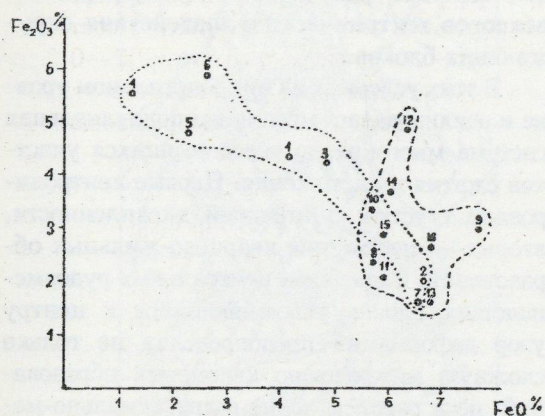


Рис. 5. Fe_2O_3 : FeO в терригенных породах удерейской и горбилокской свит. Построено по данным В.Г.Петрова [11]:

1 — породы горбилокской свиты: 1, 2, 3 — кварцево-серицит-хлоритовые сланцы и филлиты, 4—5 — кварцево-мусковит-хлоритовые сланцы, 6 — ставролит-биотит-мусковитовые сланцы, 7 — образования удерейской свиты: 8, 9, 10, 11, 14 — кварцево-серицит-хлоритовые сланцы и филлиты, 12 — глинистые сланцы, 13 — гранатовые филлиты, 15 — кварцево-ставролит-мусковитовые сланцы, 16 — силлиманитовые гнейсосланцы

сформирован чехол околорудно-метасоматических и минералого-геохимических ореолов. В совокупности это концентрически зональное, прослеженное на 3,5—4 км, склоняющееся к ЮВ дискретное рудно-ореольное тело, признаки которого фиксируются также за пределами месторождения в его СЗ и ЮВ флангах.

Жильные тела молочно-белого кварца (90—98 %) будинированы, превращены в тектонические брекчии, насыщены серицитом, хлоритом, карбонатами, УВ, обломками вмещающих пород. Кварцевые тела и их скопления обладают складчатыми, чаще флексуриобразно ветвящимися формами, группируются в серии кулис, образующих в единой деформационной матрице кварцево-жильную зону, максимально насыщенную кварцем в центральной части рудовмещающего блока. Средние размеры подобных кулис — 20—30 м по восстанию, 30—50 м — по простиранью, при мощности — 5—25 м. Высокая золотоносность характерна для интенсивно деформированных насыщенных УВ разновидностей кварца, по мнению гео-

лога рудника Л.Т.Савицкой (1990 г.), чаще в приконтактных частях тел.

Отмечается наложенный характер сульфидной минерализации и золота, составляющих в рудах в среднем около 1 %. Золото свободное (98 %) — в кварце, во вмещающих породах экзоконтактов, реже — в сульфидных. Преобладают пирит, пирротин, реже арсенопирит, отмечаются галенит, сфалерит, халькопирит, а также висмутин, самородное серебро, фрейбергит.

Раннепродуктивная пирит-арсенопиритовая минеральная ассоциация — слабо золотоносна. Главный продуктивный парагенезис — золото-пирротин-полисульфидный, как правило, маркируется относительным накоплением галенита. Распределение сульфидов и золота крайне неравномерное — столбовое. Рудные столбы и гнезда составляют лишь около 15 % кварца жильных зон [2, 10, 12]. На верхних горизонтах преобладает пирит. С глубиной последовательно возрастают содержания арсенопирита, пирротина, уменьшаются — галенита, сфалерита и халькопирита.

Структурный каркас месторождения представлен сложным сочетанием разрывных и складчатых структур, образующих в совокупности концентрически зональную деформационную матрицу, определявшую морфологию и распределение в пространстве не только кварцево-жильных образований, золота и сульфидной минерализации, но и околорудно-метасоматических и минералого-геохимических ореолов. Концентрация расщепления, трещиноватости, будинажа, сложных складчатых дислокаций, участков пластического течения последовательно нарастает от краевых зон матрицы к центральным.

Широтные и северо-западные границы и внутренние разрывы, представляющие структурный каркас третьей, четвертой и пятой тектонических линз, вмещающих известные продуктивные кварцево-жильные зоны и промышленные рудные тела, обычно представлены системами кулисообразных взаимосвязанных трещин (0,1—0,7 м) общей мощностью от 2—5 до 20—50 м. По простиранью и падению для них характерны плавные переходы, нередко ветвление, расщепление, а для широтных, кроме того — сложные трансформации в складчатые и

пликативные нарушения. Соотношения широтных и СЗ разрывов в узлах пересечений выражается в резком увеличении по мощности близодновременных плавно меняющих направление серий разномасштабных трещин притирания. Для них также характерно отсутствие однозначно выраженных взаимных пересечений.

Разрывные структуры (пограничные и внутренние) разделили каждую тектоническую линзу на концентрически зональную систему блоков высокого порядка. Центральное место в такой системе занимает блок (или блоки), вмещающий осевую часть деформационной матрицы, контролировавшей продуктивную кварцево-жильную зону. По периферии располагаются блоки, представляющие структурный и ореольный чехол (рис. 6).

Анализ внутреннего строения деформационной матрицы позволяет произвести реконструкцию тектонического режима и типизацию обстановки рудолокализации. К первому — основному типу относятся блоки, занимающие центральную осевую позицию в системе деформационных рудовмещающих дислокаций блок-пластины (см. рис. 4). Динамический режим преобладающего сжатия способствовал вовлечению в процесс деформации разноранговых элементов структурного каркаса. Последний, в свою очередь, активно воздействуя на гетерогенный субстрат, представленный тонким переслаиванием различных по физико-механическим свойствам пластичных и хрупких образований, мог обуславливать реализацию пульсационной тектонической активности (эффект пружины). При этом наиболее интенсивно проявились деформации изгиба, кручения, отслоения — интегральный эффект в блоках с неоднородной вмещающей средой.

В этой обстановке относительно однородные периферические блоки играли роль жесткого обрамления. Так, для тектонически активного блока центральной зоны характерны признаки хаотической (турбулентной) складчатости общего сжатия с нарастанием интенсивности от периферии к центру. Причудливый узор разноранговых деформаций представляет собой сложнейшее сочетание хаотически ориентированных замкнутых и изогнутых дислокаций, сло-

истости и сланцеватости гетерогенной среды, являясь результатом интерференции векторов тектонического воздействия окружающих блоков.

В этих условиях на микролокальном уровне и реализовалась мозаичная поликанальная система многократно чередовавшихся участков сжатия и растяжения. Первые контролировали сгустки сульфидной вкрапленности, вторые — положение кварцево-жильных образований. В пределах центральных рудовмещающих блоков усложняющийся к центру узор деформаций предопределял не только сложную морфологию кварцевых образований, но и распределение гидротермально-метасоматических новообразований, сульфидной вкрапленности, рудной нагрузки в полицентричной системе структурно взаимосвязанных концентрационных максимумов наложенной сульфидной минерализации и более позднего золота.

Таким образом, узор деформаций определял положение участков рудоотложения, представляющих зону интенсивного кварц-кальцит-мусковит-серицитового замещения (до серицитолитов), в которой на фоне выноса лито- и сидерофильных элементов формировались рудные столбы (тела). Система участков рудоотложения окружена ореольным чехлом, представленным промежуточной и внешней зонами. Здесь на затухающую серицитизацию накладывалось метасоматическое и микропрожилковое кварц-альбитовое, калишпатовое и турмалин-гематит (магнетит)-карбонат-хлоритовое замещение, происходило рассеяние золота, халькофильных и локальное накопление лито- и сидерофильных элементов, формировалась рассеянная сульфидная вкрапленность переменного пирит-пирротинового состава (см. рис. 4, 5).

Границы участков рудоотложения и ореольного чехла завуалированы и макроскопически трудноопределимы. При детальном наблюдении они фиксируются не только во вмещающих породах, но и непосредственно в жильных телах. При этом в жильном кварце, подвергшемся многократному дроблению и перекристаллизации, проявлены хлоритизация, турмалинизация, Fe, Mg, Mn-карбонатизация, альбитизация, фиксируется появление гематита, турмалина, иногда — апатита, циркона.

Второй тип рудолокализации характерен для периферических блоков (блоки II, III и IV). В их субстрате, если судить по характеру деформаций жильно-прожилковых образований, отмечаются признаки изоклинальной приразломной складчатости бокового давления, нарушенной продольными разрывами, контролировавшими зоны «линейных» кварцевых прожилков и жил.

В линейных жильно-прожилковых сериях распределение золота, сульфидной минерализации, гидротермально-метасоматических новообразований, морфология и положение рудного столба определялись сгущением трещин в линейных зонах локального растяжения. Рудный столб объединяет серии сближенных кварцевых прожилков и жил, охватывая прилегающие боковые породы. Интенсивно тектонизированный жильный кварц пронизан сетью трещин, микропор, контролировавших развитие мусковит-серицитового замещения, положение обломков вмещающих пород и концентрацию графитизированного УВ в зеркалах скольжения («черные трещины»). В боковых породах наблюдается перекристаллизация глинисто-известковой массы, осветление и перераспределение УВ, серицитизация предрудных альбита и хлорита, мелкоагрегатные скопления которого теряют отчетливость очертаний и обесцвечиваются. Жильно-прожилковая зона в этих условиях в интегральном контуре по падению и простираению достигает 300—500 м при мощности до 80—150 м. Вверх по восстанию золотоносные жильно-прожилковые зоны или их сближенные серии, существенно утрачивая продуктивность, переходят в ореольный чехол, вертикальный размах которого и размеры по латерали во вмещающих породах достигают 500—600 м.

По данным Н.В.Петровской [11] и Г.А.Середенко (1973), в ореоле рудных тел в блоках центрального типа и жильно-прожилковых зонах в периферических блоках альбитизация низкой интенсивности получила развитие в интервале до 8—12 м, хлоритизация интенсивностью 0,5—1,5 % до 1,5—6,5 м, турмалинизация (до 5—30 %) — до десятков метров, новообразования апатита, циркона и монацита — до первых десятков метров. К внешней границе ореола линейной жильно-прожилковой зоны в со-

ставе новообразований возрастает роль прожилковой фазы. За счет этого его мощность возрастает на десятки, первые сотни метров. На этом фоне во внешней зоне ореола в объеме породы и в микропрожилковой фазе отмечается рассеянная сульфидизация (десятые — сотые доли процента) в виде тонкой (тысячные — сотые доли миллиметра) дендритовидной вкрапленности, микропрожилков, просечек, налетов пирита и пирротина.

В поперечном сечении тектоническая линза — зональная система блоков высокого порядка, имеет двух-трехэтажное строение. Каждый блок-этаж ограничен ромбовидной системой продольных разрывов ЮЗ падения (70°) и широтных — северного (5—10 до 25—30°). В основании такой системы на пластине надвига располагаются зажатые жестким обрамлением блоки центрального типа, эшелонированные по вертикали или латерали, а над ними — периферические блоки надрудного чехла. Так, в поперечном сечении линзы-4 выделяется один блок центрального типа с пятой кварцево-жильной зоной, а в разрезе линзы-5 — два аналогичных блока, вмещающие шестую и седьмую продуктивные жильные зоны (см. рис. 4).

Система кулисообразно расположенных зонально построенных деформационных матриц в пределах месторождения прослеживается более чем на 4 км через три упомянутые тектонические линзы и выделяется в тектонитах по наличию кварцевых образований, сульфидной вкрапленности и золоторудных тел, представляя на указанном интервале центральный фрагмент единой рудной залежи.

Структурно-вещественная взаимосвязь деформационных матриц (продуктивных кварцево-жильных зон) блоков центрального типа по восстанию и погружению проявляется в виде серий маломощных (5—15 м) продольных и диагональных зон расщепления, рассекающих блокоразграничивающие широтные нарушения. Такие зоны (вероятно, обеспечивавшие проникновение гидротермального флюида) обычно представлены серией тектонически переработанных кварцевых кулис, сопровождаемых дискретно проявленной трещинной серицитизацией, линейными аномалиями золота,

мышьяка и рассеянной сульфидной вкрапленности.

Перспективы Советского месторождения связываются с доизучением области сочленения Главного разлома и пластины надвига в пределах деформационной системы рудовмещающих дислокаций в интервале между профилями -70 на СЗ и +70 на ЮВ. Анализ поисковой модели показывает, что в указанной системе складчато-разрывно-блоковых дислокаций возможно чередование по вертикали и латерали потенциально рудовмещающих блоков центрального типа и жесткого обрамления. Поэтому перспективы шахтного поля следует связывать с выявлением внутреннего строения деформационных матриц в пределах тектонических линз 3, 4 и 5.

Северо-западный и юго-восточный фланги месторождения и соответственно 1, 2, 3 и 6, 7 тектонические линзы Советской блок-пластины изучены недостаточно: точно не установлены нижняя граница и соответственно вертикальный размах оруденения, соотношение и размеры, ярусность центральных и периферических блоков деформационной матрицы, параметры склона и погружения, а также положение корневой зоны и предполагаемой ЮВ ветви деформационной структуры.

Несмотря на это, на участках Каскадный (фронтальный интервал — линзы 1, 2, 3), Татьянинский (тыловой интервал — линзы 6 и 7) известны фрагменты системы зональных деформационных матриц, что позволяет предположительно оценить общую протяженность рудовмещающей структуры (потенциальной рудной залежи) более 15 км.

Положение корневой зоны блок-пластины и, соответственно, рудной залежи, скорее всего, соответствует максимальному вертикальному интервалу блок-пластины и проецируется на тектоническую линзу 7.

Во фронтальном интервале вертикальный размах деформационной структуры сокращается до полного замыкания. Наряду с Григорьевским надвигом происходит выполаживание и ветвление продольных СЗ разломов и, как следствие этого, уменьшение размеров блоков высокого порядка (100—300 м). Начиная с центральной части тектонической линзы-3, исчезают блоки цент-

рального типа, и деформационную систему представляют периферические блоки фронтального интервала с вертикальным размахом до сотен метров.

Прослеженные буровыми скважинами до глубины 200—300 м зоны линейных прожилков, ориентированные вдоль сланцеватости углеродистых образований удерейской свиты, в тектонических линзах 1 и 2 практически утрачивают золотоносность и переходят в расходящийся факел разноориентированных маломощных прожилковых зон, выходящих на несколько сотен метров за пределы блок-пластины. В блоках линзы-1 прожилковые зоны характеризуются преимущественно пологим ЮЗ, а линзы-2 — крутым СВ падением. Серии прожилковых зон, представляющие фронтальный факел, сопровождаются мощными (до 200—500 м) контрастными геохимическими ореолами серебра, меди, свинца и рассеянной сульфидной вкрапленности пирита (до 0,5—1,5 %). В сгущениях прожилков концентрация сульфидов достигает 10—15 %, появляются галенит, сфалерит, халькопирит.

В пределах фронтального факела (область рассеяния оруденения — замыкания блок-пластины, линза-1) перспективы золотоносности, по действующим на месторождении экономическим требованиям, невелики. В линзе-2 проявлен мелкоблоковый рисунок, подчеркиваемый продольными кулисами разрывов, контролирующих прожилковые серии. В этих условиях вероятны проявления малопротяженных по падению и простиранию рудных столбов. Реконструкция веера жильно-прожилковых зон, морфологии полиэлементного ореола и ореола рассеянной пиритизации в пределах линзы-3 показывает, что перспективы золотого оруденения могут быть связаны с плитообразным тектоническим блоком, ограниченным пологими продольными (Сухого Лога-2, Параллельный), диагональными (Каскадный и Северо-Западный) разломами и подстилающим Григорьевским надвигом. Это позволяет определить протяженность возможных продуктивных образований примерно в 300 метров.

Татьянинский участок (ЮВ фланг) представлен линзами 6 и 7. Блокоограничивающие и внутренние продольные разрывы, как и поверхность надвига, имеют крутое

ЮЗ падение (до $60-65^\circ$) (см. рис. 2—4). До глубины 300—400 м между разломами Главный и Сухого Лога-1 фиксируется продольная система слабозолотоносных прожилков, представленная веерно расходящимися к поверхности сериями сближенных линейных слабозолотоносных ($\text{Au } 0,6 \text{ г/т}$) кварцевых прожилков с сульфидной минерализацией до 0,5—2 % общей мощностью до 600 м. По системам трещиноватости и вдоль прожилков развиты мусковит-серицитовое и сопряженное гематит-хлоритовое и кварц-альбитовое замещение. Систему прожилков окружает мощный ореол (1,7—2,1 км) неравномерной рассеянной вкрапленности пирита, протягивающийся к ЮВ в виде неоконтуренной полосы, облегающей весь рассматриваемый блок между разломами Главный и Сухого Лога-2. Во внешней зоне ореола интенсивность цепочечной, гнездовой и единичной вкрапленности кубооктаэдрического пирита (0,3—5,0 мм) не превышает 0,5 %. По данным поисковых работ экспедиции «Сибзолоторазведка» (1961—1991), во внутренней зоне в составе сульфидной составляющей вдоль сланцеватости или в экзоконтактах прожилков появляются скопления мелких выделений и гнезд галенита, сфалерита, пленок халькопирита.

В пределах участка возрастают углы наклона поверхности надвига и продольных разрывов. В связи с этим вся система блоков высокого порядка приобретает крутое ЮЗ падение, увеличиваются вертикальный размах и протяженность зональной колонны. Об этом свидетельствует пиритовый состав (наличие пирротина — качественный показатель центральных и тыловых уровней) рассеянной сульфидной вкрапленности и рудной нагрузки прожилков.

В приповерхностной зоне, между швами Главного разлома и разрывами Сухого Лога-1 и 2 выявляется сочетание жестких однородных блоков и блоков с признаками гофрировки крыльев складчатости бокового давления, если судить по рисунку деформации кварцевых прожилков. Зоны сближенных прожилков (от 2—5 до 50 м) рассекают швы блокоограничивающих и внутренних разломов, выявляя фрагменты структуры чехла рудовмещающей деформационной матрицы, мощность которого может достигать 500–800 м. Следуя логике проявления

зональности, можно предполагать, что вертикальный размах системы потенциально рудовмещающих блоков центрального типа, принадлежащих ЮВ продолжению рудной залежи Советского месторождения, может составить не менее 3—3,5 км. В случае подтверждения рабочей гипотезы ресурсы ЮВ фланга на доступной глубине (только по Татьянинскому участку) могут оказаться сопоставимыми с запасами Советского месторождения. Специального рассмотрения требует гипотеза о существовании у ЮВ замыкания Советской блок-пластины круто наклоненной к СЗ ветви потенциально рудовмещающей деформационной структуры (см. рис. 2, 3).

Северо-восточный фланг Советского рудного поля представлен раздувом пластины Григорьевского надвига. Последний характеризуют: 1) пологое залегание подстилающей блок-пластину волнистой поверхности висячего бока от $3-10^\circ$ на СЗ (р.Оллонокон) до $60-65^\circ$ на ЮВ (участок Татьянинский); 2) наличие в швах разлома тектонических брекчий (обломочная фаза и цемент представлены терригенными породами), тектонических линз мраморизованных известняков, интенсивно тектонизированных блоков габбро-диабазов и диабазов; 3) проявление в раздувах швов, оперяющих трещинах и боковых породах вкрапленной и массивной золотосодержащей сульфидно-полиметаллической минерализации, сопровождаемой веерообразными пучками линейных кварцевых прожилков с серебро-полисульфидной нагрузкой, факелом рассеянной пирит-пирротиновой вкрапленности и контрастных геохимических ореолов серебра и полиметаллов.

Швы надвига (суммарной видимой мощностью до 5—6 км) представляют собой кулисообразно ветвящиеся по падению и простираению субсогласные со сланцеватостью и слоистостью субстрата висячего бока или кососекущие разрывы переменной мощности до первых десятков, реже — первых сотен метров с плавно чередующимися раздувами и пережимами. Поисковыми работами в серии близпараллельных швов надвига установлены Старо-, Ново-Григорьевский, Верхне-Оллоноконский и другие участки (изученные единичными линиями траншей и малометражных разведочных скважин) с

проявлениями золотосодержащего сульфидно-полиметаллического оруденения. Как правило, подобные образования приурочены к раздувам швов надвига. Для них характерно положение под экраном доломитизированных, окварцованных известняков в тектонизированных лиственитизированных и окварцованных диабазах, линзах кварцитов.

Оруденение представлено пиритом, пиротином, галенитом, сфалеритом и халькопиритом с содержанием сульфидов от 1—2 до 10—15, на отдельных участках до 40 %. Содержания свинца и цинка от 0,1—0,3 % до первых и более процентов, золота — в среднем от 0,2—0,4 до 0,8 - первых граммов на тонну. Известны единичные пробы с содержанием серебра до десятых долей процента. Протяженность подобных рудных скоплений по простиранию швов надвига — первые сотни метров при мощности до 40—60 м.

Указанные рудопроявления прослежены в интервале раздува надвига протяженностью не менее 10 км и располагаются на разных уровнях его пластины. Анализ данных структурного бурения подтверждает рабочую гипотезу о возможном контроле золотосодержащего оруденения полиэтажной всеерно восходящей с ЮВ системой линзо- и трубообразных зон тектонитов в чередующихся раздувах швов надвига, в пользу которой свидетельствуют:

наличие под блок-пластиной зон сульфидизации с золотоносностью 0,4—1,5 г/т; приуроченность рудовмещающих зон тектонитов к узлам ветвления швов, перегибам и осложнениям пластины надвига, к участкам резкого увеличения мощности тектонических брекчий на стыке блоков пород с различными физико-механическими свойствами (нанизанные на систему плавные диагональные внутренние швы, которые, скорее всего, представляют систему структурно взаимосвязанных зон проницаемости);

сопровождение рудопроявлений мощным (первые сотни метров) контрастным ореолом рассеянной пирит-пирротиновой минерализации с галенитом, халькопиритом, сфалеритом, арсенопиритом и геохимическими ореолами серебро-полиметаллического состава;

последовательное возрастание роли пирита, арсенопирита, пирротина в спектре рудных минералов и рассеянной сульфидизации (признаки продольной зональности рудной залежи Советского месторождения) в направлении с СЗ на ЮВ, с увеличением глубины эрозионного среза рудопроявлений.

Согласно имеющимся фрагментарным данным, совокупность указанных сульфидно-полиметаллических рудопроявлений, скорее всего, представляет собой систему минерализованных зон, эшелонированных в направлении погружения (серия изолированных рудно-минералого-геохимических ритмов). Протяженность каждого ритма может достигать 200—400 м. В этом случае предполагаемая протяженность минерализованных зон может составить не менее 1,5—4,5 км. На рис. 2, 3 показана вероятная проекция на поверхность некоторых потенциально рудоносных зон в верхнем граничном шве пластины надвига.

Из-за низкой изученности системы масштабы ее рудного потенциала достоверной оценке не поддаются. Сопоставление этого типа оруденения с сульфидно-полиметаллическими месторождениями различных регионов мира [9] показывает, что установленные содержания золота в интервале от 0,4 до 1,5 г/т являются типичными. Однако в случае подтверждения крупных объемов оруденения представления о перспективах рудного поля могут быть пересмотрены в сторону существенного увеличения.

Геологическая позиция Советского рудного поля и месторождения в иерархической системе рудных объектов, в пределах которых концентрировались тектонические напряжения, выраженные складчато-разрывными деформациями рудовмещающего терригенного этажа, такова: система региональных тектонических блоков Северо-Енисейской золотоносной зоны (региональный уровень) — Соврудниковский блок (Советский рудный район — субрегиональный уровень) — Советская блок-пластина (Советское рудное поле — локальный уровень) — деформационная рудовмещающая матрица (рудная залежь — система кварцево-жильных зон и зон тектонитов в швах Григорьевского надвига

— сублокальный уровень) — рудовмещающий блок центрального типа (золотоносная кварцево-жильная зона — система рудных столбов — уровень рудного тела). Предложенный подход позволяет реконструировать тектонический режим развития рудного объекта соответствующего ранга в рамках четких геологических границ.

Структурная взаимосвязь, близость вещественно-минералогического состава и уровня золотоносности, спектра геохимических ореолов золотосодержащей сульфидно-полиметаллической минерализации и линейных прожилковых зон фронтального интервала рудной залежи Советского месторождения позволяют представить рудное поле и месторождение как единую деформационную систему структурно взаимосвязанных линзо- и трубообразных зон рудовмещающих тектонитов в висячем боку и раздвиге надвига. Схождение подобных минерализованных зон, вероятно, контролировалось зоной повышенной проницаемости в пределах сочленения Главного разлома с перегибом крутопадающего надвига в корневой части Советской блок-пластины (участок Татьянинский). Возникла единая рудоконтролирующая — рудовмещающая деформационная система. Не исключено, что в отдельных ее струях или в области их схождения в пластичных интенсивно динамометаморфизованных образованиях могла создаваться благоприятная обстановка для формирования также и тонковкрапленной золото-сульфидной минерализации. Указанная модель позволяет наметить соотношение геометрии и масштабов установленного — прогнозируемого — потенциального оруденения.

Итак, перспективные участки Советского месторождения и рудного поля приурочены: в пределах месторождения — к блокам центрального типа в деформационной трубообразной рудоконтролирующей — рудовмещающей структуре (шахтное поле), между профилями -150 и +150, на СЗ (участок Каскадный) и на ЮВ (участок Татьянинский) флангах; в пределах рудного поля — к всеерной системе линзо- и плитообразных взаимосвязанных рудоконтролирующих структур в швах Григорьевского надвига. При подтверждении перспектив ЮВ фланга ресурсы месторождения могут быть существенно увеличены. В случае выявления скоплений крупнообъемных золо-

тосодержащих сульфидно-полиметаллических руд в пределах пластины надвига, они могут возрасти на порядок.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Атлас: Многофакторные поисковые модели золоторудных месторождений // Под ред. М.М. Константинова, В.А. Нарсеева. — М., ЦНИГРИ, 1989.
2. Берштейн П.С. Условия локализации различных типов золоторудных месторождений Енисейского края // Тр. ЦНИГРИ. 1962. Вып. 43. С. 47—55.
3. Богданович В.А. Первичная слоистость Советского золоторудного месторождения и ее практическое значение // Тр. СНИИГГИСа. — Красноярск, 1974. Вып. 145. С. 88—93.
4. Волобуев М.И., Зыков С.И., Мусатов Д.И., Ступникова Н.И. Стратиграфия и магматические комплексы Енисейского края по геологическим и радиологическим данным // Тр. Красноярского геологического управления. — М., Недра, 1964. С. 3—58.
5. Вотах О.А. Тектоника докембрия западной окраины Сибирской платформы. — М., Наука, 1968.
6. Горностаев Н.Н. Золоторудное месторождение Советского рудника в Северо-Енисейской тайге // Тр. треста "Золоторазведка" и НИГРИЗолото. — М., 1936. Вып. 3. С. 7—79.
7. Дембо Т.М. Внутренняя структура филлитов и влияние ее на форму кварцевых жил района Советского рудника (Северо-Енисейская тайга) // Тр. НИГРИЗолото. 1948. Вып. 15. С. 72—94.
8. Кириченко Г.И. Верхний протерозой западной окраины Сибирской платформы / Материалы по геологии Сибирской платформы. — М.: Недра, 1955. С. 5—26.
9. Константинов М.М., Вартанян С.С., Курбанов Н.К., Мигачев И.Ф. Некоторые вопросы геологии золоторудных месторождений США // Советская геология. 1992. № 7. С. 3—11.
10. Лобач В.И., Яновский В.М. Закономерности распределения золота в связи с морфологическими особенностями рудных тел на одном из месторождений Енисейского края // Тр. ЦНИГРИ. 1978. Вып. 133. С. 121—129.
11. Петров В.Г. Условия золотоносности северной части Енисейского края. — Новосибирск: Наука. Вып. 69. 1974.
12. Петровская Н.В. Некоторые особенности внутрирудного метаморфизма золото-кварцевых образований на примере месторождений Енисейского края // Тр. ВНИИЗолото. 1956. Вып. 21. С. 3—45.
13. Хаин В.Е. Общая геотектоника. — М.: Недра, 1973.
14. Яновский В.М. Рудоконтролирующие структуры терригенных геосинклиналей. — М.: Недра, 1990.

G. S. SIMKIN

THE GEOLOGICAL POSITION AND PROSPECTS OF THE SOVETSKOYE GOLD DEPOSIT

Based on the reconstruction of the tectonic development conditions and other exploration model parameters, the position of the Sovetskoye gold deposit in the hierarchy of geological entities (from a metallogenic zone to an orebody) is analyzed. A relative proportion between the scales of proved-probable-potential ore is estimated.

УДК 553.3:553.4/470.5/

© О. Н. Грязнов, С. Н. Вахрушев, 1997

ЗОЛОТО-АРГИЛЛИЗИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ УРАЛА*

О. Н. ГРЯЗНОВ, С. Н. ВАХРУШЕВ (УГГГА)

Выделены и изучены модели нового для Урала «карлинского» типа золото-рудных месторождений золото-аргиллизитовой формации в зонах мезозойской тектоно-магматической активизации — светлинская и воронцовская. Выявлена полигенная и полихронная метасоматическая зональность таких месторождений. Установлено, что основная масса золота в них связана с полифазальной низкотемпературной аргиллизитовой формацией, которая развивалась в две стадии — кислотного выщелачивания и позднюю щелочную стадию осаждения оснований (прожилково-вкрапленной минерализации). Наиболее богатые рудные тела возникли при последовательном совмещении в рудовмещающих структурах нескольких золоторудных процессов.

В настоящее время перечень полезных ископаемых, связанных со скарновой, пропилитовой, грейзеновой, лиственит-березитовой, аргиллизитовой и другими формациями, определен достаточно полно. Поэтому не случайно площади развития метасоматитов используются как одна из основ прогнозирования оруденения. Слабо изученными пока остаются зоны тектоно-магматической активизации (ТМА) складчатых поясов [4], которыми контролируются месторождения золото-аргиллизитовой формации — нового для региона «карлинского» геолого-промышленного типа [5, 6]. Золоторудные месторождения этого нового для Урала промышленного типа выявлены в зонах региональных разломов, пересекающих антикли-

норные структуры Восточно-Уральского поднятия или отделяющих его от Главной эвгеосинклинали Урала. К их числу принадлежат Светлинское (Южный Урал) и Воронцовское (Северный Урал) месторождения. Формируясь на заключительном этапе стабилизации Уральского складчатого пояса, эти месторождения развивались в структурно-вещественных комплексах (СВК), содержащих то или иное количество золота в генетически разнородных объектах, по-видимому, небольших масштабов. В благоприятных структурно-металлогенических условиях под воздействием низкотемпературных гидротермальных растворов происходило переотложение золота ранних концентраций и отложение (основной по количеству) массы «аргиллизитового» золота, что приводило к образованию крупных и уникальных месторождений с различными (мантийным и коровым) источниками металла. Эта версия находит подтверждение в выявлении в

* По мнению редколлегии, выводы авторов данной статьи, касающиеся выделения золото-аргиллизитовой формации и пространственно-временных соотношений руд и метасоматитов, недостаточно аргументированы и могут быть предметом дискуссии.

1. Основные типы эндогенных эпигенетических образований Светлинского месторождения

Тектонический режим	Геологические формации, комплексы (их возраст)	Геологические типы и фации (в скобках) метаморфизма	Сопряженные метасоматические образования	Магматогенные рудосносные метасоматические образования
ТМА	Щелочно-гранитовая: эгирин-рибекитовых гранитов (P ₂ —T ₃ ?)			Аргиллизитовая (Au)
Орогенный	(P ?)	Дислокационный (зеленосланцевая)	Карбонат-хлоритовые метасоматиты	
	Гранитовая: джабыкско-адуйский комплекс (C ₃ —P ₁) (Санарский массив)			Грейзеновая (W, Mo)
	Кочкарский ГМК, позднегерцинский этап (310—270 млн. лет)	Сиалический плутонометаморфизм (эпидот-амфиболитовая)	Кварц-биотит-амфиболовые метасоматиты	
	Тоналит-гранодиоритовая (D ₃ —C ₁)			Лиственит-березитовая (Au)
Протогеосинклинальный	Метаморфические комплексы R—P _{z1} этапов развития	Геотермально-статический (амфиболовая)		

1994—95 гг. промышленной концентрации платины в аргиллизитовых рудах Воронцовского месторождения.

Светлинское и Воронцовское месторождения — генетически родственные объекты, связанные общностью тектонической позиции (зоны мезозойской ТМА), но сформировавшиеся в различных СВК: поднятия (Светлинское) и прогиба (Воронцовское). Они могут рассматриваться для Урала как эталонные полигенные и полихронные месторождения двух типовых моделей золото-аргиллизитовой (или золото-платиново-аргиллизитовой) формации — светлинского и воронцовского типов.

Результаты исследований метасоматической зональности Светлинского месторождения опубликованы нами в [6]. Поэтому приведем лишь краткие сведения по зональности месторождения как эталонного объекта месторождений светлинского типа.

Светлинское месторождение размещается в глубоко метаморфизованном вулканогенно-осадочном комплексе и контролируется север-северо-восточным сдвиго-надвигом поздней стадии ТМА [4, 7]. Породные комплексы рудного поля подверглись разнообразным эпигенетическим преобразованиям [6]. Мета-

морфические, метаморфогенно-метасоматические, магматогенно-метасоматические процессы и их производные, связанные с конкретными геологическими формациями и комплексами, отражены в таблице 1. Изучение и картирование эпигенетических пород, фаций и формаций осуществлялось в соответствии с принципами и методикой, изложенными в [3]. Рассмотрим метасоматические образования Светлинского месторождения, уделив основное внимание золоторудным метасоматитам аргиллизитовой формации и их преобразованию в зоне гипергенеза.

Метасоматиты лиственит-березитовой формации связаны с проявлением в Кочкарском антиклинории тоналит-гранодиоритового магматизма. Они сохранились в западной части месторождения, будучи существенно переработанными последующими процессами сиалического, дислокационного метаморфизма и аргиллизации. Углекислотное выщелачивание в метасадочных терригенных породах обусловило развитие березитов, а в метавулканитах и интрузивных породах основного и ультраосновного состава — лиственитов. Зональность ореолов березитизации рестав-

рируется по смене минеральных ассоциаций и количеству новообразованных минералов: кварц, серицит (до 20 %) — кварц, серицит, карбонат, пирит (20—50 %) — кварц, серицит, пирит (50 %) — кварц, пирит (50 %).

Метасоматические колонки ореолов лиственизации в большинстве случаев отличаются от стандартных отсутствием слюд (серицита, парагонита, фуксита). Они характеризуются существенно хлорит (прохлорит) — карбонатным (кальцит, брейнерит) составом с участием магнетита и пирита. Хлорит-карбонатные листвениты Светлинского месторождения характеризуются некоторыми фациальными особенностями в зависимости от состава эдукта: в порфиритах преобладает прохлорит (до 90 % состава) при участии кальцита, в серпентинитах — брейнерит с подчиненной ролью хлорита. Содержание пирита во внутренних зонах колонок повышается до 2 %.

Анализ золотоносности ореолов березитизации-лиственизации по отдельным профилям свидетельствует, что ими контролируется порядка 30—35 % известных рудных тел месторождения. Золото связано с кварцевыми жилами и, по мнению многих исследователей, принадлежит к золото-сульфидно-кварцевой рудной формации.

С проявлением позднепермско-юрской ТМА региональных структур Урала [4] на Светлинском месторождении связано развитие процесса низкотемпературной гидротермальной аргиллизации. Метасоматиты аргиллизитовой формации с разной интенсивностью накладываются на все более ранние эпигенетические образования. Зональные ореолы аргиллизитов контролируются близмеридиональными север-северо-восточными разрывными нарушениями, полого (15—45°, в единичных случаях до 60°) падающими на запад, и формируются в алюмосиликатных породах вдоль их границы с подстилающей карбонатной толщей.

В развитии процесса аргиллизации отчетливо выделяются две стадии — предрудная стадия кислотного выщелачивания и поздняя щелочная стадия осаждения оснований. С первой связано формирование зональных ореолов метасоматитов, со второй — образование прожилково-вкрапленной (в т.ч. рудной) минерализации (рудная стадия). Протяженность по падению вскрытых скважинами отдельных

ореолов выщелачивания варьирует от первых десятков метров до 200—250 м при мощности от 20—30 до 100—150 м. Соответствующие параметры ореолов прожилково-вкрапленной минерализации 10-60×100-150 м. Общая протяженность сопряженных ореолов аргиллизитов по падению в разрезах разведочных линий превышает 600 м при вскрытой мощности до 400 м.

В строении ореолов выщелачивания по ассоциациям и количественным соотношениям новообразованных минералов выделяются внешние, промежуточные и внутренние зоны. Для внешних зон метасоматических колонок по метабазитам характерны хлорит (делессит) и карбонат (доломит), с усилением процесса появляется диоктаэдрическая калиевая гидрослюда (10—20 % минералов от объема породы). В метасадочных породах образуются хлорит и монтмориллонит. Промежуточным зонам колонок свойственна ассоциация гидрослюда и монтмориллонита при варьирующих их соотношениях в зависимости от эдукта и общем количестве 21—50 % объема породы. Состав внутренних зон (51—100 % новообразованных минералов) определяется ассоциацией гидрослюда + монтмориллонит + каолинит + кварц. При этом с усилением процесса выщелачивания происходит замещение гидрослюда и монтмориллонита каолинитом и кварцем, занимающими 80—100 % объема метасоматитов. Конечным результатом выщелачивания является локальное развитие зоны прожилкового окварцевания мощностью до 8 м и метасоматических кварцевых жил мощностью до 12 см.

Характер метасоматической зональности свидетельствует о ее диффузионно-инфильтрационном типе, обусловленном сочетанием зон фильтрации растворов (разломов) и в различной степени проницаемых (трещиноватых, пористых) пород при неоднородности состава эдукта, изменении состава гидротермальных растворов и непрерывно-прерывистом развитии гидротермально-метасоматического процесса. Идеализированная колонка по устойчивым минеральным ассоциациям зон имеет вид: амфибол, биотит, кварц I — амфибол, биотит, хлорит, карбонат, кварц I — амфибол, гидрослюда, хлорит = монтмориллонит, монтмориллонит, кварц I — гидрослюда, монтмориллонит, кварц I — монтмориллонит, каолинит, кварц II — каолинит, кварц II — кварц II.

Анализ баланса вещества при аргиллизацией кварц-биотит-амфиболовых метасоматитов свидетельствует о выносе с различной интенсивностью в стадию кислотного выщелачивания практически всех породообразующих компонентов. В промежуточных зонах ореолов аргиллизации гидрослюдисто-монтмориллонитового состава (по новообразованной минеральной ассоциации) происходит активный вынос натриевой щелочи, окислов щелочно-земельных элементов и закиси железа, в меньшей степени мигрируют оксиды титана, алюминия и кремния. Трехвалентное железо ведет себя инертно. Калиевая щелочь привносится, что фиксируется развитием гидрослюды. При средней интенсивности процесса аргиллизации из 1 м^3 породы выщелачивается порядка 1000 кг оксидов. Внутренние зоны ореолов аргиллизитов монтмориллонит-каолинитового состава характеризуются интенсивным выносом компонентов, кроме оксидного железа (вероятно, за счет повышенной железистости монтмориллонита). Эффект выщелачивания превышает 1700 кг на 1 м^3 исходной породы. С наибольшей активностью выносятся кремнезем (до 650 кг/м^3), магnezия (280 кг/м^3), закись железа (270 кг/м^3), глинозем (240 кг/м^3) и известь (230 кг/м^3). Выщелоченных компонентов вполне достаточно для образования зон вторичного окварцевания внутренних частей ореолов аргиллизации и прожилково-вкрапленной минерализации стадии осаднения оснований.

В стадию сопряженного осаднения образовались ореолы прожилково-вкрапленной минеральной ассоциации состава: кварц (бипирамидальный — «рисовидный»), хлорит (пеннин), карбонат (сидерит), цеолиты (десмин, клиноптиллолит), пирит (тонкокристаллический сложных кристаллографических форм — усложненный куб, октаэдр, пентагондодекаэдр). Эта ассоциация накладывается на все зоны ореолов аргиллизации стадии кислотного выщелачивания и кварц-биотит-амфиболовые метасоматиты. В ореолах прожилково-вкрапленной минерализации ее количество достигает 10—20 % от объема пород при весьма неравномерном распределении отдельных минералов. Одним из четких индикаторов стадии осаднения аргиллизитового процесса служит бипирамидальный («рисовидный») кварц. Он образует в породах единичные рассеянные

зерна, скопления индивидуализированных зерен, сплошные агрегаты зерен, прожилки, жилки и линзы «кварцевой сыпучки» (выявляемой в коре выветривания) мощностью до 0,4 м и протяженностью до 2,0 м.

Изучение баланса вещества при наложении прожилково-вкрапленной минерализации стадии осаднения на аргиллизированные породы промежуточной (гидрослюдисто-монтмориллонитовой) и внутренней (монтмориллонит-каолинитовой) зон ореолов кислотного выщелачивания свидетельствует о прохождении процесса со значительным привносом необходимых породо(минерало)образующих компонентов.

Золотоносность аргиллизитовой формации явилась определяющей в формировании месторождения как промышленного объекта. От 28—51 до 86—92 % (в среднем 40—45 %) рудных пересечений скважин по различным профилям контролируется ореолами прожилково-вкрапленной минерализации стадии осаднения. В среднем 20 % рудных интервалов приурочено к зонам окварцевания и метасоматическим кварцевым жилам стадии кислотного выщелачивания. В целом по месторождению порядка 60—65 % золоторудных подсечений связано с аргиллизитами. Основными минералами-носителями являются свободное тонкодисперсное (доли миллиметра) золото в кварце и глинистой массе, пирит, в котором установлено 0,65—7,86 г/т благородного металла. В гидрослюде зафиксировано содержание золота 0,0079—3,7 %, а в монтмориллоните — 0,019—4,5 %.

Воронцовское месторождение локализовано в пределах наложенного вулканоплутонического пояса, ограниченного с запада вулканидами Восточно-Тагильской зоны, а с востока — Салдинским антиклинальным поднятием. Месторождение расположено в Турьинской вулканотектонической депрессии, центральную часть которой занимает шток Ауэрбаховской интрузии (D_2), сложенной гранодиоритами, кварцевыми и кварцсодержащими диоритами, габбро-диоритами и габбро. Для химического состава диоритов характерна пониженная щелочность, недосыщенность кремнеземом, повышенная железистость и значительное содержание полевошпатовой извести.

Геологический разрез месторождения сла-

гают осадочные, вулканогенно-осадочные и эффузивно-вулканокластические породы краснотурьинской свиты и мезо-кайнозойские карстовые отложения. Породы образуют пологопадающую на запад моноклираль, осложненную тектоническими нарушениями. Основной рудоконтролирующей структурой является Воронцовский разлом, трансформированный во время мезозойской активизации в надвиг. Рудные тела приурочены к трещинам отрыва и дробления, опирающимся на надвиг. Процессы выветривания привели к образованию структурных кор выветривания мощностью 60—80 м. Сметенные и переотложенные коры выветривания, «застилы» кварца, элювиально-делювиальные отложения заполняют карстовые пустоты, развитые в известняках.

Сложный полигенный и полихронный характер формирования золотого оруденения дополняется разнообразием эпигенетических преобразований вмещающих пород, проявившихся на достаточно ограниченной площади рудного поля. Классификации эпигенетически преобразованных пород месторождения, приведенные в публикациях [8, 9], принципиально отличаются в вопросе трактовки метасоматитов, связанных с основным оруденением. Авторы, вслед за В.Н.Бобровым, полагают, что эти метасоматиты относятся к аргиллизитовой формации. Полученные нами материалы позволяют уточнить и дополнить предложенные ранее классификации (табл. 2).

Аутометасоматические изменения, связанные с породами начальных фаз становления Ауэрбаховской интрузии, выражаются в калишпатизации (ортотлазизации) плагиоклаза, иногда — амфибола. Аналогичные изменения, связанные с послескарновыми дайками, заключаются в развитии по пироксену ассоциации хлорит + серпентинит + иллингит, либо актинолит + хлорит + иллингит, присутствует мелкая магнетитовая сыпь. Во вкрапленниках плагиоклаза отмечаются единичные чешуйки серицита по спайности, зерна эпидота, пятнистые участки мелкозернистого кальцита. Амфибол частично замещается карбонатом и магнетитом или вторичной роговой обманкой. В основной массе спорадически отмечается мелкочешуйчатый биотит, иногда образующий псевдоморфозы по лейстам первичного биотита и зернам амфибола.

Контактовый метаморфизм обусловлен термальным воздействием Ауэрбаховской и комплекса связанных с нею малых интрузий-даек. Основная масса роговиков по вулканогенным породам состоит из среднего плагиоклаза, роговой обманки, клинопироксена, магнетита, пирротина, реже биотита и ортоклаза. В контактовых зонах малых даек встречаются актинолитовые и антофиллитовые роговики. В карбонатных породах продуктом метаморфизма являются кальцитовые мрамора.

Формация известковых скарнов района детально исследована Д.С.Коржинским (1948), скарны месторождения рассмотрены в [9]. В работах полно охарактеризованы эпигенетические образования пироксен-гранатоволластонитовой фации. Эпипороды гранат-эпидот-ортотлазовых инфильтрационных известковых скарнов в связи с комплексом малых даек ранее на Воронцовском месторождении не картировались. Метасоматиты этой фации образуют следующую зональность: малая интрузия — актинолитовые роговики — эпидот-гранатовый (гроссуляр, везувиан) скарн — эпидозит с подчиненным количеством кварца, кальцита, хлорита — зона калишпатизации (либо кальцит-хлоритовых метасоматитов).

Гранаты в зоне Ауэрбаховской интрузии гроссулярового ряда, непосредственно в приконтактовой зоне отмечается везувиан (в ассоциации с пироксеном). На месторождении в гранат-эпидот-ортотлазовых известковых скарнах кроме гроссуляра фиксируется и уваровит. Оптические определения минералов подтверждены данными рентгеноструктурного анализа.

В приконтактовой зоне малой интрузии диоритового состава наблюдается следующая зональность: волластонит — волластонит + гроссуляр — пироксен + везувиан. Такая зональность характерна для условий малых глубин и формируется при сравнительно невысокой активности окислов железа.

Гистерогенные апоскарновые кварц-кальцит-хлоритовые метасоматиты развиваются в виде гнезд и секущих прожилков с сульфидной минерализацией и пространственно ассоциируют со скарнами.

Метасоматиты *эпидот-хлоритовой фации пропилитов* имеют локальное развитие, контролируются зонами разломов. Метасо-

2. Основные типы эпигенетических образований Воронцовского месторождения

Тектонический режим	Геологические комплексы, формации и их возраст	Геологические типы и фации метаморфизма	Автометасоматоз	Рудоносные метасоматические формации: фации (группы рудных формаций)	Рудные формации
Эпигоргенной ТМА	T ₂ —J ₂ (?)			Аргиллизитовая (Au, Sb, Hg, Pt); гидрослюдистая (Au, Ba, Ag, As), гидрослюдисто-монтмориллонит-каолинитовая (Au, As, Pt), джаперовидная (Au, As, Sb, Hg)	Золото-аргиллизитовая
Орогенный		Дислокационный метаморфизм зеленосланцевой фации хлорит-мусковитовой субфации	Серпентинизация, оталькование		
Островодужный	Ауэрбаховский комплекс габродiorит-гранодиорит-гранитовой формации (D ₂)		Амфиболизация, хлоритизация	Березит-лиственитовая (Au, Cu, Zn, Pb, Ag, As). Пропилитовая: эпидот-хлоритовая (Au, Cu, As). Известково-скарновая: апоскарновая кварц-хлорит-карбонатная (Au, Cu), гранат-эпидот-ортоклазовая (Cu, Zn), пироксен-гранат-волластонитовая (Fe, Cu)	Золото-полиметаллическая (Au, Cu, Zn, Pb, Ag, As), золото-кварцевая, золото-сульфидная. Золото-скарновая, скарновая медно-магнетитовая
		Контактный метаморфизм амфибол-роговиковой фации	Калишпатизация, доломитизация		
		Зеленокаменный метаморфизм пренит-пумпеллиитовой фации			
Геосинклинальный	Андезит-базальтовая формация D _{1c}	Зеленокаменный метаморфизм актинолит-эпидот-хлоритовой фации	Уралитизация		
	Андезитовая формация D _{2e}	Зеленокаменный метаморфизм актинолит-эпидот-хлоритовой фации	Соссюритизация		

матическая колонка пропилитизации вулканогенных пород: хлорит, эпидот, кварц, альбит, серицит, кальцит — хлорит, эпидот, кварц, альбит, карбонат — хлорит, эпидот, кварц, карбонат — хлорит, эпидот, кварц. Вместо альбита может присутствовать адюляр. Со стадией осаждения пропилитов связаны кварц-кальцитовые, кварц-кальцит-хлоритовые прожилки с сульфидами в интрузивных и вулканогенно-осадочных породах и кальцит-пренит-пумпеллиитовые прожилки в карбонатных (оскарнованных) породах.

Березит-лиственитовая формация.

При березитизации-лиственитизации пород основного-среднего состава во внешней зоне вкрапленники плагиоклаза нацело замещались агрегатом серицита, карбоната (кальцит, доломит-анкерит) и подчиненным количеством кварца. Амфибол псевдоморфно замещался хлоритом с сине-фиолетовой интерференционной окраской. По основной массе сформировался парагенезис доломит-анкерит (реже анкерит либо брейнерит) + кальцит + хлорит + серицит + кварц.

В промежуточной зоне хлорит с синей интерференционной окраской сохраняется во вкрапленниках по темноцветам, в основной массе он замещился серицитом. Реликты первичного кварца сохраняются, основная масса замещена доломитом-анкеритом и серицитом. Внутренняя зона представлена ассоциацией доломит-анкерит (анкерит) + кварц + серицит + пирит.

Аргиллизитовая формация. Аргиллизированные породы образуют сплошные пологопадающие зоны, которые примыкают к крутопадающим, грибо-, либо факелообразным, контролируемым зоной Воронцовского надвига, Восточно-Воронцовским разломом, оперяющимися пологими надвигами и трещинами отрыва. Аргиллизитовые метасоматиты совместно с гнездами и прожилками сульфидов залечивают тектонические зоны дробления.

Метасоматическая колонка преобразования пород андезитового, андезито-базальтового состава в аргиллизиты гидрослюдистой фации: зеленокаменная измененная порода — серицит 2М + хлорит + кальцит + магнетит — хлорит + гидрослюда + доломит + пирит — гидрослюда + доломит-анкерит + пирит. В туфогенном цементе брекчированных известня-

ков плагиоклаз альбитизировался, пироксен и роговая обманка хлоритизировались, магнетит замещался пиритом, эпидот — хлоритом и кальцитом. Из слюдястых минералов распространены серицит 2М (с повышенным содержанием воды и пониженным — калия) и гидрослюда типа иллита. На контакте с карбонатной составляющей туфогенный цемент доломитизирован-анкеритизирован. Известняки либо джаспериодизированы (с образованием гранобластовых агрегатов или кварцитоцитов сухаревидной текстуры, сложенных халцедоновидным кварцем), либо рекристаллизованы (наиболее распространенный процесс).

Аргиллизиты гидрослюдистой фации слагают пологопадающие зоны вдоль контакта карбонатной и вулканогенно-осадочной толщ краснотурьинской свиты (рис. 1, 2).

Аргиллизиты гидрослюдисто-монтмориллонит-каолинитовой фации образуют крутопадающие сложнопостроенные ореолы в вулканогенно-осадочной части разреза (см. рис. 2). В непосредственной близости от известняков в экзоконтакте ореола аргиллизитов по вулканогенным породам формируются кварц-хлоритовые изменения в виде «пятен». Во внутренних зонах колонок присутствует гидрослюда, монтмориллонит, хлорит, что свидетельствует о слабокислой-щелочной среде формирования метасоматитов [1].

Во внешней зоне колонки аргиллизации туфопесчаников обломки плагиоклаза замещались тонкозернистым агрегатом монтмориллонита (преобладает) и хлоритом. По основной массе развивались тонкочешуйчатый хлорит (интерференция в желтовато-оливковых тонах, $n_g = 1,56—1,62$), монтмориллонит (крипточешуйчатые агрегаты, сфероциты выделения, изометричные микрочешуйки), каолинит в виде бесцветных, слегка буроватых микрочешуйчатых агрегатов с темно-серой до черной интерференционной окраской ($n_g - n_p = 0,003—0,006$; $n_g = 1,561—1,567$). Тонковкрапленная сульфидная минерализация (чаще пирит, реже арсенопирит, антимонит) неравномерно рассеяна по породе, в среднем составляя 3—5 % от общего объема, иногда образуя мелкие гнезда, приуроченные к мелкозернистым агрегатам новообразованного кварца.

В промежуточной зоне колонки реликты обломков первичного кварца и плагиоклаза

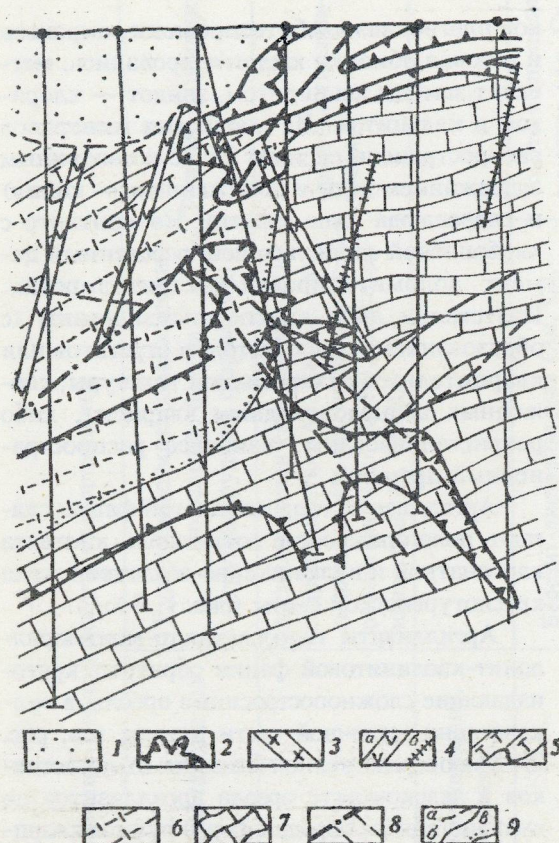


Рис. 1. Геологический разрез по профилю 50 Воронцовского месторождения:

1 — структурные коры выветривания; 2 — контур промышленного оруденения; 3 — дайки диоритовых порфиритов; 4 — дайки порфиритов: а — андезитовых, пироксен-плагноклазовых, б — диабазовых; 5 — туфы андезитовые; 6 — туфопесчаники, туфоалевролиты, туфоаргиллиты, кремнистые туффиты; 7 — массив метаморфизованных карбонатных пород. Сверху вниз: осадочные брекчии известняков с туфовым материалом — брекчированные известняки с туфовым цементом — мраморы кальцитовые; 8 — надвиг с сопряженными тектоническими нарушениями; 9 — геологические границы: а — структурной коры выветривания, б — фациальные, интрузивные, метасоматических тел, в — несогласные

сохраняются. Основная масса интенсивно замещалась смектитом желтого цвета, с грязно-буровато-зелеными цветами интерференции. К новообразованиям промежуточной зоны относится гидрослюда в виде тонких изометричных чешуек с желтой интерференционной окраской ($n_g - n_p = 0,010 - 0,022$).

При развитии внутренней зоны колонки аргиллизитов по туфопесчаникам основная ткань породы почти нацело замещалась тон-

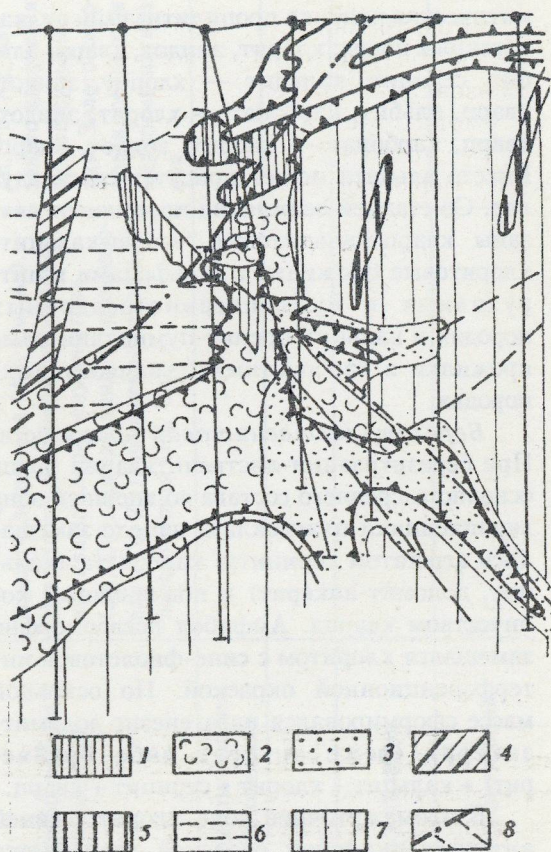


Рис. 2. Метасоматическая зональность по профилю 50:

ореол метасоматитов аргиллизитовой формации: 1 — гидрослюдисто-монтмориллонит-каолинитовая фация; 2 — гидрослюдистая фация; 3 — джаспероидная фация; 4 — ореол метасоматитов лиственит-березитовой формации; 5 — эпидот-гранатовые скарны; 6 — зеленокаменный метаморфизм фации зеленых сланцев; 7 — контактовый метаморфизм мусковит-роговиковой фации; 8 — надвиг с сопряженными тектоническими нарушениями; остальные усл. обозн. см. рис. 1

ким агрегатом зерен и чешуек смешанно-слоистых минералов и кварца. Контур обломков первичных минералов прослеживаются с трудом, за исключением единичных зерен кварца, распространены тонкие, ветвящиеся, струйчатые агрегаты гидрослюды. Сульфидная минерализация имеет гнездово-вкрапленное распределение; причем гнезда сульфидов приурочены, по-видимому, к обломкам темноватых минералов. Гнездообразные скопления пирита могут пересекаться тонкими прожилками хлорит-карбонатного состава (стадия осаднения).

Аргиллизация туфоалевролитов, туфо-

аргиллитов, кремнистых туффитов характеризуется следующей зональностью: метаморфизованная порода — кварц + биотит + монтмориллонит + серицит — кварц + хлорит + смектит + каолинит — кварц + гидрослюда + каолинит.

С удалением от карбонатной части разреза за счет повышения кислотности раствора каолинит во внутренних зонах колонок становится более устойчивым. Локальные ореолы аргиллизитов, сложенные только продуктами стадии кислотного выщелачивания, имеют следующую зональность (от периферии к центру): кварц + гидрослюда + хлорит + каолинит + монтмориллонит — гидрослюда + кварц + каолинит — кварц + каолинит.

Откартированные в пределах ореолов аргиллизитов участки развития прожилково-вкрапленной минерализации поздней щелочной стадии осаждения четко приурочены к рудным зонам, являясь их прямым поисковым признаком. Прожилки выполнены железистым карбонатом, хлоритом, гидрослюдой, цеолитами, сульфидами.

Метасоматическая колонка аргиллизитов джаспероидной фации: мраморизованный известняк — доломит-анкерит + хлорит + гидрослюда — кварц халцедоновидный + анкерит + каолинит — кварц халцедоновидный. Переход к внешней зоне джаспероидизации иногда осуществляется через маломощную зонку доломитизации. В эпипородах доломит-анкеритовой зоны присутствуют включения желтовато-белого доломита, окруженные каймами замещающего его анкерита. Отмечаются также друзовидные конкреционные текстуры, выполненные стебельчатым призматическим кварцем и чередующимися с кварцем полосами анкерита. Доломит-анкерит выполняет прожилки, миндалины, среднезернистые агрегаты иногда с радиально-лучистым строением. Интерстиции между агрегатами карбоната выполнены хлоритом.

В стадию осаждения оснований образовались прожилки и гнезда среднезернистого кварца с участием «рисовидного» кварца, сидерита, хлорита с темно-серой интерференционной окраской (типа шамозита), пирита. Основную массу пирита составляют зернистые агрегаты, из кристаллографических форм наиболее распро-

странены комбинации куба с октаэдром (63 %), с пентагондодекаэдром (20 %), сложные формы (14 %).

При аргиллизации инфильтрационных известковых скарнов эпидот-актинолитовые околоскарновые породы замещались либо тонкозернистым халцедоновидным кварцем, либо гидрослюдисто-монтмориллонитовой минеральной ассоциацией. На гранат-эпидотовые скарны наложилась ассоциация кварц + гидрослюда + монтмориллонит. В замещающем парагенезисе по гранатам появляется каолинит. Аналогичные ассоциации образуются и при развитии аргиллизитов по ранее пропилитизированным и лиственитизированным породам.

Составление эталонных геолого-метасоматических разрезов и метасоматических колонок позволило проследить вариации фациального и минерального состава зонального ореола аргиллизитов в вертикальной, горизонтальной плоскостях и по простиранию пород, оценить связь выявленных закономерностей с золотоносностью метасоматитов различных фаций.

Зональность аргиллизитов кварц-слюдистой фации напоминает сольфатарно-фумарольную зональность чемпуринского типа. Во внешней зоне аргиллизации туфогенно-осадочных пород среднего и основного составов развиты хлорит, карбонат, сульфиды, реже эпидот, кварц, цеолиты. В промежуточной (горизонтальная зональность) преимущественное развитие получила гидрослюда, карбонат (в основном кальцит), во внутренней — монтмориллонит. Вертикальная зональность заключается в смене пирита пирротином на средних горизонтах и гематитом на нижних горизонтах (подрудная зона). По простиранию ореола (в направлении снизу вверх) во внешней зоне отмечается увеличение железистости карбоната и замена мусковита серицитом. В промежуточной зоне (гидрослюдистой) карбонат развит в подрудной и надрудной части ореола, серицит на верхних горизонтах вытесняется хлоритом и гидрослюдой, на средних горизонтах (ядерная часть ореола) присутствует кварц.

Аргиллизиты кварц-гидрослюдистой фации по известнякам возникли при перекристаллизации известковой части, гидрослюдизации и хлоритизации силикатной составляющей. В структурном плане

метасоматиты кварц-гидрослюдистой фации контролируются контактом вулканогенно-осадочной андезитовидной и карбонатной толщ и пологим Воронцовским надвигом. Метасоматиты сопровождают сфалерит-арсенопирит-пиритовую золотоносную минерализацию. Содержания золота невысоки, вариации содержаний незначительны, золото низкопробное.

Гидрослюдисто-монтмориллонит-каолининовая (по силикатной части разреза) и джаспероидная (по карбонатной части разреза) фации аргиллизитовой формации развивались позднее кварц-гидрослюдистой и контролируются крутопадающими и субвертикальными оперяющими разрывами Воронцовского надвига. С этими фациями связаны наибольшие содержания высокопробного золота. Горизонтальная зональность в силикатной части разреза на уровне эрозионного среза выглядит так: хлорит-каолининовая зона (либо монтмориллонит-каолининовая) — гидрослюдисто-каолининовая зона (либо гидрослюдистая) — зона окремнения. Висячем боку рудной залежи образовалась следующая зональность: хлорит-монтмориллонитовая зона — хлорит-гидрослюдисто-каолининовая — гидрослюдисто-каолининовая — каолининовая. Непосредственно в рудном ореоле зоны располагаются таким образом: хлорит-гидрослюдисто-каолининовая зона — монтмориллонит-гидрослюдисто-каолининовая — гидрослюдисто-каолининовая. Горизонтальная зональность в карбонатной части разреза заключается в смене зоны доломитизации-анкеритизации зоной окварцевания.

Вертикальная зональность метасоматитов гидрослюдисто-монтмориллонит-каолининовой фации в направлении сверху вниз во внешней зоне изменений определяется сменой хлорит-каолининовых метасоматитов хлорит-монтмориллонитовыми и, затем, хлорит-гидрослюдисто-каолининовыми. В промежуточной зоне вверху преобладают гидрослюдистые изменения, а ниже — гидрослюдисто-каолининовые; в нижней части разреза распространены монтмориллонит-гидрослюдисто-каолининовые метасоматиты.

По вертикали ореолов сверху вниз кварц-каолинит-гидрослюдистые метасоматиты сменяются гидрослюдистыми и затем джаспероидами. В горизонтальной плоско-

сти аргиллизиты гидрослюдисто-монтмориллонит-каолининовой фации сменяются метасоматитами гидрослюдистой фации. Квазизональность строения аргиллизитовых ореолов заключается в том, что продукты аргиллизации с комбинированным эффектом кислотного выщелачивания и стадии осаждения оснований тяготеют к наиболее рудонасыщенной центральной части, сменяясь на периферии аргиллизитами стадии кислотного выщелачивания.

Ореолы аргиллизитов, сложенные хлоритом, серицитом, монтмориллонитом во внешней зоне и кварцем и каолинитом во внутренней, особенно при отсутствии минерализации стадии осаждения, менее золотоносны, чем ореолы с присутствием во внутренней зоне гидрослюда, смешанно-слоистых минералов типа гидрослюда-монтмориллонит, хлорит-монтмориллонит. Прямым индикатором рудоносности ореолов является присутствие в них участков развития прожилково-вкрапленной минерализации стадии осаждения — рисовидного кварца, железистого хлорита, цеолитов, пирита с тонкодисперсным золотом, сидерита. Ореол развития микропрожилковой минерализации стадии осаждения оснований (профиль 50) в баллах удельной прожилковатости приведен на рис. 3.

Рудоподводящие зоны к аргиллизитовым ореолам фиксируют участки выщелачивания мраморов. Дополнительным благоприятным фактором в пользу рудоносности ореола служит наличие в эдукте продуктов ранних слабозолотоносных метасоматических изменений (лиственит-березитизитовых разностей и метаморфизованных скарнов). Метасоматиты аргиллизитовых ореолов сопровождаются наложенной сульфидной вкрапленностью.

Таким образом, аргиллизитовая формация Воронцовского месторождения развивается в трех фациях — гидрослюдистой, гидрослюдисто-монтмориллонит-каолининовой и джаспероидной в зависимости от состава эдукта. Обстановку рудоотложения на Воронцовском месторождении характеризует гидрослюда, что имеет принципиальное значение для оценки перспектив рудоносности аргиллизитовых ореолов. Каолинит во внутренних зонах аргиллизитов фиксируется в большинстве случаев вблизи поверхности,

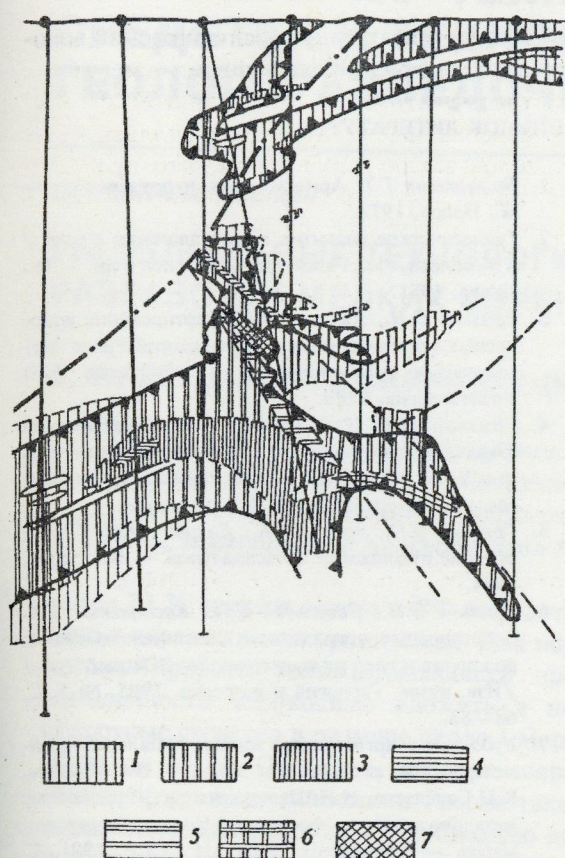


Рис. 3. Ореол развития микропрожилковой минерализации стадии осаднения оснований по профилю 50:

интенсивность минерализации в баллах: 1 — менее 5 % площади шлифа, 2 — 5–10 %, 3 — 11–20 %, 4 — 21–30 %, 5 — 31–40 %, 6 — 41–50 %, 7 — более 50 %

где зачастую является продуктом коры выветривания. Это подтверждается и исследованиями аргиллизитов под электронным микроскопом: в метасоматитах отмечается замещение каолинита гидрослюда, в корях выветривания процесс обратный.

Основная масса полигенного и полихронного золотого оруденения Воронцовского месторождения связана с аргиллизитовой формацией. Вместе с тем наиболее богатые рудные тела формируются при пространственном совмещении разновозрастной минерализации — особенно при наложении метасоматитов аргиллизитовой формации и прожилково-вкрапленной минерализации ее стадии осаднения на ореолы метасоматитов лиственит-березитовой формации и на гис-

терогенно-преобразованные инфильтрационные известковые скарны.

Таким образом, выделены и исследованы типовые модели метасоматической зональности месторождений золото-аргиллизитовой формации в зонах позднепалеозойско-мезозойской тектоно-магматической активизации Урала.

Показано, что месторождения золото-аргиллизитовой формации — нового для региона «карлинского» геолого-промышленного типа контролируются зонами мезозойской ТМА Урала. К их числу принадлежат Светлинское и Воронцовское месторождения — генетически родственные полигенные и полихронные объекты с различными (мантийным и коровым) источниками металла, сформировавшиеся в различных СВК — поднятия и прогиба. Они могут рассматриваться для Урала как эталонные месторождения двух типовых моделей золото-аргиллизитовой формации — светлинского и воронцовского типов.

В формировании Светлинского месторождения фиксируются два рудных этапа: лиственит-березитовый (D_3-D_1), ранний, давший 35 % золота, и поздний — аргиллизитовый (P_2-T_3), обеспечивший 65 % золота. Аргиллизитовая формация развивалась в две стадии кислотно-щелочной эволюции низкотемпературных гидротермальных растворов. В первую стадию кислотного выщелачивания образовались зональные ореолы предрудных аргиллизитов гидрослюдисто-монтмориллонит-каолиновой фации с внутренними зонами метасоматического окварцевания за счет переотложения кремнезема. В сопряженную позднюю стадию осаднения оснований произошло отложение прожилково-вкрапленной минеральной ассоциации (в т.ч. золота), наложившейся на все зоны ореолов аргиллизитов и доаргиллизитовые метасоматиты. С этой стадией связана основная золотоносность месторождения. Меловой гипергенез обусловил развитие и переотложение части золота в верхних горизонтах месторождения.

В формировании Воронцовского месторождения установлено несколько золотоносных этапов: 1) известково-скарновый меднорудный (золотосодержащий); 2) апоскарновой пропилитизации с золото-сульфидной

минерализацией; 3) лиственит-березитовый с золото-сульфидно-кварцевым и золото-полиметаллическим оруденением. Эти три этапа связаны с Ауэрбаховским диорит-гранодиоритовым комплексом (D_2); 4) аргиллизитовый (T_3-J_2) в связи с субщелочным магматизмом (комплексом малых интрузий) с золото-сульфидной и золото-мышьяково-ртутной минерализацией. Аргиллизитовая формация представлена тремя фациями кислотного выщелачивания и прожилково-вкрапленной минерализацией стадии осаждения, ответственной за отложение золота. Наиболее богатые рудные тела обусловлены последовательным развитием в рудовмещающих структурах известково-скарновой — пропилитовой — лиственит-березитовой и аргиллизитовой формаций с образованием золото-сульфидного типа руд в наиболее поздних аргиллизитах. Меловой гипергенез обусловил развитие коры выветривания и переотложение золота в ее пределах.

На базе типовых моделей золото-аргиллизитовой формации разработан новый надежный критерий разбраковки ореолов метасоматитов на рудоносные и безрудные по наличию или отсутствию прожилково-вкрапленной минерализации стадии осаждения оснований в ореолах кислотного выщелачивания на микроуровне.

Важнейшими задачами дальнейших прогнозно-металлогенических исследований и перспективной оценки рудоносности СВК Урала являются оценка рудоносности зон позднепалеозойско-мезозойской ТМА с вы-

явлением новых типов месторождений золото-аргиллизитовой формации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Волостных Г.Т. Аргиллизация и оруденение. — М.: Недра, 1972.
2. Геологическое развитие и металлогения Урала / К.К.Золотов, М.С.Рапопорт, Б.А.Попов и др. — М.: Недра, 1981.
3. Грязнов О.Н., Ляхович Э.М. Картирование рудоносных метасоматических образований Урала: Методические рекомендации. — Свердловск: ПГО Уралгеология, 1989.
4. Грязнов О.Н. Рудоносные метасоматические формации зон тектоно-магматической активизации Урала // Геология метаморфических комплексов. — Екатеринбург: УГИ, 1991.
5. Грязнов О.Н., Золотов К.К., Ляхович Э.М. Картирование рудоносных метасоматитов. — М.: Недра, 1994.
6. Грязнов О.Н., Савельева К.П., Костромин Д.А. Золотоносные аргиллизиты Светлинского месторождения и кора их выветривания (Южный Урал) // Изв. вузов. Геология и разведка. 1995. № 5. С. 68—83.
7. Рудоносные аргиллизиты зон позднепалеозойско-мезозойской активизации Урала / О.Н.Грязнов, К.П.Савельева, И.И.Шевкунов и др. // Рудоносные метасоматические формации Урала: Информац. матер. — Свердловск: УрО АН СССР, 1991. С. 57—61.
8. Савельева К.П., Костромин Д.А. Полигенный и полихронный метасоматоз одного из золоторудных месторождений Северного Урала // Геология метаморфических комплексов: Межвузовский тематический сборник. — Екатеринбург: Изд. УГИ, 1991. С. 75—80.
9. Сазонов В.Н., Мурзин В.В., Григорьев Н.А., Гладковский Б.А. Эндогенное оруденение девонского андезитовидного вулканоплутонического комплекса (Урал). — Свердловск, 1991.

O. N. GRYAZNOV, S. N. VAKHRUSHEV

GOLD-ARGILLIZITIC FORMATION OF THE URALS

Two models, called Svetlinskaya and Vorontsovskaya, have been developed to represent the "Carlin"-type gold deposits belonging to the gold-argillizitic formation localized in Mesozoic tectonic-magmatic activity zones (new for the Urals). Polygenetic and polychronous zonation of these deposits has been analysed. It has been established that gold occurring in such deposits is predominantly related to a polyfacial low-temperature argillizitic formation, which developed in two stages: acidic leaching and late, alkalic, base deposition stage (veinlet-impregnated mineralization). The most rich orebodies formed as a result of successive action of several gold ore formation processes in ore-hosting structures.

АППАРАТУРНО-ТЕХНИЧЕСКИЕ СРЕДСТВА И ТЕХНОЛОГИИ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ



УДК 622.013; 622.284

© В. В. Лебедев, Ю. Т. Смирнов, 1997

РАЦИОНАЛЬНЫЕ ТЕХНОЛОГИЧЕСКИЕ СХЕМЫ И ПАРАМЕТРЫ РАЗРАБОТКИ МЕЛКИХ КОРЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТА

В. В. ЛЕБЕДЕВ, Ю. Т. СМИРНОВ (ЦНИГРИ МПР России)

Рассмотрена наиболее вероятная сырьевая база малых золотодобывающих предприятий, дана ее горнотехническая характеристика. Предложены соответствующие этим условиям технологические и конструктивные решения, повышающие прибыльность разработки.

Более 70 % запасов золота в РФ сосредоточено в коренных месторождениях. Для нормальной работы золотодобывающей промышленности необходимо вложить в нее оборотные средства в размере около 1 млрд. долларов США. Очевидно, что при современном состоянии экономики России такие инвестиции маловероятны. Необходимо начинать с малых производств, как это практикуется в других странах при выходе из экономических кризисов. В этом плане для золотодобычи представляют особый интерес (в том числе для геологических предприятий) мелкие коренные месторождения.

Освоение мелких золоторудных месторождений за рубежом (США, Канада, Австралия, Бразилия, Чили, Япония) связано со стремлением не делать сразу больших вложений в разведку и освоение крупных месторождений. При этом считается рентабельной разработка мелких месторождений при среднем содержании золота свыше 2,4—4,7 г/т для открытого способа и свыше 7,8—9,3 г/т — для подземного [1].

В России проблемам освоения мелких месторождений золота в последние годы также стали уделять определенное, преимущественно теоретическое, внимание [2]. В настоящей статье сделана попытка подойти к этому вопросу с практической стороны, используя результаты соответствующих исследований ЦНИГРИ. В качестве объекта этих исследований на основе экспертных оценок была сформирована сырьевая база производственных геологических предприя-

тий. В ее состав вошли 56 мелких коренных месторождений, характерных для большинства золотоносных регионов РФ. Преимущественно это месторождения, разведка которых была ограничена поисково-оценочными работами с оценкой прогнозных ресурсов по категории P_2 , реже — по P_1 , а также месторождения или участки месторождений, отбракованные по тем или иным причинам горнорудными предприятиями.

Краткая геологическая и горнотехническая характеристика этой базы приводится лишь в той ее части, которая необходима для обоснования предлагаемых технических решений. Основную группу месторождений (52 %) составляют крутопадающие жилы мощностью до 2 м, протяженностью от первых десятков до 150 м, реже до 300 м, с запасами руды 100—500 тыс. т (более 500 тыс. т — редко), в большинстве случаев с относительно высоким (более 10 г/т) и реже со средним (5—10 г/т) содержанием металла. Другую группу (29 %) представляют крутопадающие жильные и минерализованные зоны мощностью 2—5 м большой протяженности (150—300 м) с запасами руды 500 тыс. т и более. Месторождения прочих морфологических групп составляют 19 %. По горнотехническим параметрам до 70 % этих месторождений следует отнести к объектам подземной разработки, что, по-видимому, явилось основным фактором для их отбраковки горнорудными предприятиями.

По рельефу местности 73 % объектов

расположены выше господствующего уровня поверхности. Большинство (41 %) месторождений отличается крепкими и устойчивыми рудами и вмещающими породами. Крепкие и устойчивые руды во вмещающих породах средней крепости и устойчивости выявлены на 34 % месторождений; средней крепости и устойчивости руды и вмещающие породы встречаются на 18 % месторождений, а малоустойчивые — всего на 7 %. Сложное строение рудных тел имеют до 65 % месторождений. Характерные особенности сложного строения: включения и прослойки пустых пород; неравномерное распределение металла при довольно частом постепенном убывании содержания металла с переходом во вмещающие породы; наличие разрывных нарушений, разветвлений, субпараллельных рудных тел, их апофиз. Контакты рудных тел с вмещающими породами чаще четкие и слабые (на жильных месторождениях) и реже неясные и прочные (в минерализованных зонах). Руды и вмещающие породы большинства жильных месторождений обладают контрастными свойствами избирательного взрывного дробления.

Существовавшая в течение последних 30 лет техническая политика развития горнорудного производства неприемлема для прибыльной разработки мелких месторождений. Согласно этой политике, рентабельность разработки обеспечивалась за счет применения технологий массовой (валовой) добычи руд с использованием высокопроизводительных технических средств. На мелких месторождениях при малых масштабах производства и ограниченных капитальных вложениях необходим иной подход к достижению прибыльности разработки, в основу которого должны быть положены обеспечение качества и полноты извлечения руды, а также максимальное использование имеющейся инфраструктуры предприятия. При этом следует учитывать, что прибыльность разработки мелких месторождений (в отличие от крупномасштабных) повышает малая степень риска при их освоении. Благодаря малой степени риска допускаются ускоренные методы разведки (преимущественно скважинами), экспрессная оценка, проектирование по результатам разведки категорий C_1 и C_2 , разведка горными выработками в процессе разработки (разведочные выработ-

ки одновременно могут быть эксплуатационными), следствием чего являются малые затраты на разведку, малые сроки освоения и быстрое получение прибыли.

Новые пути достижения прибыльности подземной разработки мелких коренных месторождений золота могут быть реализованы с помощью предлагаемых технологических и конструктивных решений (таблица).

При вскрытии и подготовке месторождений повышение прибыльности разработки достигается за счет совмещения систем вскрывающих и подготовительных выработок, использования имеющихся на месторождении разведочных (вскрывающих и прослеживающих) и эксплуатационных (отработанных карьеров) выработок. Этому в полной мере соответствуют фланговые схемы погоризонтного штольневого вскрытия нагорных месторождений. Самостоятельное вскрытие каждого эксплуатационного горизонта обеспечивает достаточно высокую (до 50 тыс. т руды в год) производительность малого предприятия без больших дополнительных затрат на реконструкцию разведочных выработок в эксплуатационные. При доработке запасов руды, оставляемых горнорудными предприятиями после окончания открытых работ из-за предельного коэффициента вскрыши (на флангах и под дном карьера), главной вскрывающей выработкой может служить отработанный карьер. Подготовительные выработки проводятся с рабочих площадок уступов или со дна карьера. Повышение прибыльности разработки достигается за счет сокращения объемов проходки вскрывающих выработок и использования карьерных сооружений и оборудования. В этих условиях может быть эффективно применена система разработки поэтажными штреками, которая будет гарантировать безопасное ведение очистных работ непосредственно под наносами: исключается выход людей в открытое выработанное пространство.

Раздельная выемка руды и вмещающих пород — основной способ повышения прибыльности разработки тонких и весьма тонких жил. Определяющим фактором экономичности производства в этом случае является разубоживание руды. Достаточно сказать, что при валовой выемке в тех же условиях непроизводительные затраты на

Производственные параметры малых золотодобывающих предприятий на характерных объектах разработки

Объекты и условия разработки	Запасы руды, тыс. т	Производи- тельность предприятия, тыс.т / год	Относитель- ные годовые инвестиции, %	Числен- ность ра- ботников, чел.	Годовое потребле- ние электроэнер- гии, тыс. кВт-ч	Годовое потребление основ- ных материалов	
						ВВ, т	Лес, м ³
Тонкие и весьма тонкие жилы (мощность до 0,6 м). Раздельная выемка руды и вмещающих пород	до 100	12—15	62	65—82	250—350	14,4—18,0	650—810
Маломощные жилы (мощность 0,6—1,2 м). Валовая выемка ру- ды и вмещающих пород в грани- цах выемочной мощности	до 100	20—30	77	65—85	360—480	21,3—31,4	1050—1570
Жилы небольшой мощности (1,2—2,0 м). Выемка в границах геологической мощности рудного тела	100—300	40—50	100	82—102	600—750	33,0—41,2	1400—1750
Жилы и залежи других морфоло- гических типов мощностью более 2 м	более 300	60—75	145	88—110	780—960	51,7—63,4	1950—2400

добычу и переработку пустых пород составляет 40—60 % себестоимости производства концентрата [3].

Главное условие прибыльности раздельной выемки — оставление отбитой пустой породы в выработанном пространстве, чаще всего в качестве закладочного материала. При этом с технологической точки зрения необходимо соблюдать соответствие объема пустой породы объему закладываемого пространства и сохранение рациональной выемочной мощности жилы. Превышение или недостаточность этого объема сокращает прибыльность разработки, так как приходится либо выдавать из блока излишки породы, либо доставлять недостающую ее часть извне. Это требование ограничивает пределы геологической мощности жил, разработка которых экономически целесообразна. Расширить эти пределы можно искусственно, сокращая (увеличивая) объем закладываемого пространства с помощью дополнительных конструктивных решений: увеличивая (сокращая) число рудоспусков и восстающих в закладке. Можно также увеличивать объем закладочного материала, осуществляя отсортировку из рудной массы пород «присечки», которая неизбежна при отбойке тонких жил. Раздельная выемка руды и вмещающих пород является единственным условием эффективного применения на мелких месторождениях системы разработки горизонтальными слоями с закладкой, предназначенной для разработки морфологически сложных рудных тел.

При разработке жил, мощность которых незначительно меньше рациональной выемочной мощности (когда возможна лишь валовая выемка), повышение прибыльности производства обеспечивается забойной сортировкой рудной массы с размещением отсортированных пород в специальных «ларах», сооружаемых в выработанном пространстве. Эффективность применения этой технологии во многом определяется правильным выбором выемочной мощности жилы. В зависимости от применяемой системы разработки, угла падения жилы и технологии очистных работ выемочная мощность выбирается по следующим факторам: рациональная производительность труда рабочих в забое, свободное истечение руды из выработанного пространства, безопасность очи-

стных работ. Принимая данное технологическое решение, следует иметь в виду, что, вопреки распространенному мнению о недостаточной эффективности забойной сортировки вообще, для малого предприятия сортировка 1 т пустых пород обходится в несколько раз дешевле, чем транспортирование на фабрику и обогащение 1 т рудной массы [4]. Необходимо лишь, чтобы руда и вмещающие породы обладали контрастными технологическими свойствами, имели хорошие визуальные различия, четкие и слабые контакты [5].

Прибыльность производства повышается искусственным расширением области применения наиболее простой и дешевой системы разработки с магазинированием руды путем технологических и конструктивных ее доработок. Доработанные варианты этой системы рассчитаны на более сложные условия разработки. Для условий с недостаточно устойчивыми породами всяческого бока рудного тела целесообразны варианты: «короткие магазины»; с использованием замазинированной руды в качестве временной закладки; с опорными восстающими в замазинированной руде; с креплением очистного пространства штангами; со сближенными выпускными люками. При недостаточной мощности рудного тела применимы варианты с валовой выемкой в границах выемочной мощности и забойной сортировкой рудной массы. Источник повышения прибыльности разработки — замена систем с закладкой выработанного пространства системами с магазинированием руды.

Повышение рентабельности разработки сложноструктурных залежей обеспечивается при ведении очистных работ с настилов на распорках между висячими и лежащими боками открытого выработанного пространства. Такая конструктивная особенность системы разработки обуславливает «гибкость» очистных работ, позволяющих оставлять в выработанном пространстве неотбитые породные включения и использовать их в качестве целиков для поддержания вмещающих пород. Эффективность разработки достигается за счет повышения качества выдаваемой рудной массы и сокращения непроизводительных затрат на операции с пустыми породами.

При разработке крайне невыдержанных

жил прибыльность производства может быть повышена путем комбинирования систем разработки в границах отдельного эксплуатационного блока. Жилы с резко изменяющейся мощностью следует отрабатывать комбинированной системой с закладкой и с магазинированием руды, а жилы с изменяющимися в больших пределах (от крутого до пологого) углом падения — комбинированной системой с открытым выработанным пространством и с магазинированием руды. Источник повышения прибыльности — снижение эксплуатационных расходов за счет единой горнотехнической конструкции системы разработки.

Кроме рассмотренных общих положений, для повышения рентабельности производства в соответствующих горно-геологических условиях можно рекомендовать конкретные технологические и конструктивные решения, сокращающие запасы руды в цехах, повышающие эффективность отбойки и выпуска руды, снижающие потери и

разубоживание. Все эти решения — детально проработанные, увязанные в технологические схемы и согласованные с условиями разработки — приводятся в альбоме «Технологические схемы разработки мелких коренных месторождений золота» (ЦНИГРИ).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Коготкова Е.А., Седельникова Г.В. Роль мелких золоторудных месторождений в расширении минерально-сырьевой базы золотодобывающей промышленности зарубежных стран //Тр. ЦНИГРИ. 1985. Вып. 203. С. 57—66.
2. Витковский И.И. и др. Некоторые проблемы освоения мелких месторождений малыми предприятиями //Горный журнал. 1995. № 12. С. 28—31.
3. Корзун А.П. Проблемы снижения разубоживания руды при разработке тонких жил //Колыма. 1967. № 1. С. 20—21.
4. Бадмаев Р.С. Применение раздельной выемки тонких жил на проходческих работах //Колыма. 1985. № 4—5. С. 20—23.
5. Игнатенко М.А., Попов Н.И. Сортировка рудной массы на руднике "Иультин" //Колыма. 1964. № 6. С. 13—15.

V.V. LEBEDEV, Yu.T. SMIRNOV

EXPEDIENT FLOW CHARTS AND PARAMETERS FOR LITTLE PRIMARY GOLD PRODUCER MINES

The most probable mineral base of little gold producer mines is analyzed and characterized from the standpoint of mining engineering. Adequate and expedient flow charts and design versions are proposed in order to increase the mining profitability.

ПОЗДРАВЛЯЕМ С ЮБИЛЕЕМ



АНАТОЛИЮ АНСОВИЧУ ФЕЛЬДМАНУ исполняется 70 лет. Специалист высокой квалификации, ученый-исследователь, А.А.Фельдман работает в ЦНИГРИ с 1957 г. Им выполнен ряд оригинальных разработок по научно-методическим основам прогноза и поисков месторождений алмазов, благородных и цветных металлов. Эти разработки реализованы в Европейской части РФ, на Северо-Востоке, Дальнем Востоке, в Приморье, Восточной Сибири, а также в Средней Азии.

С 1982 г. работы Анатолия Ансовича сосредоточены на изучении глубинного строения древних платформ и прогнозировании месторождений алмазов кимберлитового и лампроитового типов. Под его руководством разработана система геолого-геофизических критериев прогноза разномасштабных алмазоносных минерагенических таксонов. Ряд разработок реализован в практике ГРП для оценки перспектив алмазоносности и планирования первоочередных поисковых работ в различных регионах Восточно-Европейской и Сибирской платформ.

А.А.Фельдман — автор более 140 публикаций; его научные достижения отмечены знаками «Отличник разведки недр», «Почетный разведчик недр» и другими наградами.

Поздравляем Анатолия Ансовича с юбилеем, желаем ему доброго здоровья и новых открытий.

НАТАЛИЯ МИХАЙЛОВНА РИНДЗЮНСКАЯ — ведущий специалист в области геологии россыпей и кор выветривания.

На протяжении многих лет Наталия Михайловна выполняла работы по прогнозированию и поискам россыпных месторождений золота в Ленском районе, Северной Бурятии, в притрассовой зоне БАМ, в Киргизии, на Урале. При участии Н.М.Риндзюнской открыт и освоен новый россыпной район на Урале. В последние годы она занимается исследованием перспектив золотоносных кор выветривания.

Наталия Михайловна внесла большой вклад в развитие отечественной минерально-сырьевой базы благородных металлов, в проведение и организацию крупных общетраслевых и международных совещаний и конференций, посвященных проблемам экзогенной золотоносности.

Н.М.Риндзюнская — автор более 60 научных работ и двух монографий. Она награждена знаками «Отличник разведки недр», «Первооткрыватель месторождения».

Поздравляя Наталию Михайловну с юбилеем, от всей души желаем ей доброго здоровья оптимизма и радости новых научных открытий.

ЮРИЙ МИХАЙЛОВИЧ ЩЕПОТЬЕВ — доктор геолого-минералогических наук, член-корреспондент Академии минеральных ресурсов.

Юрий Михайлович начал свою производственную деятельность в Северо-Восточном ТГУ, где в течение шести лет проводил изучение геологии и поиски коренных и россыпных месторождений золота. Научная деятельность Юрия Михайловича в ЦНИГРИ продолжается более трех десятилетий.

Ю.М.Щепотьевым внесен значительный вклад в оценку месторождений золота Камчатки и в обоснование важного экономического значения этой новой золотоносной провинции.

Юрий Михайлович руководил рядом исследований по оценке прогнозных ресурсов и перспективам развития минерально-сырьевой базы, геолого-экономическому районированию территории РФ. Итоги этих исследований широко использовались при планировании развития минерально-сырьевой базы страны и геологоразведочных работ.

Ю.М. Щепотьев — автор более ста научных работ, в том числе монографии «Золоторудные месторождения островных дуг Тихого океана».

Ю.М.Щепотьев удостоен знака «Отличник разведки недр»; его деятельность отмечена и другими отраслевыми наградами.

Поздравляя Юрия Михайловича с шестидесятилетием, желаем ему крепкого здоровья, плодотворной работы и новых успехов.

ВАЛЕРИЙ ИВАНОВИЧ ВАГАНОВ — доктор геолого-минералогических наук, член-корреспондент Международной Академии минеральных ресурсов России.

В.И.Ваганов — ведущий специалист в области геологии, генезиса, методов прогноза и поисков месторождений алмазов. Им разработаны научно-методические и геолого-генетические основы прогноза и поисков этих месторождений, используемые в настоящее время в практике геологоразведочных работ. В.И.Вагановым создано научное обоснование прогноза в России алмазных месторождений лампроитового типа.

Валерием Ивановичем изучено уникальное Попигайское месторождение технических алмазов и выявлены факторы, влияющие на распределение алмазоносности. Это позволило обосновать и реализовать эффективную систему разведки месторождения и подсчета запасов. Предложенные им критерии прогноза подобных месторождений привели к обнаружению на территории России двух новых алмазоносных объектов.

Результаты исследований В.И.Ваганова отражены в 90 печатных работах, в том числе в 8 монографиях, ряде методических рекомендаций и руководств общетраслевого значения. Валерий Иванович передает свой опыт молодым специалистам, осуществляя научное руководство аспирантами.

В.И.Ваганов в течение ряда лет был главным куратором Мингео СССР по алмазам; он — один из руководителей всероссийских научно-производственных программ, член бюро Межведомственного совета по алмазам.

В.И.Ваганов награжден знаком «Отличник разведки недр» и медалью ордена «За заслуги перед Отечеством» II степени.

Валерий Иванович находится в полном расцвете творческих сил. Поздравляя его с пятидесятилетием, желаем ему успехов в плодотворной творческой деятельности.

**ЦНИГРИ**

ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ ИНСТИТУТ
ЦВЕТНЫХ И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ

КАРТА ЭКЗОГЕННОЙ ЗОЛОТОНОСНОСТИ И ПЛАТИНОНОСНОСТИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

Масштаб 1: 25 000 00

В ЦНИГРИ в 1997 году будет издана «Карта экзогенной золотоносности и платиноносности Российской Федерации» масштаба 1:25 000 00 (коллектив авторов).

Карта составлена с учетом геотектонической позиции рудоносных комплексов и рудных формаций с выделением металлогенических зон, районов и отдельных россыпных объектов. Основу карты составляет структурно-геоморфологическое районирование по морфогенетическим типам и высотным ярусам рельефа. Для групп россыпей, объединенных в районы, дана обобщенная характеристика: возрастная, генетическая и по комплексу сопутствующих компонентов. Впервые на карте такого масштаба приводится характеристика типоморфных особенностей золота и платиноидов.

Карта предназначена для широкого круга специалистов, занимающихся проблемами геологии и экономики экзогенных месторождений.

Распространение карты предполагается только по предварительным заявкам.

Адрес: 113545, Москва, Варшавское шоссе, 129"Б", ЦНИГРИ
Телефон: (095) 313-18-18
Факс: (095) 315-27-01

Технический редактор Н. П. Кудрявцева
Редакция: Н. И. Назарова, А.Э.Седельникова, Е.В.Розова

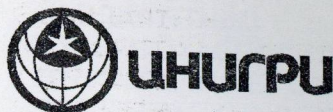
Сдано в набор
15.02.97
Подписано в печать
17.03.97
Тираж 250 экз.

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

Адрес редакции: 113545 Москва, Варшавское шоссе, 129«Б», ЦНИГРИ

Телефон: 315-28-47

Типография ЦНИГРИ: Варшавское шоссе, 129«Б»



ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ ИНСТИТУТ
ЦВЕТНЫХ И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ

УНИКАЛЬНОЕ СЫРЬЕ МИРОВОГО ОКЕАНА — ЖЕЛЕЗОМАРГАНЦЕВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ (МЖО) НА СЛУЖБЕ ЭКОЛОГИИ

Глубоководные железомарганцевые конкреции и кобальтомарганцевые корки — не только богатейший источник Ni, Co, Cu, Mn, но и уникальные сорбенты.

И это обязательно нужно учесть при разведке и освоении подводных месторождений.

Предлагаем эффективные технологии применения ЖМО для решения экологических проблем в следующих направлениях:

1. Очистка промышленных газов от диоксида серы:

степень очистки газов более 99 %;

емкость ЖМО по отношению к диоксиду серы 500 кг на тонну ЖМО;

степень извлечения цветных металлов и марганца из отработанного сорбента составляет 90–96 %.

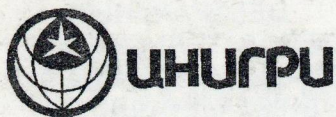
2. Очистка сточных вод с утилизацией отработанного сорбента, обогащенного цветными металлами.

Стадиальность и система противотока обеспечивают ПДК промышленных стоков.

3. Обезвреживание цианосодержащих стоков. Степень очистки 97–99 %.

Предусмотрена регенерация ЖМО с многократным повторным использованием сорбента.

Адрес: 113545, Москва, Варшавское шоссе, 129"Б", ЦНИГРИ
Телефон: (095) 313-18-18
Факс: (095) 315-27-01



ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ ИНСТИТУТ
ЦВЕТНЫХ И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ

ЭКОЛОГИЧЕСКИ БЕЗОПАСНАЯ ТЕХНОЛОГИЯ ВЫЩЕЛАЧИВАНИЯ ЗОЛОТА МАЛОТОКСИЧНЫМИ НЕЦИАНИСТЫМИ РАСТВОРИТЕЛЯМИ

Технология извлечения благородных металлов с использованием малотоксичных растворителей — эффективный способ переработки золотосодержащих руд, концентратов, промпродуктов, вторсырья, электронного лома и других материалов, для которых не пригодно традиционное цианирование.

Разработанная в ЦНИГРИ технология основана на применении иод- и бром-содержащих систем.

Извлечение золота из рядовых окисленных золотосодержащих руд и промпродуктов составляет 90–95 %.

При переработке электронного лома извлечение золота находится на уровне 92–95 %.

Основными преимуществами предлагаемой технологии являются:

высокая скорость процесса;

полная регенерация реагента-растворителя;

исключается необходимость обезвреживания стоков.

Вид реализации технологии — от технологических исследований сырья до создания промышленных установок.

Адрес: 113545, Москва, Варшавское шоссе, 129"Б", ЦНИГРИ
Телефон: (095) 313-18-18
Факс: (095) 315-27-01