

РУДЫ И МЕТАЛЛЫ



5/2000

ISSN 0869-5997

ВЫШЛИ ИЗ ПЕЧАТИ

Алмазные месторождения России и мира (Основы прогнозирования). В.И.Ваганов. — М.: ЗАО «Геоинформмарк», 2000. 371 с., ил., табл., библиогр. 134 назв.

Впервые в систематизированном виде рассмотрены теоретические основы и технология применения последовательно-стадийной системы прогнозирования коренных месторождений алмазов. Разработаны новые геолого-промышленная классификация месторождений алмазов и обобщенные прогнозно-поисковые модели алмазоносных минерагенических таксонов различного ранга в ряду провинция — субпровинция — зона — район — поле — группа трубок — месторождение. Созданы петрологические модели формирования алмазов, алмазоносных кимберлитов и лампроитов, геолого-эмпирическая модель алмазоносной трубки. Эффективность прогнозно-поисковой системы иллюстрируется на примере прогнозных построений для европейской части Российской Федерации.

Для специалистов в области геологии, петрографии, минералогии, прогнозирования и поисков алмазных месторождений, а также специалистов смежных направлений, занимающихся общими проблемами мантийного петроминералогенеза.

По поводу приобретения книги звонить по тел. 315-28-65.

Золото-серебряные месторождения. Серия: Модели месторождений благородных и цветных металлов. М.М.Константинов, Н.П.Варгунина, Т.Н.Косовец, С.Ф.Стружков, Е.Д.Сынгаевский, Л.Н.Шишаква / Под ред. А.И.Кривцова. — М.: ЦНИГРИ, 2000. 239 с., 138 ил.

Для золото-серебряных месторождений вулканоплутонических поясов разработаны и поэлементно описаны прогнозно-поисковые, параметрические и геолого-генетические модели, основанные на систематизации информации по наиболее изученным месторождениям России и других стран. Дана комплексная характеристика элементов различных моделей с широким использованием количественных методов. Предложена геолого-генетическая группировка золото-серебряных месторождений с учетом специфики соответствующих рудообразующих систем и процессов. На основе описаний современных геотермальных систем и изотопно-геохимических характеристик руд и месторождений разработана комплексная модель золото-серебряной рудообразующей системы.

Для широкого круга специалистов в области металлогении, геологии, прогноза и поисков рудных месторождений, а также преподавателей и студентов учебных заведений геологического и горно-геологического профиля.

По поводу приобретения книги звонить по тел. 315-43-01.

ВЫХОДЯТ ИЗ ПЕЧАТИ

Термины и понятия отечественного недропользования. В.М.Минаков, И.В.Морозов / Под ред. Б.А.Яцкевича. — М.: ЗАО

Представлены основные термины и понятия геологических наук содержания и назначения термины и понятия сопровождаются либо (пояснениями). Приведен перечень наиболее распространенного недропользованию.

В приложение включены базовые документы, регламентирующие процесса и классификацию запасов, принятую в Российской Федерации

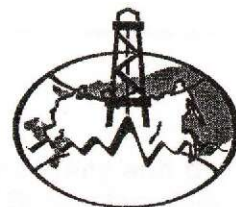
Справки по тел.: 915-61-00.

Золото России: проблемы использования и воспроизводства. Б.И.Беневольский. Изд. 2-е, перераб. и доп. — М.: ЗАО

Приводятся данные о структуре, состоянии и территориальном геолого-промышленном типам месторождений. Даются качественная сырьевой базы золотодобывающих предприятий по субъектам России эффективность использования запасов коренных, россыпных и месторождений. Приводится развернутый анализ современного состояния золота, который сопровождается модельной оценкой возможных ур. Определяются приоритеты геолого-разведочных и научно-исследовательских

Справки по тел.: 915-61-00.

РУДЫ И МЕТАЛЛЫ



5/2000

НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

ОСНОВАН В 1992 ГОДУ

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор **И.Ф. МИГАЧЕВ**

Б.И. БЕНЕВОЛЬСКИЙ
Э.К. БУРЕНКОВ
В.И. ВАГАНОВ
С.С. ВАРТАНЯН
В.И. ВОРОБЬЕВ
П.А. ИГНАТОВ
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
Г.В. СЕДЕЛЬНИКОВА
В.И. СТАРОСТИН
И.А. ЧИЖОВА



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 2000

2-й экз.





РУДЫ И МЕТАЛЛЫ

5/2000

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор Н.И. Назарова

З.М. БЕНЕДИКТОВИЧ

С.А. БУЗДЖИКОВ

В.Н. БАРАНОВ

С.С. БАРАНИН

В.М. БОРОВИЧ

Л.А. БУДАНОВ

М.М. КОНОСТАНТИНОВ

А.Н. КРИВОШ, зам. главного редактора

Н.К. КУРБАКОВ

Т.А. МАКУЛОВ

В.М. МИХАЛОВ

Н.Н. НАЗАРОВА, зам. главного редактора

Т.В. ОСТРОВСКО

В.М. ПИТЕРОВИЧ

В.Н. ПЛАТОНОВ

Т.В. РЫЖИХ

Ю.Т. САФОНОВ

Т.Д. СЕДЫХИНА

В.Н. СТА

Н.А. ШИШОВ

Редакция: Н.И. Назарова, Г.В. Вавилова
Компьютерный набор, верстка и оригинал-макет: В.К. Комарова, Н.П. Кудрявцева

Сдано в набор 15.05.2000 г.
Подписано в печать 08.08.2000 г.
Тираж 400 экз.

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

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

**Прикладная металлогения и
недропользование**

- Беневольский Б.И.*
Эффективность использования распределенного
фонда недр и обеспеченность его воспроизводства
прогнозируемыми ресурсами золота 5
- Трофимов Н.Н., Голубев А.И.*
Геодинамические условия формирования и
металлогения Онежской впадины 10
- Гусев А.И., Гусев Е.А.*
Некоторые петрохимические особенности
золотоносных гранитоидов Алтае-Саянской
складчатой области 25

Строение рудных месторождений

- Ажгирей Д.Г., Гурейкин Н.Я., Анненкова Т.Е.,
Светлов С.А., Блинова Т.А.*
Особенности строения главных золоторудных
узлов Центральных Кызылкумов 33
- Бойко Н.И.*
Происхождение киммерийских железных руд
Азово-Кубанского региона 44
- Зинчук Н.Н., Бондаренко А.Т., Гарат М.Н.,
Пыстин А.Б., Колесников Г.В., Стегницкий Ю.Б.*
Петрофизические особенности кимберлитов и
вмещающих пород Накынского поля Якутии 51

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

- Седельникова Г.В., Крылова Г.С., Королев Н.И.,
Зеленов В.И., Елисеев В.Н., Савари Е.Е.*
Кучное выщелачивание — перспективный способ
переработки техногенного золотосодержащего
сырья 63
- Воробьев А.Е., Чекушина Т.В.*
Группировка рудных штабелей для кучного
выщелачивания золота 65
- Кеворкянц С.С., Коновалова Т.А.*
Объемная локализация объекта на основе
выделения информационных зон радиопросве-
чивания 77

**Applied Metallogeny and the
Subsurface Use**

- Benevol'sky B.I.*
An efficiency of the use of the allocated subsurface
stock and its replenishment with prognostic gold
resources
- Trofimov N.N., Golubev A.I.*
Geodynamic conditions of formation and
metallogeny of the Onega depression
- Gusev A.I., Gusev E.A.*
Some petrochemical peculiarities of gold-bearing
granitoids of the Altai-Sayan folded area

Structure of Ore deposits

- Azhgirey D.G., Gureikin N.Ya., Annenkova T.E.,
Svetlov S.A., Blinova T.A.*
Structural peculiarities of the gold-bearing nodes in
the central Kyzyl Kum
- Boiko N.I.*
Origin of the Cimmerian iron ores, the Azov-Kuban
region
- Zinchuk N.N., Bondarenko A.T., Garat M.N., Pystin
A.B., Kolesnikov G.V., Stegnitsky Yu.B.*
Petrophysical peculiarities of kimberlite and host
rocks of the Nakyn field, Yakutia

**Equipment and Technologies for
Geological Prospecting**

- Sedel'nikova G.V., Krylova G.S., Korolev N.I.,
Zelenov V.I., Eliseev V.N., Savari E.E.*
Heap leaching — a prospective method for
treatment of technogenic gold-bearing raw material
- Vorobiev A.E., Chekushina T.V.*
Arrangement of ore stock piles for gold heap
leaching
- Kevorkyants S.S., Konovalova T.A.*
3-D localization of a target by distinguishing the
radio shadow information zones

Новости, информация

Никитин Е.А.

Новый подход к проблемам четвертичной геологии среднего течения р. Волги, Самарская область

82

Рецензии

Нарсеев В.А.

Взгляд профессионалов

93

News, information

Nikitin E.A.

New approach to the problems of the Quaternary geology of the Volga middle course, the Samara district

Book reviews

Narseev V.A.

Professionals' view

ПРИКЛАДНАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЯ И НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЕ



УДК 553.044:553.41

© Б.И.Беневольский, 2000

ЭФФЕКТИВНОСТЬ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ РАСПРЕДЕЛЕННОГО ФОНДА НЕДР И ОБЕСПЕЧЕННОСТЬ ЕГО ВОСПРОИЗВОДСТВА ПРОГНОЗНЫМИ РЕСУРСАМИ ЗОЛОТА

Б.И.Беневольский (ЦНИГРИ МПР России)

Дается краткий анализ современного состояния и основных проблем развития МСБ и добычи золота в России. Рассмотрены возможные сценарии использования сырьевой базы, оценены достижимые в начале XXI в. уровни добычи золота, намечены приоритетные задачи по воспроизводству МСБ для разных ступеней управления фондом недр.

Геолого-промышленными источниками золота являются месторождения трех типов: собственно золотые коренные (рудные), золотосодержащие коренные преимущественно цветных металлов (комплексные) и золотоносные россыпи. За рубежом почти все золото добывается из рудных и комплексных месторождений. В нашей стране основным объектом добычи продолжают оставаться россыпи.

Как известно, основные оцененные запасы золота (без России) сосредоточены в ЮАР (43%). На долю других семи стран (США, Канада, Австралия, Индонезия, Узбекистан, Папуа—Новая Гвинея, Филиппины), запасы каждой из которых превышают 1000 т, приходится около 35%. Россия по разведанным запасам золота занимает второе место в мире.

Рудничное производство золота в мире в 1998 г. увеличилось на 3%, достигнув нового рекордного уровня в 2555,4 т. Такая динамика не прогнозировалась в связи с уменьшением цены на золото до 9,45 дол./г (на 11,3%) и частыми объявлениями о закрытиях рудников и сокращениях производства. Среди 10 основных стран-производителей золота (ЮАР, США, Австралия, Канада, Китай, Россия, Индонезия, Узбекистан, Перу, Бразилия) спад производства был отмечен, кроме ЮАР, в Бразилии и России. Россия (114 т из всех источников) теряет свои позиции, уступив пятое место КНР (161 т). Высокая доля развитых стран в мировом производстве золота сохранилась на прежнем уровне (около 59%). Доля развивающихся стран составила

28,5%. Основные страны-производители обеспечивают (без РФ) 63% мирового рудничного производства золота. Общая тенденция производства в мире характеризуется постоянным ростом, сохранение которого прогнозируется и на перспективу.

В 1998 г. промышленное потребление золота в мире составило 3708,9 т, что на 5,1% ниже, чем в предыдущем году. Динамику промышленного потребления золота в мире определяет развитие ювелирного сектора, на который приходится 86% объема потребления. По внутреннему потреблению с пересчетом на душу населения Россия в мировом рейтинге в настоящее время находится в конце третьего десятка, что обусловлено общим падением уровня промышленного производства в стране и в первую очередь в электронно-технической промышленности. Выделяются страны — крупные экспортеры золота, продающие более 150 т металла (ЮАР — обычно около 500 т, Австралия, Канада), и средние, направляющие на продажу ежегодно 30—50 т (Перу, Чили, Папуа—Новая Гвинея, Россия, Бразилия и др.). Среди стран, не имеющих собственного производства или производящих недостаточное количество золота, выделяются крупные импортеры, закупающие более 100 т металла в год для ювелирной промышленности и на технические цели (Индия и Италия — не менее 400—450 т, Япония, Турция, Тайвань).

Цены на золото в последние годы (1996—1998 гг.) свидетельствовали о неустойчивости рынка. После шестилетнего роста сред-

негодовая цена на золото в 1998 г. снизилась до 9,45 дол./г — самого низкого с 1985 г. (10,2 дол./г) уровня. До октября 1999 г. продолжалось снижение цены до самого низкого уровня за последние 19 лет (8,2 дол./г), и только в октябре 1999 г. после заключения европейскими странами картельного соглашения о квотировании продаж золота из госрезервов цена поднялась снова до уровня 1985 г. и далее стабилизировалась в пределах 9—9,5 дол./г.

Для экономики России золото по-прежнему имеет большое значение. Достаточно сказать, что за 1991—1998 гг. его производство, хотя и сократившееся, составило 1100 т на сумму около 12 млрд. дол. В то же время по сравнению с 1991 г. объем добычи в 1998 г. упал более чем на 30%. Россия не только переместилась со второго места в мире на шестое, но и недополучила более 200 т или около 2,5 млрд. дол. Не спасает положение успешное начало эксплуатации двух новых крупных рудников — Кубакинского в Магаданской области и Олимпиадинского в Красноярском крае, давших в 1998 г. в сумме более 30 т, поскольку темпы добычи из россыпей снижаются быстрее темпов освоения коренных месторождений. При этом наибольший спад добычи произошел в старых по длительности золотодобычи, ранее традиционно устойчивых, районах, таких как Урал, юг Западной Сибири, Забайкалье.

Либерализация золотодобычи сопровождалась разрушением монопольной отрасли, ее распадом на несколько сотен мелких производителей, среднестатистическая выработка которых составляет менее 200 кг. При этом третья часть из них вообще не ведет добычу, а абсолютное большинство добывает всего несколько десятков килограмм россыпного золота в год.

Довершило разрушение горно-добывающей отрасли как крупной структуры упразднение регулирующего органа — Комдрагмета. В настоящее время в стране фактически отсутствует государственный орган, который мог бы разрабатывать стратегию развития отрасли в XXI в., проводить политику привлечения инвестиций, развития рынка, отстаивать интересы отрасли на всех уровнях властных структур и нести ответственность по обязательствам перед золотодобывающими предприятиями.

Россия имеет достаточно крупную сырьевую базу золота, хорошие перспективы для ее дальнейшего развития. Однако с каждым годом становится все труднее сохранять добычу в крупных размерах из россыпей. Их

разведанные запасы обеспечивают высокий уровень добычи в течение не более 10 лет или примерно до 2010 г. Поэтому достаточно остро стоит проблема оценки новых типов россыпей и разработки эффективных технологий.

Месторождения россыпного золота, в большинстве эксплуатируемые, рассредоточены по тысячам мелких объектов на огромной территории от Урала до Камчатки, что значительно удорожает воспроизводство сырьевой базы и ее освоение мелкими производителями. До 30% годового объема добывается с убытками, а 50% — на грани рентабельности. Сырьевая база россыпного золота вследствие длительной эксплуатации истощена, ее горно-геологические показатели ухудшились: на 30—50% снизилось качество, увеличилась глубина горных работ, объемы переработки горной массы, необходимой для поддержания уровня добычи, трудоемкость эксплуатации, издержки производства.

Несмотря на это, россыпи остаются наиболее выгодными объектами для промышленного освоения как в современных экономических условиях, так и в среднесрочной перспективе, поскольку их минерально-сырьевая база все еще достаточно крупная. Кроме того, высоко оценивается потенциал нетрадиционных россыпных источников — техногенных, попутного золота в песчано-гравийных смесях, мелкого и тонкого золота, недостаточно извлекаемого существующими технологиями обогащения песков. Прогнозные ресурсы техногенных россыпей, по мнению автора, могут составить более 50% от всего добытого в России золота. Проведенная прогнозная оценка попутного золота в песчано-гравийных смесях Русской платформы дала цифру около 300 т.

Практика вовлечения в переработку отвального техногенного золотоносного комплекса на некоторых предприятиях свидетельствует о возможности эффективного извлечения из него значительного количества золота. Так, за последние годы в Чукотском автономном округе из отвального комплекса извлечено 22,2 т Au со средним содержанием 552 мг/м³. В техногенных образованиях Иркутской, Читинской, Амурской областей, Республики Бурятия содержится от 33 до 700 мг/м³ Au (548 мг/м³ в среднем), что превышает его концентрацию в балансовых целиковых россыпях этих и других регионов.

По экспертным оценкам, только в отвальном комплексе техногенных образований (кроме торфяных отвалов, недоработок и целиков) заключено около 1500 т Au со средним содержанием 200 мг/м³. Однако до

сих пор ресурсы россыпного золота в нем не получили официальной оценки, его запасы не числятся в Государственном балансе, а использование осуществляется бесконтрольно. Законодательной и нормативной базами не определен четкий порядок оценки, учета и использования россыпного золота техногенных образований.

Анализ россыпной золотодобычи показывает, что ежегодно около 10—15% добытого золота приходится на неучтенные запасы, которые фактически представляют собой техногенные россыпи. Для полноты оценки ресурсов техногенных месторождений необходимо разработать эффективную методику проведения комплекса геологоразведочных работ, а также нормативные документы, стимулирующие вовлечение отвалного комплекса в промышленное освоение.

С учетом систематического снижения золотодобычи из россыпей вовлечение отвалного техногенного комплекса в оценку и освоение — приоритетное направление геологоразведочных работ на ближайшие годы.

Рудные предприятия по добыче практически сравнивались с россыпями и имеют большую обеспеченность при этих результатах, что является прямым показателем приоритетности их освоения. Степень освоения промышленностью коренных месторождений остается невысокой. К настоящему времени лицензировано 71,4% запасов коренного золота. Из оставшихся 28,6% запасов нераспределенного фонда рентабельные к отработке запасы составляют 13,5%. Фактически лицензии выданы на все более или менее привлекательные объекты. Доля запасов в эксплуатируемых месторождениях составляет только 34%. Подготовка резервных месторождений к промышленному освоению сдерживается из-за сильного давления налогового пресса, неразвитости рынка золота и несовершенства нормативных актов, снижающих инвестиционные риски. В россыпях сосредоточено 66,7% запасов, т.е. объекты эффективные для отработки в сложившихся экономических условиях (в основном для открытого способа разработки). Не распределены мелкие россыпи, удаленные участки, дражные полигоны с низким содержанием золота. Доля эксплуатируемых запасов составляет 43%.

Таким образом, как по рудным, так и россыпным месторождениям существует разрыв между переданными в промышленное освоение и фактически эксплуатируемыми запасами, что и является одной из главных причин падения добычи.

Попутная добыча золота из комплексных золотосодержащих, в основном медных, руд составляет 7—10% и полностью зависит от объема производства цветных металлов, значительное увеличение которого в обозримом будущем не предвидится. К сожалению, в России пока не открыты золотосодержащие медно-порфировые месторождения, дающие значительную долю золота в мировом производстве и составляющие около 54% его запасов. Прогнозные предпосылки для их выявления имеются, но геологоразведочные работы не ведутся.

Три четверти золотого потенциала и 96% добычи России приходится на слаборазвитые с суровыми климатическими условиями труднодоступные районы Сибири и Дальнего Востока, где реализация требует крупных инвестиций, длительных сроков, решения социальных и экологических проблем.

В 1991—1998 гг. объемы геологоразведочных работ по воспроизводству сырьевой базы, особенно россыпного золота, снизились до уровня 60-х годов, соответственно резко уменьшился прирост разведанных запасов, который не компенсирует упавшую добычу. Так, прирост запасов россыпного золота сократился на 70,4%, коренного — на 25,6%, в связи с чем коэффициент компенсации погашаемых запасов составил по россыпному золоту 0,85 и произошла убыль балансовых запасов на 11,4%. По коренному золоту сырьевая база практически не изменилась по сравнению с 1991 г., но начиная с 1996 г. наметилась отчетливая тенденция снижения балансовых запасов, что связано с увеличением добычи и отсутствием прироста запасов за счет выявления новых месторождений. Отношение приростов запасов к добыче в 1998 г. составило: по коренному золоту 0,26, по россыпному — 0,68. Очевидно, что прирост запасов коренного и россыпного золота не компенсирует погашение их запасов в недрах.

С учетом истощенности сырьевой базы россыпного золота и старых рудников основным источником добычи золота в новом столетии, конечно же, должны стать рудные месторождения. Их потенциал полностью обеспечивает перспективное развитие отрасли. Расчетные уровни производства золота могут не только компенсировать снижающуюся добычу из россыпей, но и показывают возможность роста добычи золота примерно до 200—250 т в год. При расширении геологоразведочных работ на имеющихся перспективных площадях будут обнаружены новые рудные месторождения, которые не только улучшат структуру сырьевой базы, но

и в будущем позволят увеличить добычу, по оценкам разных экспертов, до 400 т Au в год.

Нами рассмотрены три сценария возможного развития МСБ и добычи золота до 2025 г., причем мы исходили из того, что в настоящее время база золота характеризуется наличием 40% неактивных запасов. При максимальном темпе развития (2,4%) добыча (погашение в недрах) золота к 2025 г. составит 250 т, что в 1,4 раза превысит уровень 1990 г. и в 1,8 раза — 1998 г. Активные запасы будут исчерпаны уже к 2020 г., а добыча золота в этом году достигнет порога 1990 г. Минимальный темп использования сырьевой базы (0,3%) обеспечит к 2025 г. добычу в 150 т, приведет практически к полной отработке запасов, остаток которых составит менее 10%. Этот порог на 17% ниже уровня добычи в 1990 г. и на 8% выше, чем в 1998 г. При среднегодовом темпе развития 1,5% в 2025 г. будет добыто 155 т золота и полностью исчерпана МСБ. Два последних сценария наиболее вероятны по структуре сырьевой базы, инвестиционному климату и состоянию горно-добывающей промышленности. При этом для сохранения и развития МСБ все три сценария требуют расширенного воспроизводства, т.е. систематического превышения приростов запасов над добычей.

Следует отметить, что максимальный уровень добычи 250 т в 2025 г. соответствует уровню добычи золота в Австралии в 1993 г., а минимальный 150 т — в Канаде в 1995 г. При этом расчетный темп добычи золота в развитых и развивающихся странах составляет 2,33% и соответствует максимуму, принятому в наших расчетах.

Обеспеченность добывающей промышленности активными запасами эксплуатируемых месторождений в целом по России составляет 17 лет по коренному и 9 лет по россыпному золоту, запасами всех месторождений соответственно 34 года и 14 лет исходя из уровня добычи в 1998 г.

При вводе новых мощностей по коренному золоту и увеличении добычи обеспеченность соответственно сократится до критического уровня менее 20—25 лет. Сырьевая база россыпей и в ближайшем будущем сохранит тенденцию к сокращению и тем быстрее, чем интенсивнее будет добыча. Тем не менее, исходя из прогнозной оценки можно компенсировать погашаемые в недрах запасы, сохраняя на определенном стабильном уровне россыпную добычу, при условии усиления геологоразведочных работ и изменения системы их налогообложения. Представляется целесообразным проблему налогообложения,

в первую очередь для россыпей, решать дифференцированно. Не вызывает сомнения, что отрабатывать недостаточно рентабельные россыпи с меньшей прибылью значительно выгоднее, чем замораживать на долгие годы разведанные запасы в недрах.

Как показывает опыт, при систематическом проведении поисково-оценочных работ в течение 4—5 лет выявляется одно золоторудное месторождение. На разведку его требуется 3—4 года и столько же времени на строительство добывающего предприятия при благоприятных для инвестирования условиях. Таким образом, на обнаружение и ввод в действие одного объекта необходимо 10—13 лет. Из этого следует один из главных выводов: для укрепления сырьевой базы и расширения лицензионного фонда приоритетных объектов уже сегодня необходимо интенсивное проведение систематических прогнозно-металлогенических и поисково-оценочных работ для реализации имеющихся прогнозных ресурсов в перспективных регионах.

В контексте этого вывода важен и еще один, с нашей точки зрения, весьма острый вопрос — кадровый потенциал геологоразведчиков в региональных организациях. За прошедшие десять лет школы поисковиков и разведчиков месторождений золота достаточно серьезно пострадали. Потребуется определенное время на их восстановление. Поэтому тем более необходимо усиливать систематическое проведение геологоразведочных работ и осуществлять их методическое обеспечение силами сохранившихся научно-исследовательских подразделений МПР России.

Для реализации золотого потенциала необходимы соответствующие средства на геологоразведочные работы, которые можно получить через отчисления на воспроизводство сырьевой базы при увеличении добычи и активизации рынка золота, а также создавая условия для привлечения инвесторов и совершенствуя механизм реализации лицензионных соглашений. Особенно важно, чтобы эти недостаточные на сегодня средства использовались целенаправленно и концентрированно. С этой целью МПР РФ разрабатывает Федеральную среднесрочную программу по использованию и воспроизводству недр на период до 2005 г. В ней определены приоритетные направления геологоразведочных и научно-исследовательских работ по воспроизводству фонда недропользования золотых объектов. Анализ оцененных по состоянию на 1998 г. прогнозных

ресурсов золота позволяет рекомендовать для включения в программу следующие основные позиции:

оценка геолого-экономического рейтинга перспективности золотоносных районов в новых условиях недропользования на основе системного мониторинга;

поиски и оценка ведущих коренных геолого-промышленных типов месторождений в районах с наиболее высоким рейтингом (Урал, Камчатка, Восточный Саян и др.) и геополитическим значением (Северо-Восток и др.);

поиски и оценка нетрадиционных коренных месторождений, включая новые районы освоения (Карелия, КМА и др.);

укрепление сырьевых баз действующих рудников за счет реализации активных прогнозных ресурсов и применения прогрессивных технологий (Куранах, Балеи и др.);

усиление геологоразведочных работ в районах с активными прогнозными ресурсами россыпного золота (Дальний Восток, Прибайкалье, Енисейский край и др.);

оценка россыпных техногенных объектов в старых золотоносных районах (Северо-Восток, Якутия и др.);

оценка потенциала новых перспективных россыпных районов (Центральные районы, Полярный Урал и др.);

оценка потенциала и технологии извлечения тонкого золота из россыпей и площадных кор химического выветривания;

исследование возможности извлечения золота из хвостов обогатительных фабрик;

исследование возможности извлечения золота из нетрадиционных комплексных источников (ванадиевых, железорудных, нефтей, солей, песчано-гравийных смесей и др.)

Постановка и решение приоритетных задач должны быть четко разграничены для всех субъектов управления фондом недр: федерального, регионального и местного (предприятия-недропользователи).

Приоритетом федерального уровня должна быть предлицензионная подготовка новых объектов. Она решается путем дополнения геолого-съемочных работ м-ба 1:200 000 специализированными опережающими прогнозно-минерагеническими и сопровождаемыми целевыми поисково-оценочными. Задача последних — выявление и оценка объектов в перспективных регионах для их последующего включения в систему лицензирования с целью решения стратегических задач обеспечения национальной

безопасности, сырьевой независимости и геополитических интересов России в перспективе исходя из темпов производства и потребления золота в развитых странах. Не исключено, что в случае обнаружения объектов с хорошими технико-экономическими показателями освоения их разведку и доведение до готовых к промышленному освоению может взять на себя МПР России.

Региональный (субъектный) уровень в первую очередь должен ориентироваться на оценку перспективных площадей и объектов для расширения сырьевых баз действующих предприятий, создания при необходимости задела резервных объектов, выявления высокорентабельных мелких месторождений, расширения россыпной сырьевой базы с целью решения социально-экономических проблем регионов. Обе задачи (федеральная и региональная) должны выполняться за счет соответствующих частей бюджета на воспроизводство МСБ, в рамках единой целевой программы.

Местный уровень (горно-добывающего предприятия) ограничен локальной задачей укрепления сырьевой базы предприятия за счет флангов и глубоких горизонтов эксплуатируемого месторождения, а также прилегающих перспективных площадей. Эти работы, по нашему мнению, должны выполняться только за счет средств недропользователей (вопреки существующему порядку распределения средств на воспроизводство минерально-сырьевой базы).

Четкое разграничение интересов и полномочий позволит в рамках взаимоувязанных федеральной, региональных и местных программ осуществлять необходимый контроль за эффективным воспроизводством сырьевой базы, подготовкой предлицензионного фонда недр, вовлечением его в процесс лицензирования и укреплением сырьевых баз предприятий.

Использована литература: Gold Survey 1999; А.И.Кривцов, Б.И.Беневольский, С.С.Вартанян «Минерально-сырьевая база благородных и цветных металлов к 2025 году. Мир и Россия», 1998; В.В.Пискунов «Возвращение на мировой рынок: проблемы и решения», 2000; Материалы 1-й и 2-й Международных конференций «Золотодобывающая промышленность России», 1999—2000; Б.И.Беневольский, Т.П.Шевцов «Оценка потенциала техногенных россыпей золота Российской Федерации», 2000.

УДК 551.243.31+553.078 (470.22)

© Н.Н.Трофимов, А.И.Голубев, 2000

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ ОНЕЖСКОЙ ВПАДИНЫ

Н.Н.Трофимов, А.И.Голубев (Институт геологии КНЦ РАН)

Для раннего протерозоя рассматривается вариант развития внутриплитного континентального рифтогенеза, называемого еще рассеянным. Предложена модель сводо-валообразного поднятия и охарактеризованы этапы его развития на примере Онежской впадины. Согласно принятой схеме, процесс растяжения (рифтообразования) является следствием воздымания астеносферы и формирования свода, обусловленных дегазацией ядра, носившей массовый характер на границе архея и протерозоя. Астеносферное поднятие, вызванное процессами дегазации ядра и мантии, сопровождается интенсивным и длительно функционирующим флюидопотоком, повышенным температурным градиентом. Этапу сводообразования (включает внедрение расслоенных интрузий) сопутствует привнос калия, этапу прогибания (развитие брахиформ с трапповым магматизмом) — преимущественно углеводородов, транспортирующих широкий комплекс рудных элементов — V, U, Mo, BM и др. Накопление свободного углерода в палеобассейне — часть неразрывного процесса, объединенного понятием компенсационная трапповая — углеводаккумулирующая система. Трапповый магматизм имеет антидромную направленность. Для трапповой формации выделен новый формационный тип — платиноидный золото-содержащий ванадий-титаномагнетитовый.

Онежская впадина размещается в юго-восточной части Карельского сегмента зоны грабенных впадин Карельско-Лапландской рифтогенной системы [11]. Ее образование обусловлено формированием в раннем протерозое (Карельский тектономагматический цикл — 2500—1950 млн. лет) рифтовой зоны [13]. Появление и развитие Онежской структуры неразрывно связано с образованием раннепротерозойского Водлозерско-Сегозерского сводового поднятия (первый этап развития рифта), обусловленного всплыванием астеносферного выступа аномальной мантии с центром в районе оз. Водлозеро, что косвенно подтверждается наличием гравитационного максимума силы тяжести [11]. Формирование свода сопровождается появлением зоны растяжения клиновидной формы протяженностью около 500 км, ограниченной трансформными разломами, один из которых совпадает с границей Беломорской коллизионной зоны. Вершина клина расположена у оз. Топозера, основание приходится на линию Петрозаводск — оз. Водлозеро — Обозерск. Ширина свода здесь 320 км, высота 8 км (рис. 1, 2). Минимальная высота поднятия отстроена достаточно надежно благодаря прекрасному реперу —

современному уровню эрозионного среза Бураковского плутона. При протяженности интрузива около 50 км вкост рифта в юго-западной части (Бураковский блок) он эродирован не более чем на 1 км (до зоны магнетитовых габбро-диоритов), а на северо-востоке — не менее чем на 3 км (вскрыта ультраосновная зона). Глубина кристаллизации пород кровли массива, являющегося абиссальным телом, принята минимальной — 5—6 км (см. рис. 2, А). Вкост рифтовой зоны одновременно закладываются система поперечных нарушений, ограничивающих современные структуры — Шомбозерскую, Лехтинскую, Онежскую, и сеть долгоживущих субпараллельных нарушений северо-западного простирания на крыльях свода, с которыми впоследствии совместятся активизированные зоны складчато-разрывных дислокаций Онежской впадины. На линии максимального воздымания свода параллельно оси рифта возникают разнонаправленные продольные растягивающие усилия, вследствие чего формируется поперечная Бураковская раздвиговая зона (см. рис. 1). При растяжении произошло разуплотнение свода с образованием полостей отслоения, в которые интродировались огромные объемы магмы

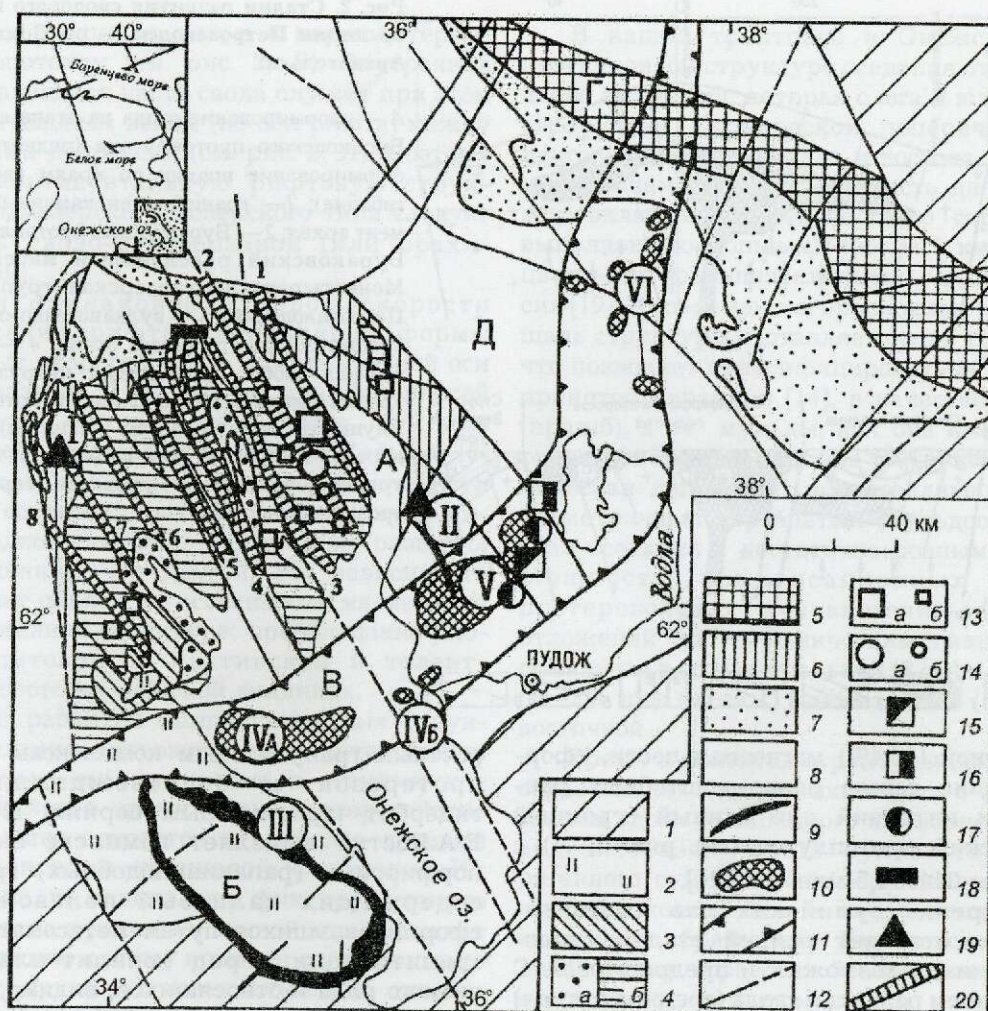


Рис. 1. Схема геологического строения Онежской рифтогенной впадины, составлена на основе Схемы магматических комплексов рифтогенных систем Карело-Кольского региона, ВСЕГЕИ, 1993, редакторы А.Д.Щеглов, В.Н.Москалева и Геологической карты Онежской структуры, КГСПЭ, 1988, авторы Е.М.Михайлюк, А.И.Филимонов, с использованием материалов ИГ КНЦ РАН:

Рифейско-палеозойские отложения: 1 — вулканогенно-осадочные и осадочные рифтогенного этапа. Верхний карелий: 2 — вепиский надгоризонт. Нижний карелий: 3 — калевийский, 4 — людиковийский (а — суйсарский, б — заонежский горизонты), 5 — людиковийский и ятулийский нерасчлененные, 6 — ятулийский, 7 — сариолийский и сумийский надгоризонты; 8 — архей нерасчлененный (древняя платформа). Интрузивные и субвулканические образования рифтогенного этапа: 9 — пластовые интрузии габбро-долеритов (дифференцированные: I — Койкарско-Святнаволоцкая, II — Пудожгорская; недифференцированные: III — Ропручейская), 10 — расслоенные интрузии перидотит-габбро-норитового комплекса: IV — Петрозаводская (А — положительная гравитационная аномалия силы тяжести, Б — разрозненные выходы на островах и дайки в устье р. Водлы), V — Бураковская, VI — Монастырско-Шидмозерская группа; 11 — поперечная Бураковская раздвиговая зона (В) и ее границы; 12 — тектонические нарушения. Рифтогенные структуры: интракратонные: А — Онежская, Б — Белозерская; перикратонные: Г — Ветреный Пояс; Д — Водлозерский блок серых гнейсов (Водлозерское поднятие). Месторождения и рудопроявления: 13 — шунгиты (а — Зажогинское месторождение, б — рудопроявления, Ссв >20% — Шунгское, Великогубское, Фоймогубское, Яндомозерское, Кяппесельгское, Мартынаволоцкое, Линдоламп); 14 — комплексные руды Cu—U—Mo—V с БМ (а — месторождение Средняя Падма, б — рудопроявления Весеннее, Царевское, Верхняя Падма); 15 — хромитовые руды, Аганозерское месторождение; 16 — никель-магниево-кемиститовые руды, Аганозерский блок Бураковского массива; 17 — благороднометаллические руды, Аганозерское и Шалозерское рудопроявления; 18 — медные руды, рудопроявление Воронов Бор; 19 — благороднометалло-титаномагнетитовые руды, месторождения Пудожгорское и Койкарско-Святнаволоцкое; 20 — зоны складчато-разрывных дислокаций [3, 13] (1 — Кузарандовская, 2 — Тамбицкая, 3 — Свяхинско-Космозерская, 4 — Пигмозерско-Уницкая, 5 — Лижемская, 6 — Сандальская, 7 — Пальеозерско-Кондопожская, 8 — Мунозерско-Кончезерская)

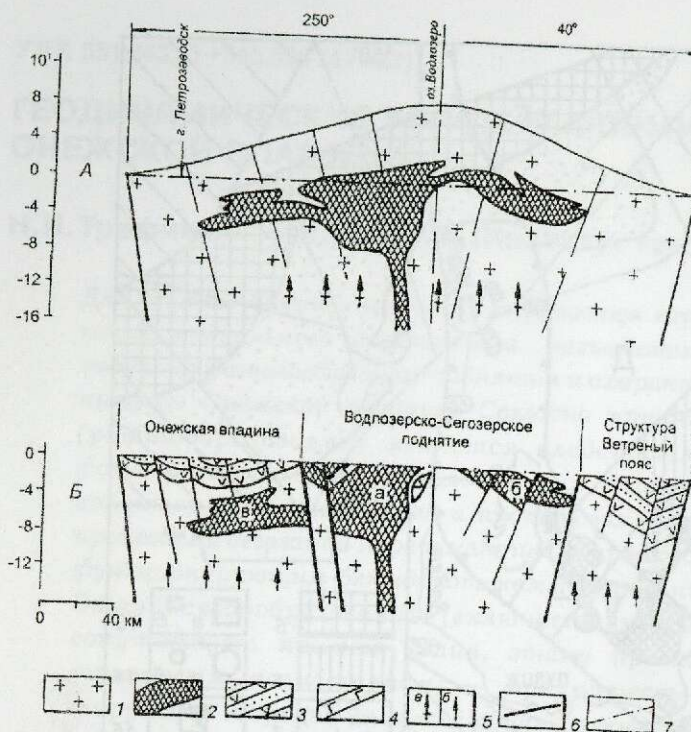


Рис. 2. Стадии развития сводового поднятия по линии Петрозаводск — оз. Водлозеро — Архангельск:

А — формирование свода на этапе внедрения Бураковского протоплутона (поднятие); Б — формирование впадин по краям свода (прогибание); 1 — гранит-зеленокаменный фундамент архея; 2 — Бураковский протоплутон (а — Бураковский расслоенный массив, б — Монастырско-Шидмозерская группа, в — Петрозаводский); 3 — вулканогенно-осадочные отложения рифтогенного этапа; 4 — Пудожгорская габбро-долеритовая интрузия; 5 — трансмагматический флюидный поток с преимущественным выносом калия (а), углеродородов и серы (б); 6 — разломы, в том числе трансгорные; 7 — уровень современного эрозионного среза

повышенной (16,4%) магнезиальности, сформировавшие серию разномасштабных расслоенных интрузий или единый огромный Бураковский протоплутон (см. рис. 2, А) с возрастом $2449 \pm 1,5$ млн. лет [21].

Внедрение сумийских лав андезитобазальтов отвечает ранней стадии сводообразования, а возможно, и предрифтовой. С завершением развития свода (средняя стадия) связаны внедрение Бураковского плутона и образование термальной аномалии над «плюмом». Заключительной поздней стадии первого этапа развития рифтовой структуры соответствует период покоя (кристаллизация Бураковского массива) и денудации свода. Ему сопутствует интенсивный вынос трансмагматических флюидов (видимо, в центральной части свода) из наиболее глубоких мантийных участков, обогащенных калием, который перешел при высоком давлении из твердых фаз в расплав вследствие замены его натрием в силикатах алюминия шестерной координации [12]. Дегазация мантии, с интенсивным выносом калия, в условиях повышенного температурного градиента, должна была способствовать развитию площадей с высокотемпературным калиевым метасоматозом. Действительно, такая площадь установлена В.А.Костиным [9]. К югу от устья р. Водла на берегу Онежского озера им выделен Карицкий комплекс эндрбит-чарнокитов. Согласно Ю.И.Лазареву (1987), формирование интрузивной габбро-норитовой ассоциации предшествует всем разновоз-

растным гранулитовым комплексам раннего протерозоя и сопровождающим их эндрбит-чарнокитовым сериям. К северу В.А.Костин выделяет комплекс онежских порфировых (рапакивитоподобных) гранитов, содержащих калиевый полевой шпат, сформировавшихся путем метасоматической гранитизации пород тоналит-плагиогранитного ряда и относящихся, видимо, к более низкотемпературной фации.

Таким образом, в центральной части сводовой структуры проявлен средне-, высокотемпературный метасоматоз в условиях повышенной щелочности. Такие метасоматиты обычно недонасыщены серой и лишены сульфидов. В зависимости от давления и pH они характеризуются наличием широкого спектра рудных элементов, среди которых наиболее распространенный и сквозной — уран. К сожалению, центральные части свода сильно эродированы, и восстановить особенности процесса рудообразования этого этапа, видимо, нельзя. Проявился ли щелочной метасоматоз на его крыльях неизвестно, так как эти участки служат дном структур прогиба и погребены под более поздними вулканогенно-осадочными образованиями.

Второй этап развития структуры сводового поднятия включает стадии прогиба фундамента, заложения и последующего циклического образования в его краевых частях компенсационных структур оседания с вулканогенно-осадочным наполнением,

сопровождающихся, как и в первом, термофлюидопотоком (см. рис. 2, Б). Внутренняя воздымающаяся часть свода служит при этом разделительным валом (по оси рифта) между системами депрессий (см. рис. 2, А). Поэтому внутриконтинентальную рифтовую структуру Водлозерско-Сегозерского типа следует назвать сводо-валообразной (или брахиглыбовой).

При одинаковой угловой скорости растяжения рифта клиновидной формы линейные скорости вдоль его продольной оси будут разные. В частности, для Лехтинской структуры они в 3 раза ниже, чем для Онежской и Ветреного пояса. В.Г.Казьмин [8] указывает на существование зависимости между составом континентальных вулканитов, с одной стороны, и скоростью развития (растяжения) — с другой. Эта зависимость позволяет объяснить особенности магматизма в рифтогенной структуре: преобладание риолит-дацитового в Лехтинской и толеит-базальтового в Онежской впадинах.

Этап развития компенсационных структур оседания сопровождается интенсивным трапповым вулканизмом в ятулийско-людиковийское время. Раннепротерозойские прототраппы относятся к наиболее древним представителям трапповой формации. Их появление, на наш взгляд, фиксирует начало нового этапа в развитии земной коры в связи с образованием к этому времени отличающихся друг от друга континентальной и океанической верхних мантий. С этого времени трапповый магматизм периодически проявляется вплоть до наших дней при активизации щитов, платформ и, видимо, консолидации орогенов. Кроме того, появлению прототраппов предшествует еще одно событие глобального масштаба на континентах — синхронное внедрение расслоенных интрузий, что отражает завершившуюся в архее перестройку внутреннего строения Земли и фактически является наиболее ярко выраженным событием, фиксирующим начало новой эры — протерозоя. Эта перестройка сопровождается, вероятно, массовой дегазацией ядра в виде устойчивых долгоживущих восходящих струй, возможно, и спровоцировавших появление на континентах расслоенных плутонов и траппового магматизма.

Таким образом, второй этап развития континентальной рифтогенной структуры следует назвать трапповым по значимости этого явления (в структурном и планетарном масштабах), характеру магматизма и преобладающему вещественному комплексу в компенсационной синклинали, определяющим продуктивность палеобассейна.

В нашей трактовке к Онежской компенсационной структуре оседания отнесена та часть депрессии, которая с юга и юго-востока ограничена Бураковской поперечной раздвиговой зоной, с запада и востока — 34—36 меридианами (см. рис. 1). Часть депрессии к югу включена в Белозерскую структуру, выполненную мощными (более 1 км) красноватыми континентальными осадками вепсия [19]. В современном эрозионном срезе площадь структуры составляет около 14 тыс. км², что позволяет классифицировать ее, согласно принятой иерархии [14], в качестве впадины (прогиб), а не мульды, как она именовалась ранее. Онежская впадина — вулканотектоническая депрессия, представляющая собой изометричный коробчатый (мульдообразный) овал оседания с достаточно ровным дном. Мощность компенсационных нижнепротерозойских вулканогенно-осадочных отложений по геофизическим данным максимальная в его центральной (3 км) и западной (2—2,5 км) частях, минимальная (0,5 км) в восточной.

Время заложения структуры (этап сводообразования) следует соотносить с формированием вдоль ее западного и северного бортов андезитобазальтового вулканогенно-терригенного сумийского и терригенного сариолийского комплексов и внедрением на юго-восточном обрамлении Бураковского лополита. Таким образом, образования вулканоплутонического комплекса этого этапа оконтуривают границы будущей структуры оседания. Эти события, как указывалось выше, обусловлены развитием астеносферного выступа и формированием в режиме растяжения сводового поднятия. Временной интервал между внедрением плутона ($2449 \pm 1,5$ млн. лет) и началом заложения собственно структуры оседания неизвестен, поскольку не выяснен возраст нижнеятулийских лав. Пока же имеется очень хороший неидентифицированный репер, определяющий верхнюю планку этого перерыва, — Пудожгорская пластовая интрузия, которая южным флангом сечет Бураковский массив. К этому времени породы кровли над ним были эродированы уже на 4—5 км. Пластовая интрузия традиционно считается позднеятулийской [5], но по аналогии с дайкой габбро-долеритов, секущей лополит, возможно, является и заонежской — 2050 ± 70 млн. лет (С.Б.Лобач-Жученко, С.А.Сергеев, Е.Г.Гуськова и др., 1986). Потенциальная рудоносность и металлогеническая специализация Онежской впадины связаны с ятулийско-людиковийским трапповым вулканогенно-осадочным

структурно-формационным комплексом и предшествующим ему плутоническим — Бураковским перидотит-габбро-норитовым, развитым в ее обрамлении.

Итак, Онежский палеобассейн формируется как аккумулярующая система в условиях внутриплитной рифтогенной обстановки на границе с денудационной системой с проявленным щелочным метасоматозом. С началом этапа траппового магматизма (условия растяжения) К-Na флюидопоток сменяется на углеводородный. Согласно А.А.Маракушеву [12], подкоровое выплавление базальтовых магм происходит при участии сильно восстановленных флюидов — CH_4 , H_2 , CO_2 и др., образующихся при реакции между карбидами и гидридами в условиях снижения давления (растяжения) в рифтовых зонах. Проявление выбросов водородных и углеводородных флюидов (плюмов) он объясняет также и периодической регуляцией импульсов дегазации ядра (А.А.Маракушев, В.П.Русинов, И.А.Зотов и др., 1998).

С разновозрастными трапповыми формациями очень часто связаны континентальные угленосные толщи. Это позволяет высказать мысль о том, что структуры с углеродной седиментацией возникают в определенных рифтогенных обстановках с характерным проявлением траппового магматизма и сопровождающим его углеводородным флюидопотоком. При этом на ранних этапах (протерозой) восстановление свободного углерода осуществляется биосистемами с образованием черных сланцев и пластов шунгитовых пород, а на поздних (фанерозой) — био- и фитосистемами, аккумулярующими углерод в форме органического вещества. Как для угольных, так и для черносланцевых континентальных бассейнов характерны одинаковые условия тектогенеза и близкий набор сопутствующих рудных элементов. Для угольных ведущими являются германий и уран, потенциально ценными, характеризующимися повышенным Кх, — Мо, Se, Pb, Zn, W, В, Hg, Au, Ag, Pt [10], т.е. элементы типичные и для черносланцевых структур, поставляемые из мантии трансмагматическими флюидами.

Вынос углеводородов в Онежском палеобассейне запаздывает относительно начала траппового магматизма и проявляется после третьей ятулийской фазы. При этом на начальной стадии идет седиментация в биопостройках карбонатов, не содержащих свободного углерода (верхи ятулия — низы заонежья). Максимальный привнос углеводородов приходится на лудиковийский

надгоризонт, в породах которого он накапливается в свободном состоянии, будучи рассеянным по разрезу или сконцентрированным в виде высокоуглеродистых пластов шунгитов преимущественно на алевролитовой и туфогенной основе, но иногда и хемогенной. Для разрезов лудиковия также типично сочетание в одной породе углерода, связанного в карбонатах-доломитах и находящегося в свободном состоянии. В качестве возможного варианта накопления восстановленной (свободной) формы углерода А.М.Ахмедовым предложена модель стагнационного бассейна с локальными депрессиями, являющимися восстановительными углеродаккумуляторными системами, постоянно подпитываемыми вулканогенно-гидротермальными источниками, связанными с тектоническими зонами по границам депрессий [1]. В этих условиях формируются пласты высокоуглеродистых (шунгитовых) пород с содержанием свободного углерода (Ссв) 20—40% и более, по мощности сопоставимые с угольными и изучавшиеся как объекты для промышленных разработок (см. рис. 1; табл. 1, 2). Максимальная мощность пласта шунгитов в раздуде Максовской залежи Зажогинского месторождения 120 м. Объем разведанных запасов (стадия детальной разведки) на этом объекте составляет 199 млн. т (см. табл. 2), а прогнозные ресурсы (категория P_1+P_2) в целом по Онежской структуре на остальных объектах оцениваются в 100 млн. т до глубины отработки 100 м. Без ограничения глубины отработки прогнозные ресурсы высокоуглеродистых шунгитов Онежской впадины можно оценить в 1—2 млрд. т. По степени метаморфизма шунгитовые породы занимают промежуточное положение между антрацитом и графитом, что позволяет считать теплоток в палеобассейне средним.

Основные концентрации углеродистого вещества сосредоточены в средней вулканогенно-осадочной подсвете заонежского горизонта мощностью 700—1600 м [16], состоящей из переслаивания покровов (и силлов?) и потоков базальтов с шунгитсодержащими туфогенно-осадочными породами, обогащенными сульфидами (туфы, туффиты, туфопесчаники, пелиты, алевролиты, известняки, доломиты) и хемогенными образованиями (лидиты и силициты углеродсодержащие). Средняя подсвета подстилается туфогенно-осадочной толщей, не содержащей свободного углерода, мощностью около 200 м. Последний характерен только для выше лежащих вулканогенно-осадочных ком-

1. Прогнозные ресурсы рудопроявлений шунгитов Онежской впадины

Наименование рудопроявления	Наименование структуры	Мощности пластов шунгита, м	Массовое содержание свободного углерода, %	Длина пласта, прослеженная по простиранию, км	Прогнозные ресурсы шунгита, категория P ₁ +P ₂ , млн. т
Фоймогубское	Путкозерская	30	20,1	8,5	20
		40	22,6	6,6	20
Яндомозерское	То же	8,6	—	—	—
		16	40—47,5	—	—
		27	—	2	30
		15	21—34,5	—	—
		4	—	—	—
Шуньгское	«	0,3—1,85	65	—	22
Великогубское	«	1,7	45	—	—
		2,1	50—60	—	—
		13,5	21,9—36,5	3,0	15
		8,5	—	—	—
Мартыннаволок	Кончезерская	16	44,2—78,1	2,2	8
Линдолампи	То же	2,7	≥40	—	1
Пажско-Кочкомское	Челмужская	19	≥40	—	4
Итого: прогнозные ресурсы шунгитов в крыльях синклиналей 100 млн. т					

Примечание. Табл. 1, 2 составлены по фондовым материалам Карельской поисково-съёмочной экспедиции.

2. Запасы шунгитов Зажогинского месторождения

Категория	Запасы, тыс. т	Массовое содержание свободного углерода, %	Массовое содержание примесей в шунгитах, %			
			SiO ₂	Al ₂ O ₃	S	P
Участок детальной разведки — Максовская и Зажогинская линзы						
B	6010	—	—	—	—	—
C ₁	23 852	—	—	—	—	—
C ₂	3127	—	—	—	—	—
B+C ₁ +C ₂	32 989	33,1	51,67	4,35	1,74	0,07
Участки поисковых работ						
C ₂	113 000	—	—	—	—	—
P ₁	54 000	—	—	—	—	—

плексов заонежья и суйсария. Суммарная мощность людиковия достигает 3 км. Площадь развития надгоризонта составляет не менее 5 тыс. км², что позволяет оценить суммарные концентрации C_{св} в 0,2·10¹² т.

Таким образом, Онежская впадина — уникальный мировой объект раннепротерозойского этапа активизации древних платформ по масштабности процесса накопления и уровню обособления высоких концентраций свободного углерода в стратифицированные горизонты. Эта масштабность определяет одновременно и металлогеническую значимость аккумуляции углеродистого вещества, поступление которого в седиментационный бассейн сопровождается

привнесом ряда рудных элементов — U, V, Mo, Cu, Au, Ag, Pt, Pd, Pb, Bi, Se и др. Его концентрирование неразрывно связано с развитием магматизма трапповой формации, необходимым условием для которого является режим растяжения. Скопления углеродистого вещества приурочены только к вулканогенно-осадочным образованиям, составляя единый формационный комплекс, и в отрыве от магматизма рассматриваться не могут. Поэтому такие континентальные рифтогенные компенсационные структуры оседания, как Онежская, с характерным трапповым толеит-базальтовым магматизмом, сопровождаемым поступлением углеродистого вещества, следует рассматривать как ком-

пенсационную единую трапповую — углерод-аккумулирующую систему.

С введением такого понятия возникает вопрос о необходимости рассматривать процессы магматизма, осадконакопления и рудогенеза как единое целое. Такая система является долгоживущей и имеет две стадии развития — собственно магматическую и постмагматическую в пределах одного, а возможно, и последующих тектоно-магматических циклов (ТМЦ). В Онежской депрессии в связи с процессами активизации рифейского ТМЦ к югу от Бураковской раздвиговой зоны происходит интенсивное опускание территории (Белозерская структура). В течение вепися прогибание компенсируется накоплением мощной красноцветной терригенной континентальной формации. Вулканогенная формация представлена: в незначительном объеме эффузивной фацией (лавы базальтов); преимущественно субвулканической фацией. С последней связано одноактное внедрение огромного Ропручейского силла габбро-долеритов площадью 2000 км² (см. рис. 1), U-Pb возраст которых 1770±12 млн. лет (Е.В.Бибикова, Т.И.Кирилова, Ю.И.Лазарев, 1990). С началом этого ТМЦ связаны активизация линейных зон складчато-разрывных дислокаций и проявления щелочно-карбонатного метасоматоза с редкометальной и радиоактивной минерализацией. По данным А.В.Булавина [13], установлено несколько генераций уранинита и настурана с возрастом 1790 и 1082±120 млн. лет, а по данным А.В.Савицкого (1999), возраст комплексного золото-платиноидного оруденения 1770—1730 и 270—250 млн. лет. Таким образом, в Онежской впадине проявились процессы активизации, совпадающие по времени с четырьмя циклами Уилсона относительно времени внедрения Бураковского плутона — 2,5—1,8—1,1—0,3 млн. лет. С металлогенических позиций разобщенное изучение траппового магматизма и черносланцевых формаций ошибочно и бесперспективно. Для этой системы характерны единый рудо- и магмогенерирующий источник, общность циклического развития и полихронность. Уже в силу этого нельзя рассматривать трапповую магматическую формацию как малоперспективную, ибо в этом случае исключается ее неотъемлемая вулканогенно-гидротермальная составляющая.

Длительный прогрев литосферы над термальным мантийным диапиром, обновление и заложение серии глубинных разломов в связи с очередным циклом растяжения рифта явились началом этапа интенсивного

траппового магматизма антидромной направленности, в результате которого сформировалось Онежское плато в ятулийско-людиковийское время. Трапповый толеит-базальтовый вулканизм ятулийско-ранне-людиковийской стадии представлен базитовой, а позднелюдиковийской (суйсарский горизонт) — базит-гипербазитовой субформациями (рис. 3). Характерен трещинно-центральный тип излияний с низкой степенью эксплозивности в начале и максимальной (20—40%) в конце [5]. Пульсационный характер режима растяжения рифта обеспечил цикличность (многофазность) магматизма и проседание блоков фундамента, что создало условия для неоднократных внедрений в полости отслоения субвулканических пластовых интрузий долеритов в ятулии — заонежье и перидотитов в суйсарии.

Ятулийские фазы вулканизма представлены тремя циклами излияний с преимущественно проявленной эффузивной (лавово-пирокластической) фацией и подчиненной субвулканической. Пирокластические породы в основном сложены базальтовыми туфами и туфитами, лавы и покровы — плагиоклазовыми и пироксен-плагиоклазовыми порфировыми базальтами (см. рис. 3). На границе ятулии и людиковия в бортах структуры происходит внедрение флюидонасыщенных силлов габбро-долеритов — Медные Горы, Койкарско-Святнаволоцкого и Пудожгорского мощностью до 150 м. В долеритах верхнего экзоконтакта силла Медные горы проявлена турмалиновая минерализация, а Койкарско-Святнаволоцкого — скарновая гроссуларсодержащая диопсид-везувияновая, что указывает на вынос бора и фтора. В ятулийскую стадию образуются переслаивающиеся с вулканитами (снизу вверх) маломощные терригенно-карбонатная и карбонатная формации. Углерод связан в карбонатах биопостроек и в свободном состоянии еще отсутствует.

Заонежская фаза вулканизма относится, как и ятулийская, к базитовой субформации и по петрохимическому составу близка к ней (см. рис. 3), но во всех фациальных разновидностях комплекса проявлена тенденция незначительного увеличения концентраций таких элементов, как Cr, V, Co, Cu [5]. Интрузивные же разности являются наиболее известковистыми — содержание CaO в них равно 9,5%. Для заонежской фазы характерно более широкое развитие покровов и силлов, а для заонежского горизонта в целом — нарастание доли вулканитов в разрезе снизу вверх. Нижняя пачка горизонта мощностью

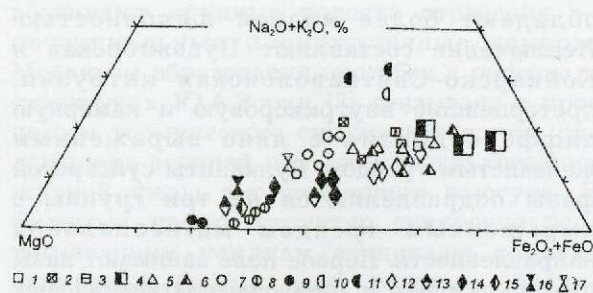


Рис. 3. Диаграмма составов $K_2O+Na_2O-Fe_2O_3+FeO-MgO$ пород трапповой формации:

Онежское плато, ятулийский вулканический комплекс: базальтовые лавы [5]: 1 — ранняя, 64 ан., 2 — средняя, 102 ан., 3 — поздняя, 24 ан., фазы; 4 — силлы габбро-долеритов [5, 19] — Пудожгорский (54 ан.), Койкарско-Святоволоцкий (43 ан.), Медные горы (37 ан.); заонежский вулканический комплекс [5]: 5 — базальтовые лавы, 96 ан.; 6 — силлы габбро-долеритов — Викшозерский (14 ан.), Уницкий (24 ан.), Кончезерский (12 ан.), Кондопожский (23 ан.), Мунозерский (25 ан.); суйсарский вулканический комплекс [5]: 7 — лавы плагиоклазовых и пироксеновых порфировых базальтов, 81 ан., 8 — лавы пикритовых базальтов, 72 ан.; 9 — перидотитовые силлы — Тернаволоцкий (16 ан.), Гомсельгский (45 ан.), Кончезерский (6 ан.); калевийский вулканический комплекс, субщелочные базальты: 10 — эффузивная фация, 5 ан., 11 — субвулканическая, 20 ан.; Норильское плато [15]: 12 — недифференцированные и слабодифференцированные интрузивы — производные толеитовой магмы (Кайорканская, Лонтоко и др.); 13 — дифференцированные пикрит-базальтовой (Пикритовая, Моронго); интрузивы (пикрит-базальтовая магма): 14 — рудоносные Норильско-Талнахской группы (Норильск I, II, Талнах, Нижне-Талнахская), 15 — нерудоносные (Нижнефокинская); Бураковская расслоенная интрузия перидотит-габбро-норитового комплекса [13]: 16 — средне-взвешенный состав, 239 ан.; 17 — эндоконтактовый габбро-норит, 15 ан.

200 м терригенно-карбонатная и не содержит вулканитов. Силлы габбро-долеритов слабо дифференцированы, изучены недостаточно.

Суйсарская фаза вулканизма в отличие от предыдущих в пределах Онежской впадины проявлена на ограниченной (около 2000 км²) площади (см. рис. 1). Для нее типичен не трещинный, а вулканический тип излияний, характеризующийся высокой эксплозивностью. Лавово-вулканокластические поля различных вулканов фациально и петрологически неоднородны. В северной группе вулканов преобладают породы перидотитовой субформации — потоки и покровы пироксеновых и пикритовых базальтов и их туфов, в южной — базитовой субформации — переслаивание лавовых потоков и покровов

плагиоклазовых и плагиоклаз-пироксеновых порфировых базальтов и их туфов (см. рис. 3). Вулканизм суйсария даже в пределах одной фазы носит антидромный характер. Для него также типично широкое развитие субвулканических пластовых интрузий как основного, так и ультраосновного состава. Последние достаточно хорошо дифференцированы, но отличаются низким содержанием серы и практически полным отсутствием сульфидной минерализации. Силлы основного состава считаются недифференцированными, но изучены слабо, как и перидотитовые. С проявлением суйсарского вулканизма завершается поступление в палеобассейн углеводородов, масштаб накопления шунгитового вещества незначителен. Время завершения процесса седиментации углерода можно условно сопоставить с радиологическим Sm-Nd возрастом Кончезерского перидотитового силла — 1975±24 млн. лет [17].

Завершается трапповый магматизм Онежской впадины локальным проявлением практически не изученных субщелочных базальтов (эффузивная и субвулканическая фации) предположительно калевийского возраста (см. рис. 3).

Таким образом, магматизм Онежской впадины имеет антидромный характер как на первом этапе сводообразования, так и на втором — трапповом (прогибания), различаясь составом сопутствующего эволюционирующего флюидопотока. В составе редкоземельных элементов (РЗЭ) базальтов и андезитобазальтов сумия в отличие от среднеархейских резко преобладает группа легких лантаноидов. Для сариолийской плутонической ассоциации (Бураковский массив) эти соотношения проявлены гораздо слабее. В целом для вулканоплутонической ассоциации сумия — сариолия типично отсутствие европиевого минимума (рис. 4). Состав вулканических образований траппового этапа как по сумме РЗЭ, так и по соотношению легких и тяжелых лантаноидов близок к Бураковскому плутону, европиевый минимум отсутствует или слабо выражен (рис. 5). Исключение — дифференцированные Пудожгорский и Койкарско-Святоволоцкий силлы.

На диаграмме Л.Р.Уэйджера (см. рис. 3) толеитовые базальты ятулийской и заонежской фаз практически не различаются. Это относится как к эффузивным, так и субвулканическим фациям. К ним близки недифференцированные фанерозойские габбро-долериты Норильского плато, которые

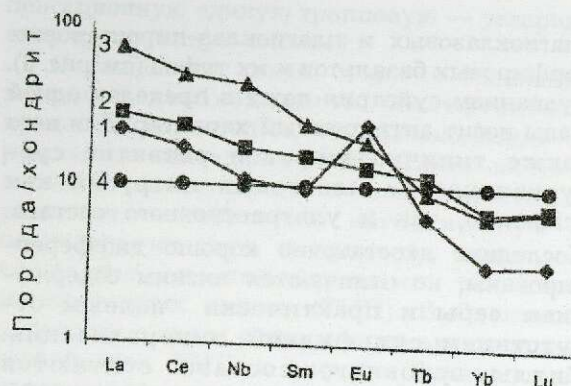


Рис. 4. Распределение РЗЭ нормализованных по хондриту в сумийско-сариоловской вулканоплутонической ассоциации:

Бураковская расслоенная интрузия — нижний эндоконтакт ультраосновной зоны: 1 — габбро-норит, 2 — плагиопироксенит; 3 — андезитобазальты и плагиопорфировые базальты, сумий; 4 — среднеархейские базальты [18]

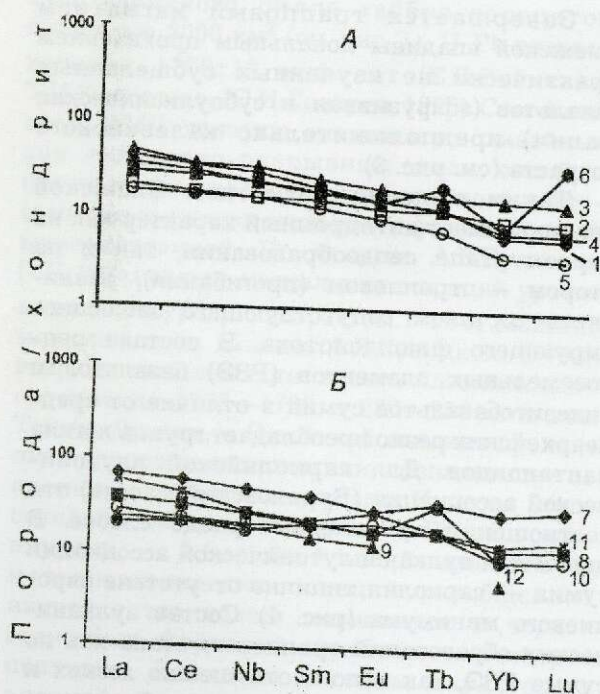


Рис. 5. Распределение РЗЭ в трапповой формации Онежского и Норильского плато:

А — эффузивная фация. Ятулий: 1 — первая, 2 — вторая, 3 — третья фазы; 4 — порфировые базальты, суйсарий; 5 — пикриты; 6 — средневзвешенное для базальтов Норильского района по 163 пробам [2]; Б — дифференцированные интрузии: 7 — Пудожгорская, 8 — Койкарско-Святнаволоцкая, 9 — Кончезерская [17], 10 — Черногорская [15]; недифференцированные интрузии: 11 — эндоконтакты заонежских силлов; 12 — габбро-долериты Норильского района по 19 пробам [2]

обладают более низкой щелочностью. Исключение составляют Пудожгорская и Койкарско-Святнаволоцкая интрузии, претерпевшие внутрикоровую и камерную дифференциации с явно выраженным железистым трендом. Вулканиды суйсарской фазы подразделяются на три группы с выраженным трендом магнезиальной направленности. Первое поле занимают лавы плагиоклазовых и пироксен-плагиоклазовых базальтов. Они характеризуются такой же щелочностью, что и заонежские, но более магнезиальные. С ними сопоставляются эндоконтактные габбро-нориты Бураковской интрузии и дифференцированные рудоносные интрузии Норильско-Талнахской группы (Норильск I, II, Талнах). Последние отличаются пониженной щелочностью. Второе поле — пикритовые базальты и дифференцированный перидотитовый Тернаволоцкий силл. К нему примыкают исходный расплав Бураковского массива, нерудоносные дифференцированные интрузии Норильского плато перидотитовой субформации (Пикритовая, Моронго) и рудоносная Нижне-Талнахская интрузия. Последняя близка по составу Тернаволоцкому силлу (см. рис. 3). Крайнее третье поле занимают наиболее магнезиальные дифференциаты — Кончезерский и Гомсельский перидотитовые силлы, неперспективные с позиций рудоносности.

Устойчивое и длительное растяжение, характерное для рифтогенных зон, способствует быстрой транспортировке расплава до гипабиссального и поверхностного уровней. Следствием этого процесса являются наиболее типичный для траппов трещинный тип излияний, низкая степень дифференциации вещества и исключительная выдержанность состава пород на больших расстояниях. В целом условия растяжения неблагоприятны для образования длительно существующих подкоровых промежуточных очагов, развития в них процессов дифференциации и обогащения рудными компонентами, выносимыми флюидным потоком из мантии. Однако пульсационный характер растяжения рифтовых систем вполне допускает их существование между фазами вулканизма, в том числе и в течение достаточно длительного периода. Глубина размещения промежуточных подкоровых камер, для траппового магматизма платформ, оценивается Б.В.Олейниковым в 30—40 км [15].

Для внутрикоровой дифференциации благоприятны борта структур оседания на границе с жесткой рамой или в ней, где

возникают крупные полости отслоения — потенциальные промежуточные камеры. Механизм образования прогибов в рифтовых структурах Ю.А.Зорин [7] связывает с процессом термического сжатия вследствие охлаждения верхней мантии и кристаллизации жидкой фазы астеносферного выступа. В бортовых частях структур синхронно растягивающим усилиям возникают компенсационные сжимающие, которые обеспечивают пережим магмопроводника, приостановку поднимающихся расплавов в промежуточных внутрикоровых камерах, их флюидонасыщение, обогащение рудными элементами и последующую дифференциацию. С этим механизмом, в частности, связано образование высокожелезистых расплавов, обогащенных Ti, V, Cu, Au, Pt, Pd, сформировавших Пудожгорскую и Койкарско-Святнаволоцкую интрузии.

Таким образом, формирование Онежской компенсационной структуры оседания сопровождается развитием траппового многофазного вулканогенно-осадочного комплекса антидромной направленности, в связи с которым пока установлены лишь два рудных магматических месторождения базитовой субформации — Пудожгорское и Койкарско-Святнаволоцкое. Они приурочены к одноименным субвулканическим пологозалегающим пластовым интрузиям габбро-долеритов и сформированы флюидонасыщенными расплавами конечного ряда железистого тренда, прошедшими глубинную внутрикоровую и приповерхностную камерную дифференциацию. Изучение этих объектов показало, что они относятся к новому для России типу трапповой формации, ранее не выделявшемуся, — платиноидному золотосодержащему ванадий-титаномagnetитовому, который в классификации Д.А.Додина назван Пудожгорским (Д.А.Додин, Н.М.Чернышов, А.В.Савицкий и др., 1999). Весь комплекс рудных металлов локализуется в стратиформном титаномagnetитовом горизонте ликвационного генезиса. Основные концентрации БМ (платиноидов до 80%) обогащают определенные слои титаномagnetитового горизонта и имеют аутометасоматический генезис. благородные металлы представлены Pd, Pt и Au, их суммарные концентрации не превышают 1—2 г/т [19]. Однако масштабы благороднометалльного оруденения столь велики, что по запасам эти объекты относятся к крупным — 200—300 т (до глубины отработки 150—200 м). Данные месторождения ранее изучались как Fe-Ti-V. Около 50 лет назад были проведены пред-

варительная разведка и многократный полный комплекс технологических исследований в лабораторных и заводских условиях Пудожгорского месторождения, промышленная эксплуатация которого уже была намечена. Позднее (1965 г.) были оценены запасы меди в титаномagnetитовом горизонте, что при невысоком среднем содержании — 0,13 г/т позволило определить запасы в подсчетных контурах Пудожгорского месторождения на уровне 411,7 тыс. т (табл. 3). Технологические исследования по извлекаемости БМ последних двух лет показали, что они накапливаются в медном концентрате, где их содержание достигает 58 г/т. Как объекты Fe-Ti-V руд эти месторождения не очень привлекательны, поскольку требуют металлургического передела из-за субмикроскопических структур срастания ильменита и magnetита в титаномagnetите. Но технология их переработки хорошо отработана. Месторождения характеризуются самыми высокими концентрациями титана, а по содержанию вольфрама сопоставимы с лучшими уральскими. Промышленная значимость их сегодня может быть определена только после выполнения соответствующих технико-экономических расчетов.

В трапповой магматической формации потенциально рудоносны как перидотитовая субформация (Норильский рудный район), так и базитовая (Онежский). Рудоносные интрузии Онежской впадины приурочены к ее бортам [19] на границе с архейской рамой, а Пудожгорская находится непосредственно в ней (на современном эрозионном срезе). Как указывалось выше, именно эти участки благоприятны для образования внутрикоровых камер и приостановки поднимающихся расплавов. Кроме того, существует еще один важный факт — внедрение интрузий произошло перед началом наиболее интенсивного поступления углеводородов в палеобассейн. Их появление, видимо, совпадает с активизацией флюидопотока. Именно этим можно объяснить высокую флюидонасыщенность расплава и повышенное почти на порядок региональное фоновое содержание БМ. Приуроченность к бортам (плечевым частям) рифтогенных структур ранее установлена Д.А.Додиным и для норильских платиноидных медно-никелевых месторождений [6]. Следовательно, установленные закономерности для базитовой субформации являются общими и для гипербазитовой и могут служить основополагающим критерием для ревизии рудоносности трапповой

3. Месторождения и проявления Онежской впадины

Объекты	Зона, горизонт, свита	Благородные металлы				Рудные металлы			
		Тип	Содержание, г/т	Минеральные формы	Категория, прогнозные ресурсы, т	Содержание, %	Запасы, ресурсы, млн. т	Содержание, %	Второстепенные Запасы, ресурсы, тыс. т
Платиноидный комплекс. Расслоенные интрузии [4, 13; Н.Н.Трофимов, А.Ю.Барков, А.И.Леднев, 1990]									
Бураковский лополит	Переходная:	Стратиформный малосульфидный	Pt 1,1—1,5 Pd 0,8—3,5	Мончеит, меренскит, когульскит, фруидит, солчеит, соболевскит, сперилит	P ₃ 100—200				
	а) кровля		Pt 0,2 Pd 0,2						
	б) подошва, краевая часть		Pt 0,3—0,5 Pd 1,1—3,5						
	Габбро-норитовая, полосчатая подзона		Pt, Pd 0,1—3,2			Лаурит-эриксманит	Cr ₂ O ₃ 22,1	C ₂ +P ₁ 48,2	
	ГХГ Аганозерского блока	Стратиформный окисный	Os, Ru, Ir 0,3	Лаурит-эриксманит					
	Линейные зоны брекчирования	Гидротермально-метасоматический сульфидный	Pd 2—10	Не установлены					
Вулканогенно-осадочный комплекс. 1. Трапповая формация. Пудожгорский тип [19]									
Пудожгорская пластовая интрузия	ТМГ: полная мощность	Стратиформный малосульфидный окисный	Pt, Pd, Au 0,576	Когульскит, меренскит, самородное золото	P ₁ 247	TiO ₂ 8,14 V ₂ O ₅ 0,43 Fe _{вал} 28,9	B+C ₁ +C ₂ 25,8 1,36 91,7	Cu 0,13	412
	обогащенный слой (5,3 м)		Pt, Pd, Au 1,48						
Койкарско-Святнаволоцкий силл	ТМГ: полная мощность		Pt, Pd, Au 0,875		P ₁ 270	TiO ₂ 6,0 V ₂ O ₅ 0,32 Fe _{вал} 23,0	C ₁ +C ₂ 18,8 1,0 72,3	Cu не оценивалась	
	обогащенный слой (7,4 м)		Pt, Pd, Au 1,97						

Объекты	Зона, горизонт, свита	Благородные металлы				Рудные металлы			
		Тип	Содержание, г/т	Минеральные формы	Категория, прогнозные ресурсы, т	Содержание, %	Запасы, ресурсы, млн. т	Содержание, %	Запасы, ресурсы, тыс. т
2. Черноташская формация. Онежский тип. 2А. Подминский подтип (Cu-U-Mo-V) [13, 20]									
Средняя Падма	Заонежский горизонт, нижняя под-свита. Тамбичская зона СРД	Метасоматический, комплексный	Au 0,23 Pd 0,29 Pt 0,02	Изучены недостаточно. Установлены самородные Au, Ag, Pd, Cu и их твердые растворы и интерметаллиды	P ₁ 10—20	V ₂ O ₅ 2,35	C ₁ +C ₂ 0,11	U 0,07 Mo 0,02 Cu 0,04 Bi, Se	3,0 1,0 2,0
			Au, Pd 0,5						
Верхняя Падма, Весеннее, Царевское	Святухинско-Космозерская зона СРД		Au, Pd 0,5			V ₂ O ₅ 2,5—2,9	C ₂ +P ₁ 0,15	U, Mo, Cu	
Космозеро, Южное Космозеро, Веселикая Губа									
2Б. Стратиформный — унцикий подтип (А.В.Савицкий, Л.В.Былинская, В.С.Зайцев и др., 1999)									
	Заонежский горизонт, средняя под-свита	Конкреционный углерод-сульфидный Битумоиды, оксиды кериты	Pt, Pd 1,7—7,8 Au 0,8—3,7 Ag 5,2—70 Ir 1,2—2,0 Rh 0,6—1,0 Os 0,02—0,3		P ₃ 100—200			Cu до 1,3 Zn до 0,9 Ni до 0,5 Pb до 0,4	
3. Экстазионно-осадочный тип (медистых песчаников) [13]									
Воронов Бор	Янгозерский над-горизонт Святухинско-Космозерская зона СРД	Вулканогенно-гидротермальный, метасоматический	Pt, Pd 0,01—0,1 Au 0,1—0,5 (до 80) Ag 10—16 (до 52)		P ₃ 15 (Au)	Cu 1,39	4,9	Mo 0,008—0,4 Bi 0,002—0,4	

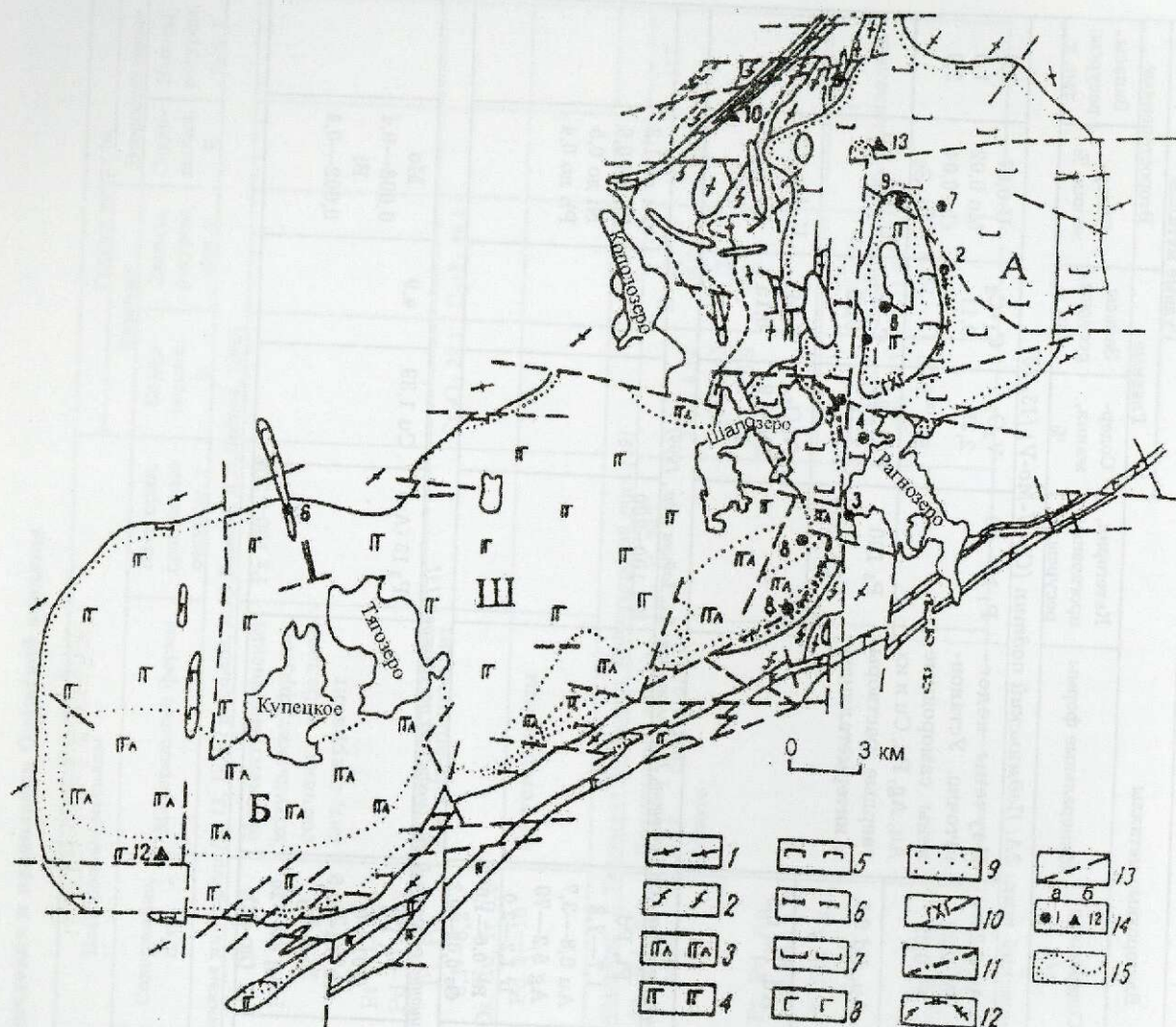


Рис. 6. Схематическая геологическая карта Бураковского массива, по материалам КПСЭ, В.А.Ганин, 1989, м-б 1:200 000 [4];

блоки: Б — Бураковский, Ш — Шалозерский, А — Аганозерский; 1 — гнейсограниты, мигматиты; 2 — амфиболиты, амфиболовые сланцы; 3 — габбро-нориты; 4 — феррогаббро-нориты; 5 — пироксениты; 6 — перидотиты; 7 — дуниты; 8 — габбро-диабазы; 9 — песчаники; 10 — Главный хромитовый горизонт; 11, 12 — прочие хромитовые слои; 13 — разломы; 14 — проявления полезных ископаемых и их номера: а — рудные, б — нерудные (1—5 — хромитовые, 6 — титаномagnetитовые, 7 — никель-магниево-руды, 8 — ЭПГ, 9 — золото, 10—11 — тальк-хлоритовый камень, 12 — габбро-норитовый облицовочный камень, 13 — песчано-гравийные смеси); 15 — петрографические границы пород

формации в целом по России на геодинамической основе.

Бураковская расслоенная перидотит-габбро-норитовая интрузия [13], возможно, лишь наиболее крупный фрагмент Бураковского протоплутона, разбитого на блоки (массивы) в результате проседания свода-валообразной структуры. При проведении ГТК-200 КПСЭ вскрыты лишь тектонические контакты с вмещающими

гнейсогранитами. Интрузия имеет лополитообразную форму и занимает площадь около 630 км². Традиционно принято деление ее на Бураковский, Шалозерский и Аганозерский блоки (рис. 6). Последний лучше всех изучен, так как наиболее сильно эродирован — до ультраосновной зоны, при этом в центральной части сохранились самые информативные и перспективные части разреза — переходная и частично

габбро-норитовая зоны. Аганозерский блок воронкообразной формы и по геофизическим данным переходит в подводящий канал.

В разрезе расслоенной серии пород В.А.Ганиным [4] выделяются пять зон: ультраосновная (3000—4200 м), пироксенитовая (200 м), габбро-норитовая (1100 м), пижонитовых габбро-норитов (1200 м), феррогаббро-норитов (760 м). В интерпретации М.М.Лаврова, пироксенитовой зоне соответствует переходная, двум последующим — габбро-норитовая, состоящая из трех подзон с нижней полосчатой. Ультраосновная и переходная зоны разделяются Главным хромитовым горизонтом (ГХГ) мощностью 3—5 м (М.М.Лавров, Н.Н.Трофимов, 1986). По простиранию он прослежен полностью в пределах Аганозерского блока и частично — Шалозерского (см. рис. 6). В настоящий период ГХГ детально изучается в целях промышленной разработки для получения феррохрома. На поисково-оценочной стадии запасы триоксида хрома подсчитаны в количестве 48,2 млн. т при среднем содержании 22,1% (см. табл. 3).

В ГХГ тугоплавкие платиноиды находятся в парагенетической ассоциации с хромшпинелидами и практически могут быть извлечены только путем металлургического переработки. Однако эти концентрации нецелесообразно. Однако эти соотношения не исключают дальнейшей оценки платиноносности окисного типа по линии изучения тугоплавких платиноидов на участках с их повышенной концентрацией вследствие потенциально возможного высокого содержания дорогостоящего Os_{187} , а также участков ГХГ с повышенной сульфидноспособностью, перспективных на Pt и Pd.

В связи с серпентинизированными (лизардит+гидроталькит) породами верхней части ультраосновной зоны (800 м) работами КПСЭ обнаружен новый нетрадиционный вид никель-магниевого руд — кемиститовых (А.Ф.Горошко, 1998). Никель и магний находятся в них в геохимически подвижных формах, возникающих при низкотемпературном водно-углекислотном аутометасоматозе оливина и, следовательно, имеют силикатную природу. На поверхности серпентинизированные дуниты (кемиститовые руды) в течение 2—3 недель дезинтегрируются до дресвы или щебня, и в такой форме пригодны для извлечения никеля и магния слабыми растворами кислот (предпочтительно HCl , H_2SO_4). Несмотря на то, что в кемиститовых рудах весь никель находится в кислоторастворимой форме, содержание его

значительно ниже, чем в месторождениях силикатного никеля кор выветривания, и не может превышать уровень концентрации в оливине. В рудах ультраосновной зоны Аганозерского блока содержится 0,47% NiO. Поэтому промышленная ценность таких руд невелика, несмотря на огромные запасы, и определяется в значительной степени рыночной стоимостью магния.

Платиноидная минерализация установлена в связи с окисными хромитовыми рудами (А.Ю.Барков, А.И.Леднев, Н.Н.Трофимов и др., 1991) и малосульфидными горизонтами в пределах переходной зоны и полосчатой подзоны габбро-норитовой зоны Аганозерского и Шалозерского блоков (см. рис. 6) [4; Н.Н.Трофимов, А.Ю.Барков, А.И.Леднев и др., 1990]. Наибольший интерес представляют малосульфидные горизонты, где работами КПСЭ в отдельных слоях выявлены суммарные концентрации Pt и Pd до 5 г/т (см. табл. 3). Нетрадиционный для расслоенных интрузий метасоматический палладиево-сульфидный тип, связанный с линейными зонами брекчирования, требует дополнительного изучения. Масштабы этого оруденения неясны, как и его источники.

Металлогенетическая специфика черносланцевой формации прежде всего определяется приуроченностью к ней месторождений комплексных уран-ванадиевых руд с благороднометалльной специализацией в зонах складчато-разрывных дислокаций (СРД) [3, 13] в альбит-карбонатно-слюдистых метасоматитах (падминский подтип). Месторождения данного подтипа уникальны как по минеральному составу (около 100 рудных минералов), так и по запасам руд с высоким содержанием ванадия — 500 тыс. т (см. табл. 3). Запасы сопутствующих элементов — U, Mo, Cu — составляют десятки тысяч тонн. Масштабы благороднометалльного оруденения, несомненно, велики — более 100 т (см. табл. 3), но оценка их ресурсов пока затруднена из-за неоднозначности результатов анализов проб с металлоорганическими соединениями БМ.

Кроме комплексных месторождений в зонах СРД, большой интерес представляют углеродсодержащие вулканогенно-осадочные образования, несущие стратиформную сульфидную минерализацию с благороднометалльной специализацией. Несмотря на общую зараженность сульфидами всех частей разреза, наблюдается приуроченность рудного вещества к углеродсодержащим туффитам средней подсвиты заонежской свиты [16]. Выделяются горизонты

хемогенно-терригенных пород с конкреционной, линзовидной и другими формами сульфидной минерализации. На фациальных профилях они тяготеют к полям гидротермальной проработки второй фазы людитового базальтоидного вулканизма. Именно к этим горизонтам приурочены максимальные концентрации благородных металлов (см. табл. 3). Ранее в этих же образованиях А.В.Савицким (1999) определены концентрации БМ до 10—12 г/т и более. По нашим данным, столь высокие содержания не подтверждаются и требуют дальнейшей проверки. Это оруденение следует относить к уницкому подтипу онежского типа. Краткая геолого-минералогическая характеристика некоторых рудопоявлений уницкого подтипа приведена в работе А.В.Савицкого, Л.В.Былинской, В.С.Зайцева и др. (1999). Широкое площадное распространение стратиформного сульфидного оруденения с благороднометалльной специализацией, а также четкая приуроченность его к определенным частям разреза дают основание рассматривать этот подтип как один из наиболее потенциально перспективных на БМ.

Рудопоявление меди Воронов Бор приурочено к маломощному горизонту кварцито-песчаников, залегающему в толще ятулийских лав основного состава. По генезису оно классифицируется одними исследователями как эксталяционно-осадочное [5], другими как гидротермально-метасоматическое [3]. Являясь в сущности полигенным, оруденение относится к борнит-халькозин-халькопировому минеральному типу и контролируется зоной складчато-разрывных дислокаций [3]. В рудах присутствуют Pt, Pd, Au и Ag (см. табл. 3). Максимальные концентрации золота связаны с наиболее низкотемпературными ассоциациями — халькозиновой и халькозин-борнитовой. В начале века объект разрабатывался открытым способом, а в 1928—1929 и 1935—1936 гг. доизучался. Подсчитанные запасы меди в количестве 4,9 тыс. т (см. табл. 3) впоследствии были сняты с баланса как не представляющие промышленный интерес. Установленная в дальнейшем связь медного и комплексного Cu-U-Mo-V оруденения падминского типа с зонами СРД свекофеннской активизации [3] значительно увеличивает перспективность таких полигенных проявлений меди, как Воронов Бор. Их можно рассматривать в качестве комплексных объектов золото-серебро-платиноидносодержащих, а также ожидать выявления новых крупных месторождений, о чем свидетельствует, в част-

ности, валун массивной халькопиритовой руды массой 250 кг, найденный при прокладке Беломорско-Балтийского канала.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ «Карелия» (грант 98-05-03543).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Агмедов А.М. Закрытые металлоносные углеводородоаккумулирующие системы вулканогенно-осадочных бассейнов раннего протерозоя Балтийского щита // Региональная геология и металлогения. СПб., 1995. № 4. С. 122—136.
2. Балашов Ю.А., Нестеренко Г.В. Распространенность редкоземельных элементов в трапах Сибирской платформы // Геохимия. 1966. № 7. С. 854—860.
3. Билибина Т.В., Мельников Е.И., Савицкий А.В. О новом типе месторождений комплексных руд в Южной Карелии // Геология рудных месторождений. 1991. № 6. С. 3—14.
4. Ганин В.А., Гриневич Н.Г., Логинов В.Н. Разрез Бураковского-Аганозерской расслоенной интрузии по керну скважин // Путеводитель геологических экскурсий по Карелии. — Петрозаводск, 1999. С. 25—29.
5. Голубев А.И., Светов А.П. Геохимия базальтов платформенного вулканизма Карелии. — Петрозаводск, 1983.
6. Додин Д.А., Коробейников А.Ф. Особенности размещения и генезиса крупных и уникальных месторождений платиновых металлов России // Крупные и уникальные месторождения редких и благородных металлов. СПб., 1998.
7. Зорин Ю.А. Модель развития пострифтовых осадочных бассейнов // Внутриплитные явления в земной коре. М., 1988. С. 134—142.
8. Казьмин В.Г. Развитие континентальных рифтов и вулканизм // Континентальный и океанический рифтогенез. М., 1985. С. 136—150.
9. Костин В.А. Гранитоиды и метасоматиты Водлозерского блока (Юго-Восточная Карелия). — Петрозаводск: Карельский филиал АН, 1989.
10. Литогенетика и минерация осадочных бассейнов / Е.В.Басков, Е.В.Баленицкая, С.И.Романовский и др. — СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1998.
11. Магматизм и металлогения рифтогенных систем восточной части Балтийского щита / Под ред. А.Д.Щеглова. — СПб.: Недра, 1993.
12. Маракшешев А.А., Перчук П.П. Основные направления эволюции магматизма в развитии земной коры // Кора и верхняя мантия Земли. 1975. Вып. 2. С. 18—34.
13. Металлогения Карелии / Под ред. С.И.Рыбакова, А.И.Голубева. — Петрозаводск: КНЦ РАН, 1999.
14. Минерация осадочных бассейнов континентов и периконтинентальных областей / Под ред. Н.В.Межеловского. — М., 1998 (МПР, Геокарт, ЦРГЦ, МАНПО).
15. Олейников Б.В. Геохимия и рудогенез платформенных базитов. — Новосибирск: Наука, 1979.
16. Проблемы стратиграфии нижнего протерозоя Карелии. — Петрозаводск, 1989.

17. Суйсарский пикрит-базальтовый комплекс палеопротерозоя Карелии (опорный разрез и петрология) / В.С.Куликов, В.В.Куликова, Б.С.Лавров и др. — Петрозаводск, 1999.
18. Тейлор С.Р., Мак-Леннон С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. — М.: Мир, 1988.
19. Трофимов Н.Н., Голубев А.И. Геодинамические условия образования благороднометалло-титаномангнетитовых месторождений Онежской рифтогенной структуры, Карелия // Руды и металлы. 1999. № 5. С. 23—35.
20. Шариков П.И., Петров О.В., Пичугин В.А., Полеховский Ю.С. Уран-благороднометалло-ванадиевое месторождение Средняя Падма (Центральная Карелия) // Полезные ископаемые: формирование, прогноз, ресурсы: Тез. СІІБ., 1999.
21. Koptev-Dvornikov E.V. Usage of the convective-cumulative model for simulation of the layered intrusions crystallization // Petrology and Metallogeny of Volcanic and Intrusive Rocks of the Midcontinent Rift System (Field Conference and Symp. 1995 IGCP Project 336). Duluth, 1995. P. 85—86.

УДК 549.623.52:552.43+550.42

© А.И.Гусев, Е.А.Гусев, 2000

НЕКОТОРЫЕ ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЗОЛОТОНОСНЫХ ГРАНИТОИДОВ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

А.И.Гусев (Горно-Алтайская поисково-съёмочная экспедиция), Е.А.Гусев (ВНИИОкеанологии)

Возрастной диапазон золотогенерирующих гранитоидов Алтае-Саянской складчатой области от рифея до мезозоя. Предполагается, что гранитоиды отдельных рудно-магматических систем имеют мантийный источник с различной степенью контаминации корового материала. Для гранитоидов золоторудных месторождений определены параметры флюидного режима: фугитивности кислорода и воды, парциальные давления воды и углекислоты, отношения фугитивностей HF/HCl , коэффициенты восстановленности флюидов. Оптимальное сочетание параметров флюидного режима магматитов играло решающую роль в генерации золотого оруденения.

Алтае-Саянская складчатая область (АССО) в обрамлении Сибирской платформы отвечает крупному Сибирскому перикратонному металлогеническому поясу, специализированному на полиметаллическое, золоторудное, редкометальное, железорудное и другие типы оруденения. Для нее весьма актуальна проблема петрологических реконструкций генерирования эндогенного золотого оруденения, связанного с многочисленными разновозрастными рудно-магматическими системами (РМС) — от позднего рифея до мезозоя включительно.

Петрогенетические типы золотогенерирующих гранитоидов АССО. Золото-скарновое и жильное золото-сульфидно-кварцевое оруденение в фанерозойских золоторудных поясах Земли связаны с определенными типами гранитов [11, 13], что характерно для архейских зеленосланцевых поясов. При этом магматические породы проявлены в виде крупных тоналит-трондьемит-гранодиоритовых комплексов, которые также являются энергетическими

источниками [9], или мелких окисленных «порфировых» интрузий, пространственно приуроченных к главным золотоконтролирующим сдвиговым разломам [10]. Кроме того, во многих случаях небольшие интрузии образуют штоки и дайки шопонитовых лампрофиров [15].

Золотое оруденение в АССО во многом обусловлено рудопродуктивным магматизмом. В пределах анализируемого региона развиты различные геолого-промышленные типы золотых руд, из которых главнейшие — жильный золото-сульфидно-кварцевый (месторождения Центральнинское, Берикульское, Кварцитовая Сопка и др.), золото-медно-скарновый (Синюхинское, Ульменское, Югагинское, Оюкское и др.), золото-скарновый (Чойское, Лог № 26, Тарданское, Ольховское, Федоровское, Натальевское, Майское и др.) и полигенный, выраженный комбинацией кварц-пиритового с золотом в минерализованных зонах, колчеданно-полиметаллического с золотом и гидротермального жильного золото-сульфидно-кварцевого

(Зун-Холбинское). В составе РМС этих месторождений важную роль играют массивы гранитоидов и дайки, сосредоточенные преимущественно в габбро-плагиогранитных, габбро-диорит-тоналит-гранодиоритовых ассоциациях [1—3]. В Чойской РМС Горного Алтая золото-теллуридно-скарновое оруденение связано с дайками диабаз-лампрофирового чуйского комплекса, относимого к этапу мезозойской тектономагматической активизации (функционирование мантийной горячей точки). В составе комплекса отмечены керсантиты, минетты, вогезиты, спессартиты, одиниты, которые, согласно классификации Н.Рока [12], принадлежат к шощонитовой серии лампрофиров. Для определения петрогенетических типов гранитоидов и флюидного режима использованы составы биотитов (табл. 1), пересчитанные на кристаллохимические коэффициенты по анионному методу. Биотит во всех интрузиях РМС региона образует крупные таблитчатые, пластинчатые и чешуйчатые выделения темно-коричневой до красно-бурой окраски с варьирующими показателями преломления по N_g от 1,61 до 1,66 и различным набором акцессорных микровключений (циркон, сфен, рутил, апатит, титаномагнетит, магнетит). По химизму биотит принадлежит к сидерофиллит-истонитовому ряду.

Различия петрогенетических типов гранитоидов показаны на диаграмме (рис. 1). В качестве координат диаграммы взяты отношения Mg/Fe и $F/ОН$ в биотитах, так как первые доминируют в составе катионов в октаэдрической позиции, а вторые являются ведущими летучими ингредиентами в позиции анионного каркаса в структуре слюды. На диаграмме выделяются поля верхнемантийных гранитоидов с различной степенью контаминации корового материала. Подавляющее большинство золотогенерирующих гранитоидов региона попадает в поля слабо (I-WC) и умеренно (I-MC) контаминированных гранитов и лишь незначительная часть — в поле сильно контаминированных (I-SC). При этом последние объединяют непродуктивные монцодиориты Зубовского участка Тарданской РМС и кварцевые монцониты малопродуктивной Ульменской РМС. Поле сильно контаминированных и редуцированных (I-SCR) гранитоидов занимают породы Чойской и Караминской РМС.

Ранее было установлено, что магматиты слабо и умеренно контаминированных гранитоидов Горного Алтая имеют Sr-недеплетированные и Y-деплетированные характеристики, указывающие на их верхне-

мантийную природу. Этот вывод подтверждается также и соотношениями изотопов стронция $^{87}Sr/^{86}Sr$, варьирующими от 0,70513 до 0,70618 [3]. Такие магмы выплавляются из протолита, обогащенного гранатом [15]. В противоположность этому магматиты Чойской и Караминской РМС, принадлежащие к сильно контаминированному и редуцированному гранитоидам, имеют характеристики Sr-недеплетированных и Y-недеплетированных пород. На состав протолита этих магм влиял плагиоклазсодержащий источник коровой природы или процесс глубинного синтексиса, проявившийся наиболее заметно. Для них характерны повышенные значения отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0,70688). Редуцированность этой группы гранитоидов вызвана контаминацией углеродсодержащего материала из черносланцевых толщ девона, обнаруженного в экзоконтактах массивов и даек. Л.В.Таусон и В.Д.Козлов [6] заключили, что частичная контаминация базальтоидными магмами сиалического материала приводит к формированию плагиогранитов известково-щелочного ряда, т.е. анализируемых нами I-типов гранитоидов, сопровождающихся золотым оруденением. Наши данные подтверждают этот вывод и показывают, что интенсивная контаминация базальтоидной магмой сиалического материала отрицательно сказывается на золотогенерирующей продуктивности гранитоидов. Однако незначительная контаминация углеродсодержащего материала обуславливает восстановительную обстановку в отделяющихся флюидах при становлении таких магм и способствует генерации концентрированного золотого оруденения.

Наблюдаемый тренд увеличения отношений $F/ОН$ в биотитах (см. рис. 1) от слабо контаминированных к сильно контаминированным гранитам отвечает (помимо возрастания роли контаминации мантийными магмами корового материала) повышению щелочности магм в этом же направлении. По сути, речь идет о двух сериях магм: известково-щелочной и латитовой. Для первой характерны наименее контаминированные магматические образования Зун-Холбинской, Берикульской, Центральной и Синюхинской и других РМС, для второй — монцонитоиды и сиениты Майской, Ульменской, Югагинской и Караминской РМС. Оценить кислотность-основность биотитов можно по условному потенциалу ионизации (y) [5], приведенному в табл. 2. Диаграмма (рис. 2) позволяет следующим образом толковать различие магматических

1. Химические составы биотитов золотогенерирующих рудно-магматических систем Алтае-Саянской складчатой области

Рудно-магматические системы, породы	n	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	F	Cl	P ₂ O ₅	Сумма
<i>Кузнецкий Алтай</i>																
Бериклиевская, гранодиориты	7	36,30	3,40	14,30	2,60	18,30	0,50	10,90	0,88	0,30	8,90	3,70	0,31	0,12	0,10	100,11
Федоровская, гранодиориты	6	35,75	4,01	14,20	2,40	18,17	0,52	11,30	0,30	0,20	8,50	3,90	0,30	0,40	0,10	100,05
Наташевская, гранодиориты	8	36,50	3,20	14,70	4,40	16,10	0,50	11,20	0,50	0,12	8,60	3,30	0,50	0,20	0,30	100,12
Центральная, гранодиориты	7	36,10	4,14	14,51	2,53	18,10	0,50	10,68	0,50	0,20	8,38	3,69	0,35	0,11	0,10	99,91
Кварцевые диориты (дайки)	3	35,77	4,23	14,72	2,60	18,28	0,55	10,75	0,40	0,33	8,47	3,75	0,28	1,12	0,15	100,28
<i>Салаир</i>																
Кварцевая Солиха, гранодиориты	5	35,60	3,07	13,42	6,81	12,35	0,20	14,36	0,25	0,26	8,41	3,55	0,51	0,85	0,30	99,94
<i>Горная Шория</i>																
Майская, тоналиты	7	36,13	4,28	14,35	2,81	18,15	0,53	10,48	0,54	0,21	8,21	3,65	0,35	0,35	0,08	100,12
Монциты (дайки)	3	35,45	4,80	14,10	2,11	18,10	0,40	10,10	0,85	0,25	7,85	3,45	0,95	0,70	0,30	99,60
<i>Тува</i>																
Тарданская, гранодиориты	12	36,99	3,40	13,94	4,90	14,75	0,47	11,74	0,07	0,14	9,40	2,81	0,50	0,60	0,10	99,81
Зубовский участок, монциты	3	36,20	3,90	13,80	4,55	15,20	0,41	13,10	0,60	0,15	8,60	2,10	0,80	0,40	0,20	100,01
<i>Восточный Саян</i>																
Зун-Холбинская, тоналиты	6	38,40	2,26	17,20	3,85	14,10	0,45	10,13	1,60	0,41	6,70	3,10	0,60	0,30	0,10	99,70
Гранит-аплиты (дайки)	4	37,30	3,30	16,31	1,50	19,30	0,20	8,11	0,50	0,30	7,50	3,40	0,90	1,10	0,20	99,92
Ольховская, гранодиориты	9	38,20	2,82	16,30	1,86	20,20	0,40	9,13	0,93	0,34	6,80	2,52	0,40	0,50	0,02	100,42
<i>Горный Алтай</i>																
Смуглиновская, гранодиориты	15	35,40	2,95	14,50	6,90	12,10	0,35	13,20	0,95	0,26	8,44	3,80	0,35	0,80	0,26	100,26
Гранодиориты (дайки)	9	35,42	3,02	13,41	6,82	12,36	0,20	14,33	0,24	0,23	8,39	3,85	0,54	1,03	0,22	100,05
Гранодиориты (Арганак)	6	35,21	2,91	14,48	7,16	12,82	0,40	13,41	1,30	0,38	8,41	2,44	0,36	0,51	0,28	100,07
Ульменская, кварцевые монциты	8	36,77	4,15	14,34	2,25	16,90	0,31	11,13	1,48	0,31	8,25	2,38	0,48	0,80	0,12	98,88
Сиениты	5	36,75	4,18	14,50	2,30	17,10	0,40	11,40	0,70	0,28	8,40	2,66	0,45	0,80	0,31	99,45
Югалинская, монциты (дайки)	5	37,13	3,65	13,10	8,52	13,24	0,35	10,20	0,40	0,28	9,66	2,70	0,51	0,61	0,10	100,50
Сиениты (дайки)	4	36,98	3,81	14,85	5,17	13,40	0,30	12,20	0,80	0,30	8,90	2,25	0,45	0,40	0,13	99,94
Чойская, гранодиориты (дайки)	11	33,64	3,40	14,75	3,95	22,76	1,13	7,80	0,18	0,16	8,10	2,54	0,55	0,84	0,18	99,98
Керсаниты (дайки)	9	35,52	3,30	14,50	4,28	18,50	1,12	8,70	0,80	0,28	8,20	2,84	0,70	1,35	0,33	100,43
Караминская, лейкограниты	8	35,50	3,40	13,80	7,50	19,25	0,52	8,10	0,20	0,20	7,70	3,30	0,80	0,70	0,12	100,59
Гранодиориты (дайки)	6	35,51	3,42	14,10	3,85	19,55	0,53	8,12	0,80	0,20	8,21	3,35	0,85	0,95	0,30	99,98
Сиениты (дайки)	3	37,01	3,75	14,01	5,21	13,35	0,25	12,17	0,70	0,33	8,96	2,31	0,50	0,45	0,38	99,98

Примечание. n — число проб; анализы выполнены на микрозонде «Camebax» в ОИГГ СО РАН (г. Новосибирск).

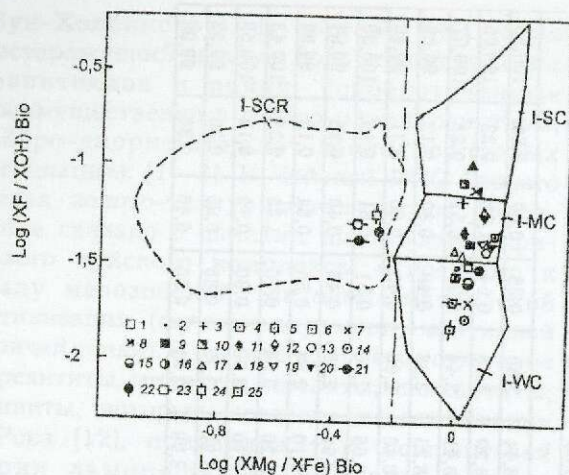


Рис. 1. Диаграмма $\log (XF/XOH) - \log (XMg/XFe)$ в биотитах золотогенерирующих рудно-магматических систем Алтае-Саянской складчатой области:

петрогенетические разновидности гранитоидов I типа: I-WC — слабо загрязненный, I-MC — умеренно загрязненный, I-SC — сильно загрязненный и редуцированный; гранодиориты РМС АССО: 1 — Беркульской, 2 — Федоровской, 3 — Натальевской, 4 — Центральной, 6 — Кварцовой Сопки, 9 — Тарданской, 13 — Ольховской, 14 — Синюхинской, 16 — Арганаковского участка Синюхинской, 21 — Чойской; тоналиты: 7 — Майской, 11 — Зун-Холбинской; 19 — монциты Югалинской; 10 — монциты Зубовского участка Тарданской; 17 — кварцевые монциты Ульменской; сиениты: 18 — Ульменской, 20 — Югалинской, 25 — Караминской; 23 — лейкограниты Караминской; дайки: 5 — кварцевых диоритов Центральной, 8 — монцитов Майской, 12 — гранит-аплитов Зун-Холбинской, 15 — гранодиоритов Синюхинской, 22 — ксерантитов Чойской, 24 — гранодиоритов Караминской

серий (известково-щелочной и латитовой) по соотношению условного потенциала ионизации биотита и содержаниям Fe^{3+} . Концентрация оксида железа и условный потенциал ионизации биотита подчинены линейной зависимости, выразить которую можно в виде двух линий, решив уравнение регрессии способом наименьших квадратов. Линия I показывает, что с увеличением кислотности биотитов в известково-щелочной серии концентрации Fe^{3+} слабо увеличиваются, а в латитовой (линия II) — уменьшаются. При этом абсолютные содержания Fe^{3+} возрастают в биотитах от линии II к линии I. Увеличение концентраций Fe^{3+} с уменьшением кислотности в гранитоидах несколько повышенной щелочности (латитовой серии) соответствует закономерности, выявленной Д.С. Коржинским [8] и выражающейся в том, что повышение ще-

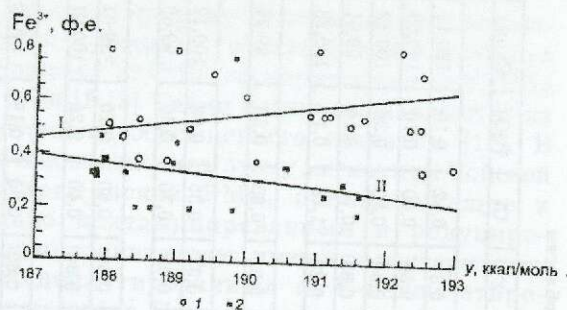


Рис. 2. Диаграмма соотношений условного потенциала ионизации (y) и концентраций оксида железа в биотитах гранитоидов АССО:

I — гранитоиды известково-щелочной серии (линия I); 2 — гранитоиды латитовой серии (линия II), ф.е. — формульные единицы

лочности расплава даже при постоянной активности кислорода приводит к возрастанию в нем степени окисленности железа. В условиях низкой щелочности (линия I) в породах известково-щелочной серии увеличение кислотности расплава способствует росту активности амфотерного Fe^{3+} как более слабого основания по сравнению с Fe^{2+} . Эта тенденция приводит к большей доле Fe^{3+} в биотитах известково-щелочной серии и большей их железистости, что, вероятно, благоприятно для выпадения золота, проявляющего сидерофильные свойства. Следовательно, поведение Fe^{3+} в биотитах из золотогенерирующих гранитоидов со слабо различающейся щелочностью при увеличении кислотности (условного потенциала ионизации) различно. Заметно большая золотогенерирующая способность характерна для магм нормальной щелочности (Зун-Холбинская, Центральная, Синюхинская РМС).

Вероятно, меньшая золотоносность латитового магматизма АССО является его спецификой, так как в Забайкалье латитовые магматиты генерируют весьма богатое золотое оруденение в составе Дарасунской РМС, где золотоносность связывается с обильной бороносностью флюидов, фиксирующейся в широких ореолах турмалинизации. Отсутствие бора в анализируемых РМС АССО, по-видимому, отрицательно сказывается на их золотогенерирующем потенциале.

Флюидный режим золотогенерирующих гранитоидов. Различные параметры флюидного режима существенно влияют на эволюцию гранитоидных расплавов, определяя процессы кристаллизационной дифференциации, эманационного концент-

**2. Параметры флюидного режима золотогенерирующих рудно-магматических систем
Алтае-Саянской складчатой области (фугитивности и парциальные давления приведены в барах)**

Рудно-магматические системы, породы	n	T, °C	lgfO ₂	fH ₂ O	pH ₂ O	pCO ₂	$\frac{\lg fO_2}{fH_2O}$	$\frac{\lg fHF}{fHCl}$	k	y
<i>Кузнецкий Алтай</i>										
Берикульская, гранодиориты	7	780	-14,7	1,7	2,3	1,9	-17,7	-3,5	0,66	193,4
Федоровская, гранодиориты	6	770	-14,3	1,1	1,4	1,6	-17,3	-4,0	0,68	193,2
Натаьевская, гранодиориты	8	780	-12,4	0,96	1,2	1,3	-15,5	-3,6	0,37	187,4
Центральнинская, гранодиориты	7	740	-13,5	1,06	1,28	1,22	-16,5	-3,2	0,62	191,6
Кварцевые диориты (дайки)	3	750	-13,6	1,4	1,55	1,83	-16,6	-3,5	0,72	190,3
<i>Салаир</i>										
Кварцитовая Сопка, гранодиориты	5	850	-5,0	0,42	0,51	0,49	-8,2	-3,9	0,12	190,9
<i>Горная Шория</i>										
Майская, тоналиты	7	730	-13,5	2,1	3,2	1,9	-15,1	-3,0	0,60	191,4
Монзониты (дайки)	6	725	-13,8	2,5	4,0	3,1	-16,8	-2,9	0,78	191,6
<i>Тува</i>										
Тарданская, гранодиориты	12	705	-11,2	0,42	0,50	0,50	-14,3	-3,6	0,24	189,3
Монцодиориты (Зубовский участок)	3	760	-8,5	0,30	0,31	0,29	-11,5	-3,4	0,21	187,5
<i>Восточный Саян</i>										
Зун-Холбинская, тоналиты	6	800	-10,1	0,76	0,92	1,1	-13,1	-2,9	0,32	193,2
Гранит-аплиты (дайки)	4	720	-15,2	3,45	5,0	2,0	-18,2	-2,3	0,81	199,9
Ольховская, гранодиориты	9	700	-16,1	0,38	0,45	0,35	-19,1	-2,7	0,70	191,0
<i>Горный Алтай</i>										
Синюхинская, тоналиты	15	840	-4,9	0,9	1,1	1,3	-7,9	-3,8	0,12	190,3
Гранодиориты (дайки)	9	845	-4,8	1,2	1,7	1,8	-7,8	-3,9	0,14	190,6
Гранодиориты (Арганак)	6	830	-4,9	0,5	0,7	0,5	-7,9	-3,9	0,10	188,6
Ульменская, кварцевые монзониты	8	785	-13,5	3,1	4,5	2,1	-17,5	-3,3	0,70	189,3
Сиениты	5	790	-14,1	3,3	4,8	3,5	-17,1	-3,5	0,72	189,2
Югалинская, монзониты (дайки)	5	760	-4,1	1,7	2,7	1,9	-7,1	-2,9	0,09	189,8
Сиениты (дайки)	4	710	-10,5	2,1	3,6	4,4	-13,5	-2,9	0,27	189,1
Чойская, гранодиориты	11	645	-15,0	0,47	0,56	0,55	-18,0	-2,7	0,55	189,0
Керсантиты (дайки)	9	670	-12,5	0,9	1,4	3,6	-15,5	-2,9	0,58	188,7
Караминская, лейкограниты	8	610	-12,4	0,5	0,61	0,87	-17,4	-2,4	0,18	191,8
Гранодиориты (дайки)	6	680	-13,0	0,7	0,85	1,05	-17,0	-2,5	0,57	190,4
Сиениты (дайки)	3	730	-12,1	2,2	2,5	3,7	-15,1	-2,7	0,40	189,8

Примечание. n — число проб биотита; T, °C — температура кристаллизации; lg fO₂ — логарифм фугитивности кислорода; fH₂O — фугитивность воды; pH₂O, pCO₂ — парциальное давление воды и углекислоты соответственно; lg fO₂/fH₂O — логарифм отношений фугитивностей кислорода и воды; lg fHF/fHCl — логарифм отношений фугитивностей плавиковой и соляной кислот; k — коэффициент восстановленности флюидов, по Ф.А.Летникову и др. (1981); y — условный потенциал ионизации биотита, по В.А.Жарикову (1967).

рирования рудогенных элементов и их потенциальную рудогенерирующую способность. Оценка некоторых параметров флюидного режима гранитоидов АССО выполнена по методике Ю.П.Трошина [7] с использованием теоретических и экспериментальных работ Д.Уонза и Х.Эйгстера [14], К.Бэрнхейма и др. [8]. Общее давление и температура кристаллизации расплавов определялись по методу Д.Уонза, Х.Эйгстера [14].

Золотогенерирующие гранитоиды АССО формировались при широких вариациях параметров флюидного режима. Основная масса биотитов анализируемых гранитоидов кристаллизовалась в восстановительных условиях и на диаграммах их состав попадает в промежуток между никель-бунзенитовым и магнетит-гематитовым буферами (рис. 3, 4). В этом поле оказались такие крупные золоторудные объекты, как Центральнинское, Зун-Холбинское и др. Причем состав биотитов даек гранит-аплитов Зун-Холбинского месторождения приближается к никель-бунзенитовому буферу, что указывает на наиболее восстановительные условия флюидного режима. Меньшая часть слюд золотогенерирующих магматических комплексов локализуется выше магнетит-гематитового буфера и отвечает более окислительным условиям. В это поле попадают биотиты Синюхинской, Караминской, Югалинской РМС. Среди анализируемых объектов АССО в биотитах даек монзонитов Югалинской РМС определены максимальные значения fO_2 и $lg fO_2/fH_2O$, и в то же время это наименьший объект по запасам золота.

При оценке параметров флюидного режима — фугитивности воды, отношений фугитивностей плавиковой и соляной кислот, парциальных давлений воды и углекислоты — получены сложные зависимости между ними и золотогенерирующим потенциалом анализируемых гранитоидов (см. табл. 2). Биотиты гранит-аплитов наиболее древнего (поздний рифей) и крупного объекта региона (Зун-Холбинское месторождение) характеризуются самыми высокими значениями фугитивностей и парциальных давлений воды. Эти дайки располагаются непосредственно в Урик-Китойской зоне смятия, а также в промежутке между последней и оперяющими ее разломами второго порядка, служившими рудоподводящими каналами. Аномально высокие значения фугитивностей и парциальных давлений воды во флюидах обуславливали в системах оперяющих разломов в период внедрения даек чередование циклических процессов дилатансного нагне-

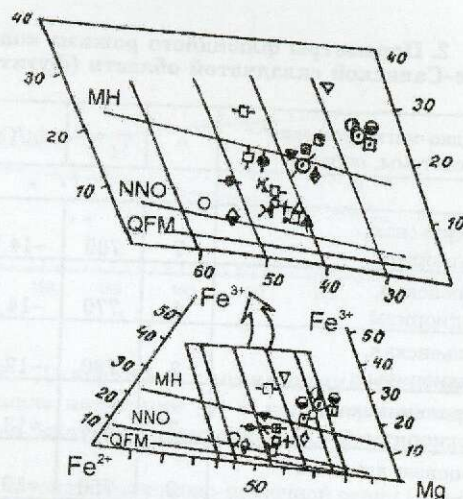


Рис. 3. Диаграмма $Fe^{2+}-Fe^{3+}-Mg$ составов биотитов гранитоидов АССО:

буферы: МН — магнетит-гематитовый, NNO — никель-бунзенитовый, QFM — кварц-фаялит-магнетитовый; остальные усл. обозн. см. рис. 1

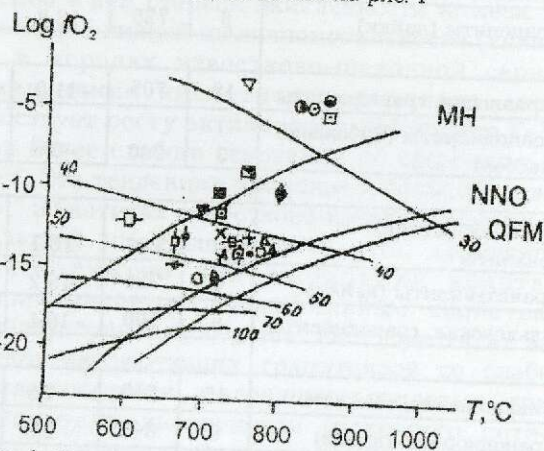


Рис. 4. Диаграмма fO_2-T в биотитах гранитоидов АССО:

fO_2 — фугитивность кислорода; $T, ^\circ C$ — температура кристаллизации; остальные усл. обозн. см. рис. 1, 3

тания, по Р.Сибсону [13]. В основной Урик-Китойской сдвиговой структуре и оперяющих ее разломах второго порядка этот процесс протекал при весьма высоком общем давлении флюидов, превышающем литостатическое.

В случае, когда общее давление флюидов в рудоподводящих разломах становилось меньше литостатического, растворы из вмещающих терригенно-карбонатных и терригенно-вулканогенных пород венда — рифея, обогащенных золотом, устремлялись в оперяющие разломы, где и создавались благоприятные условия для рудоотложения. При наложении заключительных порций флюидов на уже сформированные мине-

рализованные зоны и колчеданные залежи происходило обогащение их золотом. Такой механизм формирования золотого оруденения Зун-Холбинского месторождения подтверждается соотношениями изотопов свинца и серы в сульфидах, указывающими на мантийный и коровый источники сульфидов. Кроме того, биотиты гранит-аплитов характеризуются самым высоким условным потенциалом ионизации, что свидетельствует о более кислотной среде их кристаллизации. В гранит-аплитах коэффициенты восстановления флюидов максимальные, а значения логарифма отношений фугитивностей плавиковой и соляной кислот самые низкие. Последнее обстоятельство предполагает существенную роль во флюидах соляной кислоты, а следовательно, и гораздо большее значение хлоридных комплексов — одних из главных в переносе золота в гидротермальных растворах. Существенная роль хлоридов в мобилизации халькофильных рудных металлов, а также золота флюидной фазой кислых магматических систем подтверждена многочисленными экспериментальными и теоретическими исследованиями. При этом акцентировалось, что переход хлора во флюидную фазу является функцией режима воды в магматическом процессе. Отделение водной газовой фазы от расплава вследствие очень высоких коэффициентов распределения хлора между расплавом и газовой фазой приводит к интенсивной экстракции хлора из магмы. В случае гранит-аплитов Зун-Холбинского месторождения повышенные фугитивность и парциальное давление воды во флюидах сочетаются с наиболее высокими фугитивностями HCl для этих пород. Это, вероятно, способствовало генерации концентрированного оруденения на месторождении.

В анализируемых РМС дайки второго этапа, сопровождающие рудогенерирующие плутоны, встречаются на всех месторождениях. На некоторых из них они составляют до 40—60% объема разреза (Синюхинская, Центральнинская, Зун-Холбинская, Чойская РМС). При формировании даек существовал более оптимальный режим флюидов, чем при формировании плутонов. Вероятно, остаточные глубинные расплавы, из которых возникали порфировые дайковые комплексы, имели более высокие значения фугитивностей, парциальных давлений воды, углекислоты, HCl и были более благоприятны для экстрагирования металлов из расплавов. Во многих РМС отмечается более тесная связь золотого оруденения с дайками, биотиты которых обогащены золотом, чем с плутонами

[3]. Этот вывод подтверждают результаты изучения петрогенезиса гранитоидных пород: отделение гидротермальных флюидов на поздних этапах генерации дериватов из глубинных очагов создает более концентрированные флюидные фазы, обогащенные различными металлами [11].

Следует также обратить внимание на то, что в некоторых РМС с плутонами и дайками латитовой серии отмечаются повышенные парциальные давления углекислоты (см. табл. 2). Ряд исследователей усматривают в высокоуглекислотных флюидах магм наличие мантийной составляющей [10]. В Чойской РМС дайки шошонитовых лампрофиров также характеризуются высокими парциальными давлениями углекислоты. Эпитермальные и порфировые месторождения с золотом, ассоциирующие с лампрофирами шошонитовой серии, обогащены флюидами CO_2 [10]. В случае эпитермальных высоководных, углекислых флюидов золото концентрируется в сульфидах и теллуридах [11]. Вероятно, не только в этих типах, но и в золото-теллуридно-скарновых месторождениях (Чойская РМС), связанных с интрузивами повышенной щелочности и особенно с дериватами шошонитовой серии, флюиды магматической стадии также обогащены CO_2 (см. табл. 2). Однако флюиды этих систем характеризуются значительной восстановленностью, которая, вероятно, и оказывает решающее влияние на повышенную золотоносность, связанную с теллуридами, наложенными на скарны (Чойская РМС).

Для некоторых массивов гранитоидов (Каахемский в Туве, Синюхинский в Горном Алтае) намечается однонаправленный тренд изменения всех параметров флюидного режима от центра к их периферии, где локализуются золоторудные объекты. Так, для Каахемского массива отмечается увеличение фугитивности воды, парциальных давлений воды и углекислоты, коэффициента восстановленности флюидов от безрудного Зубовского участка к Тарданской РМС (см. табл. 2). Аналогичная картина наблюдается и в направлении от безрудного Арганаковского участка к Синюхинскому в одноименном массиве гранитоидов в Горном Алтае. Для Синюхинской РМС граница резкого изменения таких параметров, как фугитивность воды, парциальные давления воды и углекислоты, логарифм отношений фугитивностей плавиковой и соляной кислот, коэффициент восстановленности флюидов, совпала с границей рудного поля, определенной по минералогическим и геохимическим данным.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алабин Л.В. Структурно-формационная и металлогеническая зональность Кузнецкого Алатау. — Новосибирск: Наука, 1983.
2. Генезис плутогенного золотого оруденения в позднем докембрии Саяно-Байкальской складчатой области / Э.Г.Конников, А.Г.Миронов, А.А.Цыганков и др. // Геология и геофизика. 1995. Т. 36. № 4. С. 37—52.
3. Гусев Н.И., Гусев А.И. Золотогенерирующие рудно-магматические системы Горного Алтая // Руды и металлы. 1998. № 2. С. 67—78.
4. Жариков В.А. Кислотно-основные характеристики минералов // Геология рудных месторождений. 1967. № 5. С. 75—89.
5. Коржинский Д.С. Зависимость состава магм от щелочности трансмагматических флюидов // Докл. АН СССР. 1977. Т. 235. № 2. С. 454—457.
6. Таусон Л.В., Козлов В.Д. Магматические источники рудного вещества областей вторичной активизации // Закономерности размещения полезных ископаемых. М., 1975. Т. 11. С. 108—114.
7. Флюидный режим формирования гранитоидов различных геохимических типов / Ю.П.Трошин, В.И.Гребенщикова, Л.Ю.Пивоварова, С.М.Бойко // Геохимия. 1984. № 9. С. 1318—1326.
8. Burnham C.W., Holloway J.R., Devis N.F. Thermodynamic properties of water to 1000°C and 1000 bars // Geol. Soc. Amer. Spec. Paper. 1969. Vol. 132. P. 96—115.
9. Burrows D.R., Spooner E.T.C. Generation of a magmatic H₂O-CO₂ fluid enriched in Mo, Au and W within an Archean sodic granodioritic stock, Mink Lake, north-western Ontario // Econ. Geol. 1987. Vol. 82. P. 1931—1957.
10. Cameron E.M., Hattori K. Archean gold mineralization and oxidized hydrothermal fluids // Econ. Geol. 1987. Vol. 82. P. 1177—1191.
11. Meinert L.D. Igneous Petrogenesis and Skarn Deposits // Mineral Deposit Modeling. Canada, Ontario. 1995. P. 569—584.
12. Rock N.M.S. The nature and origin of lamprophyres: some definitions and derivations // Earth. Sci. rev. 1977. Vol. 13. N 2. P. 123—169.
13. Sibson R.H., Robert F., Poulsen K.H. High angle reverse faults, fluid pressure cycling and mesothermal gold-quartz deposits // Geology. 1988. Vol. 16. P. 551—555.
14. Wones D.R., Eugster H.P. Stability of biotite // Amer. Mineral. 1965. Vol. 50. N 9. P. 1228—1272.
15. Wyman D., Kerrich R. Archean shoshonitic lamprophyres associated with Superior Province gold Deposits: distribution, tectonic setting, noble metal abundances and significance for gold mineralization // The geology of gold deposits: the perspective in 1988: Economic Geology Monograph 6. 1989. P. 661—667.

СТРОЕНИЕ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ



УДК 551.251:553.411.072 (575.1)

© Коллектив авторов, 2000

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ГЛАВНЫХ ЗОЛОТОРУДНЫХ УЗЛОВ ЦЕНТРАЛЬНЫХ КЫЗЫЛКУМОВ

Д.Г.Ажгирей, Н.Я.Гурейкин, Т.Е.Анненкова, С.А.Светлов, Т.А.Блинова
(ЦНИГРИ МПР России)

Приводится обзор геологического строения, проявлений метаморфизма и золотоносности основных рудных узлов Кызылкумской подзоны Зарафшано-Туркестанской структурно-формационной зоны, что является логическим развитием предыдущей работы авторов [8], в которой рассмотрены главные факторы размещения основных золоторудных узлов Кызылкумо-Нуратинской золотоносной провинции.

Геологические обстановки и строение главных золоторудных узлов (районов) Центральных Кызылкумов — Ауминзатауского, Мурунтауского и Даугызтау-Амантайского связаны единством геотектонической позиции в Кызылкумском срединном массиве, поэтому сопоставление их развития во времени представляется правомочным. Различия структурных особенностей этих узлов, их позиции относительно проявлений гранитоидного магматизма и уровня регионального метаморфизма, как будет показано ниже, положительно коррелируются с золотоносностью и могут быть важным показателем при металлогенической оценке сходных территорий в провинции [1—6, 9, 12, 13].

Ауминзатауский (наиболее эродированный) рудный район находится в пределах Центрально-Кызылкумского поднятия (ЦКП) на границе с Нуратинским прогибом (НП) на территории субширотного каледонского палеоподнятия 2-го порядка. Это палеоподнятие заложилось в рифее на континентальном основании в результате осложнения основной субширотной рифтовой зоны поперечной (непротяженной, субмеридиональной), контролирующей вулканизм основного состава. Его общая структура, окончательно сформированная в герцинское время [8], полностью наследует деформационный план седиментационного периода (R_3 — S). Среди сравнительно мелких поднятий и прогибов здесь фиксируются как близмеридиональные, так и субширотные элементы палеоструктур

(рис. 1, А). Наиболее контрастно развивающиеся «жесткие» блоки разграничены крупными конседиментационными зонами смятия. Геологический разрез представлен вулканогенными и вулканогенно-терригенными породами ауминза-тасказганского комплекса (R_3 ?— E) и терригенными молассоидными породами бесапанского (O — S).

Региональный метаморфизм в районе в целом проявлен на уровне биотит-хлоритовой субфации, но в нижней части вулканогенно-терригенного разреза отмечается эпидот-амфиболитовая фация, а в верхах терригенного геосинклинального комплекса — хлорит-серпичитовая субфация [5, 13]. Биотитовая изограда (см. рис. 1, Б) хорошо коррелирует с конфигурацией позднекаледонского (O_2 — S_1) палеоподнятия гор Ауминзатау. Ранние метасоматиты кварц-полевошпат-биотитового и кварц-биотитового (с пирротинном и шеелитом) составов располагаются в поле прогрессивного метаморфизма и локализованы в пределах биотитовой изограды. Область их развития контролируется системой орогенных разломов субширотного и северо-западного направлений и пологими зонами концентрации сколово-складчатых дислокаций в «жестких» блоках пород.

Заккудукский многофазный раннеорогенный гранитоидный массив (C_3zh) внедрился в осевую часть палеотемпературного поля палеоподнятия по системе продольных субширотных конседиментационных расколов. Насыщенность тектонических

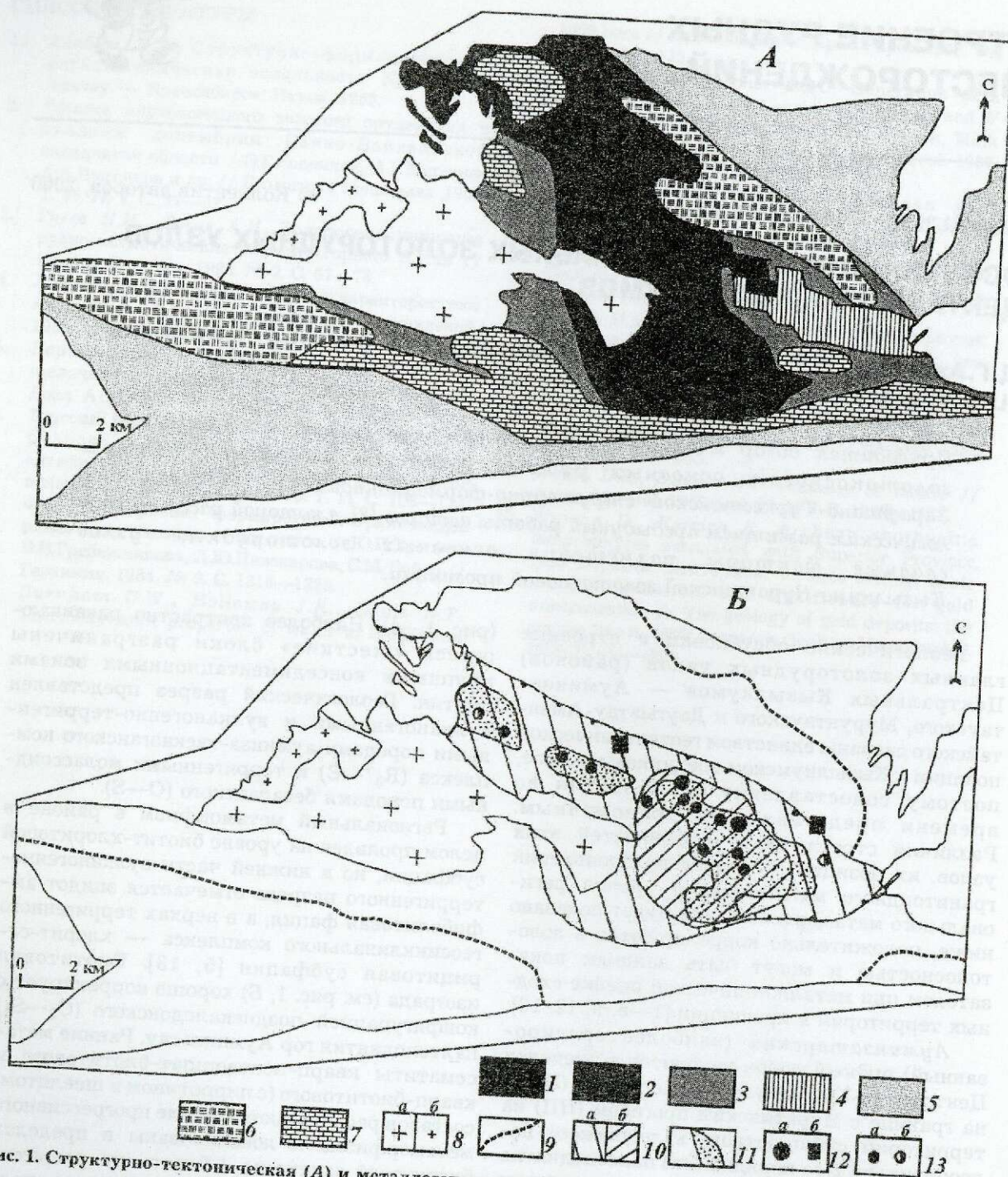


Рис. 1. Структурно-тектоническая (А) и металлогеническая (Б) схемы Ауминзатауского рудного района:

поднятые блоки раннегеосинклинального этапа, сложенные: 1 — вулканитами ауминзинской свиты (R_3 —Vam), 2 — вулканогенно-терригенными породами нижнетасказганской подсвиты (V—Ets₁); опущенные блоки раннекаледонского этапа, сложенные: 3 — вулканогенно-терригенно-углистыми породами среднетасказганской подсвиты (V—Ets₂), 4 — углеродисто-терригенно-кремнистыми породами верхнетасказганской подсвиты (V—Ets₃₋₄); локальные мульды, выполненные углеродисто-кремнисто-карбонатной формацией среднепозднетасказганского возраста (V—Ets₂₋₄); 5 — полный разрез, 6 — редуцированный разрез; 7 — фрагменты интрузивного тела гранитоидов, C_3 — P_1 (а — гранодиоритов, б — двуслюдяных гранитов); 9 — биотитовая изографа; 10 — площадь развития гидротермально-метасоматических образований (а — березитов, листовников, эйситов, б — гумбеитов); 11 — рудное поле; 12 — месторождения (а — золоторудные, б — урановые); 13 —

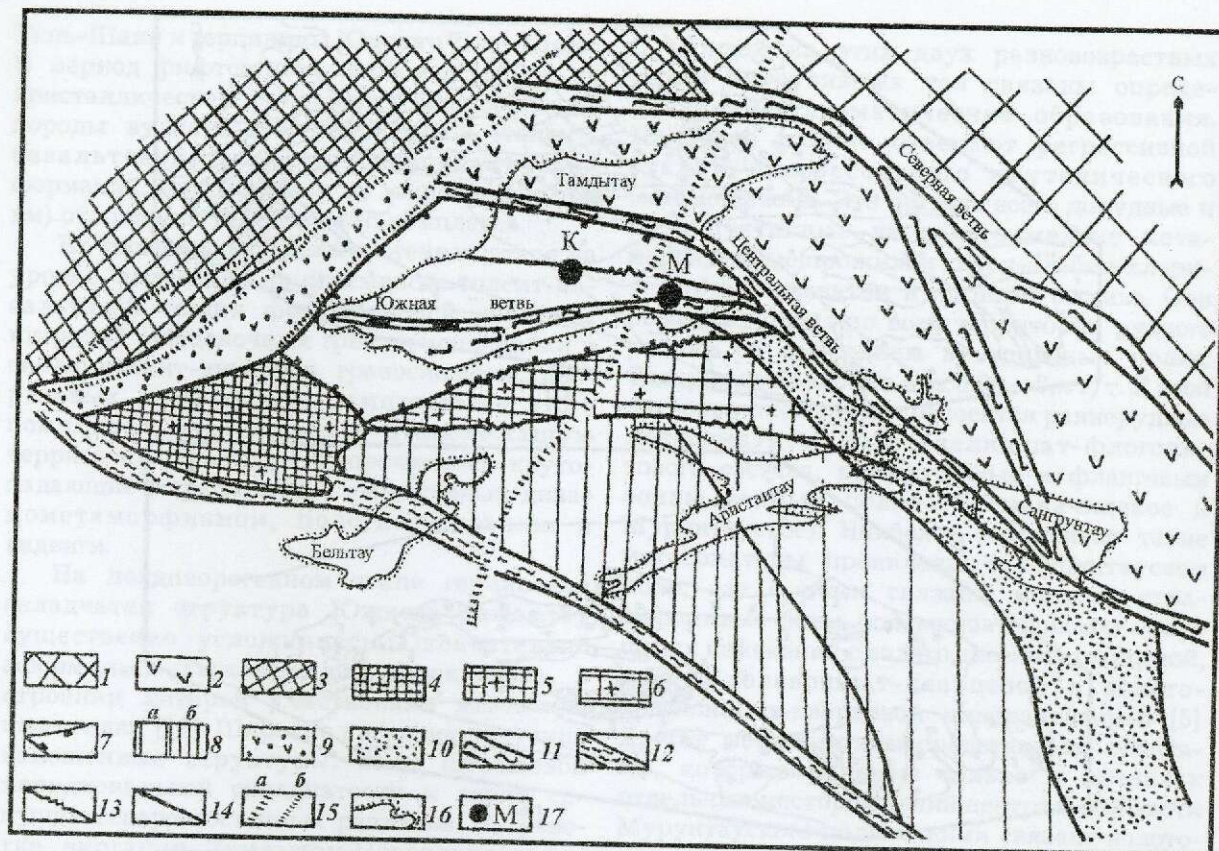


Рис. 2. Схема геотектонического районирования Южно-Тамдытауского рудного района и сопредельных территорий:

1 — каледониды Срединного Тянь-Шаня; 2 — краевой рифтогенный прогиб Тамдытау-Северонуратинского глубинного разлома; 3 — фрагмент допалеозойского гиперблока Кызылкумского срединного массива; зона сопряжения Кызылкумского срединного массива с палеозойскими геосинклинальными прогибами; 4 — приподнятый блок, интродуцированный гранитоидами батолитового типа, 5 — слабо приподнятый блок с карбонатными мульдами девона и глубинными выступами гранитоидов, 6 — умеренно эродированный блок, насыщенный интрузиями гранитоидов адемитового состава, 7 — авлакогеноподобный прогиб Южно-Тамдытауского рудного узла, вмещающий интрузивы субщелочных гранитоидов пестрого состава, 8 — умеренно погруженные блоки, выполненные комплексом формаций (а — карбонатных, б — терригенных), 9 — поперечная рифтовая структура на границе срединного массива, 10 — линейный геосинклинальный прогиб с глубоким залеганием кристаллического фундамента; 11 — ветви зон смятия 1-го порядка; 12 — то же, 2-3-го порядков; 13 — крупные опирающиеся разрывы; 14 — разломы «вязкого» типа; 15 — поперечные зоны трансформных разломов (а — крупные, б — средние); 16 — контуры выходов палеозойских отложений; 17 — месторождения (М — Мурунтау, К — Кокпатай)

блоков, наиболее мобильных в каледонский этап, герцинскими дайками и штоками пестрого состава третьей фазы внедрения свидетельствует об унаследованности каледонского структурного плана во время герцинского орогенеза.

Становление гранитоидного массива сопровождалось гидротермально-метасоматической деятельностью, в результате которой образовались околорудные (синрудные) тела березитов (лиственитов), эйситов (кварцевых альбититов), гумбеитов (калишпатитов), расположенные внутри ореола развития ранних догранитных

метасоматитов и даек пестрого состава. И те и другие контролируются разломами, максимальная активность которых зафиксирована на раннем этапе развития района.

Рудное поле наиболее крупного золоторудного месторождения района (Песчаное) находится в центральной части купольной структуры над локальным выступом крупного многофазного гранитоидного массива, в области развития метасоматитов кварц-полевошпат-биотитового состава. Рудные зоны приурочены к ареалу распространения гидротермально-метасоматических образований, а морфология рудных

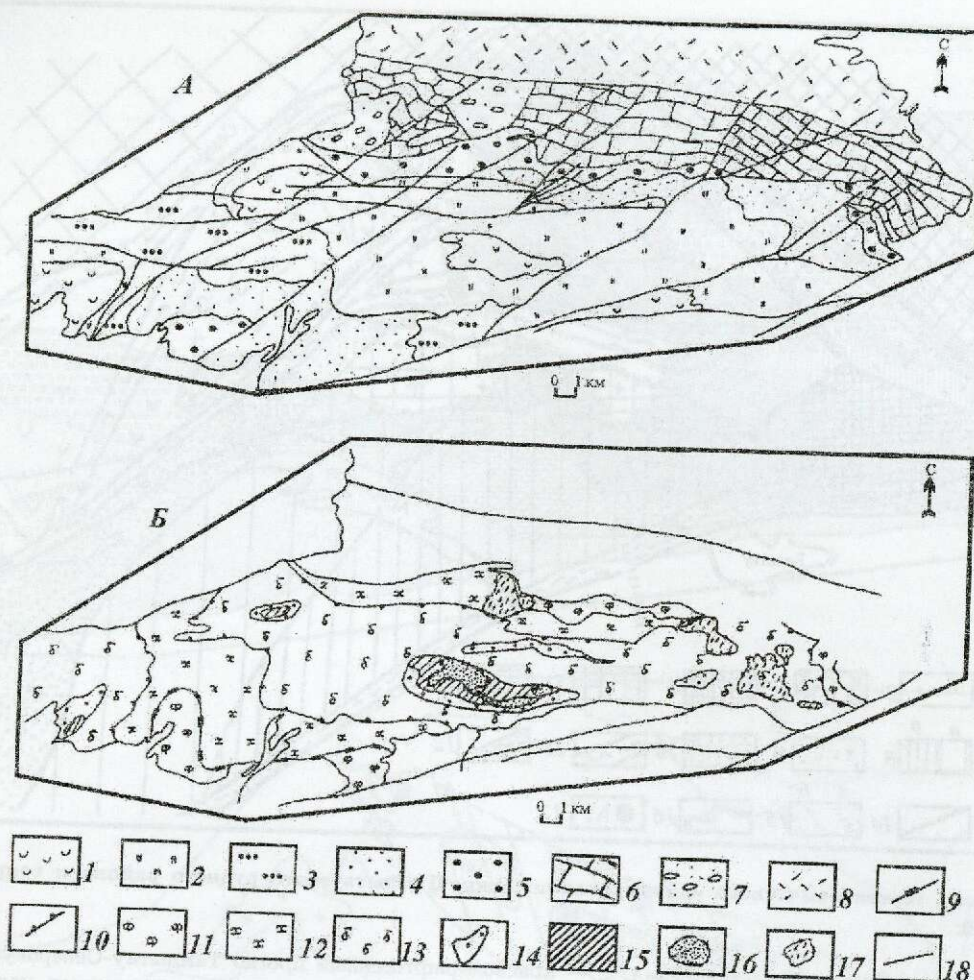


Рис. 3. Схематическая геологическая карта (А) и схема распространения фаций пород полифациального зонального метаморфизма (Б) Мурунтауского рудного поля:

1 — нижняя подсвита тасказганской свиты или ауминзинская свита ($C-O_1ts_1$); 2 — верхняя подсвита тасказганской свиты ($O_{1-2}ts_2$); 3 — нижняя подсвита бесапанской свиты ($O_{2-3}bs_{1-2}$) («серый бесапан»); 4 — средняя подсвита бесапанской свиты ($O_3-S_1bs_3$) («пестрый бесапан»); 5 — верхняя подсвита бесапанской свиты (S_1bs_4) («зеленый бесапан»); 6 — карбонатный комплекс (D); 7 — молассовый комплекс (C); 8 — предороженный вулканогенно-осадочный комплекс (C); 9 — изографа хлорита; 10 — то же, биотита; 11 — аспидно-филлитовая субфация фации зеленых сланцев; 12 — серицит-хлоритовая субфация фации зеленых сланцев; 13 — биотит-мусковитовая субфация фации зеленых сланцев; 14 — область интенсивной биотитизации и перекристаллизации; 15 — роговообманковые, эпидот-роговообманковые породы эпидот-амфиболовой фации; 16 — андалузит-ставролитовая субфация амфиболовой фации с проявлением процесса мигматизации; 17 — контур кварц-калшпат-флогопитовых (биотитовых) метасоматитов; 18 — разрывные нарушения

тел обусловлена сочетанием структур зон смятия (крутых и пологих) и разноориентированных разрывных нарушений.

Совмещение на одном уровне в рудонесущем рудовмещающем структурно-формационном комплексе разновозрастных метаморфических, магматических и метасоматических процессов можно считать типоморфным признаком достаточно глубоко эродированных рудных районов.

Мурунтауский рудный район (рис. 2) локализован в периферической части ЦКП в

пределах палеоподнятия Южного Тамдытау, на границе с долгоживущим рифтогенным прогибом Северного Тамдытау, где мощность разреза вулканогенно-терригенных и карбонатных формаций протерозойского и палеозойского возраста достигает 14 км [7].

На ранней стадии (в позднем протерозое — раннем палеозое) территория района развивалась на континентальном подножии как краевой рифтогенный прогиб Тамдытау-Северонуратинского глубинного разлома, разделяющего каледониды Срединного

Тянь-Шаня и герциниды Южного Тянь-Шаня. В период рифтогенеза непосредственно на кристаллическом фундаменте накапливались породы вулканогенно-терригенной (толеит-базальтовой) и кремнисто-доломитовой формаций. Перекрывали их мощные (около 5 км) отложения терригенного комплекса.

На инверсионно-раннеорогенном этапе на уровне залегания рифтогенной толеит-базальтовой толщи формировался комплекс интрузий субщелочных гранитоидов. Дайки и силлы сиенит-диоритов, граносиенитов, диоритовых порфириров, лампрофиров этого комплекса внедрялись в вышележащую терригенную толщу, где проявились крутопадающие зоны смятия с интенсивным динамометаморфизмом, пологие шарьяжи и надвиги.

На позднеорогенном этапе герцинская складчатая структура Южного Тамдытау существенно усложнилась. Окончательно оформилась Тасказганская антиклиналь, в строении которой участвовали девонские известняки [10]. Широкое развитие получили наложенные структуры: зоны штамповой меридиональной складчатости и серия секущих северо-восточных разломов. На участке виргации Тамдытау-Северонуратинского глубинного разлома на Центральную и Южную ветви обособился блок рудного района (см. рис. 2). На его флангах интенсивная магматическая деятельность обусловила формирование зонально построенного поля прогрессивного метаморфизма, внедрение интрузий параавтохтонных граносиенит-диоритов-адамеллитов, комплекса даек, образование предрудных и околорудных метасоматитов и руд. Общие размеры полифациального поля метаморфизма составляют 10×50 км. Оно конформно пликативной структуре и характеризуется последовательной сменой фаций от амфиболитовой (в центре) до мусковит-хлоритовой на периферии [1, 2, 11]. Наибольшей по площади является зона биотит-мусковитовых изменений. Положение метаморфических зон контролируется также продольными глубинными субширотными разломами (рис. 3). В метаморфическом поле гранитоиды Сардаринского гранит-адамеллитового массива занимают крайнюю фланговую позицию. Они локализованы в створе Тамдытау-Северонуратинского разлома и от Мурунтауского рудного поля отстоят на 4—5 км.

Непосредственно на территории Мурунтауского рудного поля, наряду с дайками и силлами раннеорогенного этапа, достаточно широко развиты дайки и штоки гранодиорит-порфириров и плагиогранит-порфириров.

С каждой из этих двух разновозрастных групп интрузивных тел связаны определенные метасоматические образования. Наиболее ранние отвечают регрессивной стадии прогрессивного плутонического метаморфизма. Это прежде всего дорудные и непродуктивные на золото мелкие метаморфогенные прожилки кварц-альбит-хлоритового с карбонатом и пиритом состава. Они распространены по всей территории рудного района со сгущением в отдельных полях. Содержание золота в них 0,0n—0,n г/т. К этой же возрастной группе относятся раннерудные метасоматиты кварц-калишпат-флогопитового состава, приуроченные к фланговым зонам рудных полей (Косманачинское и Мурунтауское). Наиболее интенсивно такие метасоматиты проявлены в Мурунтауском поле, где с ними связаны мощные стратиформные зоны полевошпат-доломит-кварцевых изменений с золото-шеелит-кварцевой, золото-полевошпат-кварцевой и золото-арсенопирит-кварцевой минерализацией [5]. Другие метасоматиты представлены эйситами, которые развиты только в пределах отдельных месторождений центральной части Мурунтауского поля. С ними связана золото-кварц-пирит-арсенопиритовая, пирит-турмалиновая и халькопирит-марказит-пиритовая минерализация.

На поздней стадии орогенного этапа сформировались сереброносные кварцевые жилы с галенитом, сфалеритом и сульфосолями. Они развиты на самом Мурунтауском поле и на периферийных по положению месторождениях Косманачинского поля, что в целом подчеркивает минералого-геохимическую зональность, связанную с единым рудогенерирующим очагом параавтохтонного магматизма.

Даугызтау-Амантайский рудный узел тяготеет к области сопряжения двух основных палеоструктур провинции — ЦКП и НП, и именно этим определяется его позиция на участке пересечения различно ориентированных каледонских по заложению конседиментационных региональных разломов восток-северо-восточного субширотного и северо-северо-западного близмеридионального направлений. Субширотная структура конформна малоамплитудному раннегеосинклинальному поднятию. Продольные разломы окаймляют протяженную антиклинальную складку, возникшую на месте поднятия в начале орогенного этапа. На поздних стадиях герцинского орогенного этапа произошла существенная перестройка структурного плана и наиболее активно проявилась

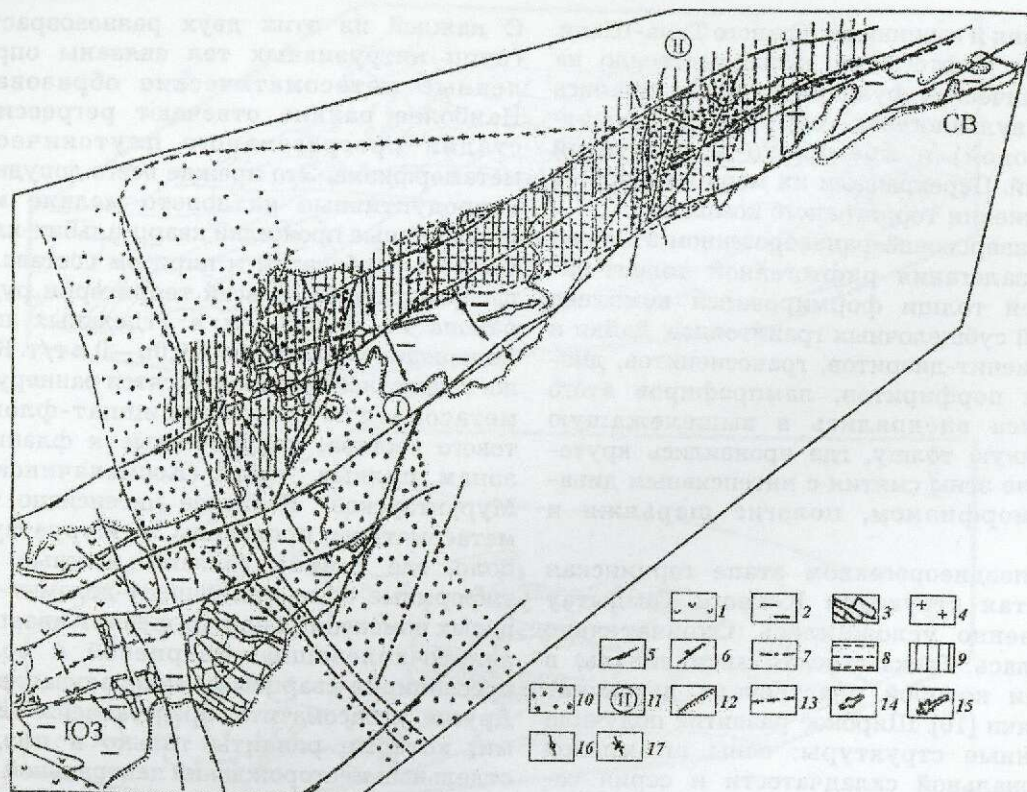


Рис. 4. Схема соотношения полей метасоматитов с ареалом прогрессивного метаморфизма в Даугызтау-Амантайском рудном узле:

геологические формации раннего — среднего палеозоя: 1 — вулканогенно-терригенно-кремнистая, 2 — терригенная флишиодная, 3 — карбонатная; 4 — скрытые массивы гранитоидов; разрывные нарушения: 5 — продольные раннеорогенные разломы субширотной ориентировки, 6 — поперечные разрывы северо-северо-западного направления, 7 — то же, северо-северо-восточного направления; 8 — ареал термально-купольных изменений прогрессивного метаморфизма; 9 — ареал дорудных хлорит-(альбит)-кварцевых метасоматитов; 10 — ареал околорудных метасоматитов безрезитового типа; 11 — рудные поля (I — Даугызтауское, II — Амантайское); 12 — границы выходов палеозойского основания, перекрытого чехлом платформенных мезокайнозойских отложений; 13 — контур гранитоидного массива на глубине 3—4 км; оси раннеорогенных субширотных складок: 14 — антиклиналей, 15 — синклиналей; оси наложенных позднеорогенных складок близмеридионального направления: 16 — антиклиналей, 17 — синклиналей

наложенная меридиональная штамповая складчатость, в которую оказались вовлечены карбонатные толщи девонского возраста. Она захватывает центральную часть узла, которая в поперечном сечении представляет собой асимметричную флексурообразную синклиналь с вертикальной амплитудой 1,5—2 км. Ее западное крутое крыло осложнено региональным северо-северо-западным разломом, определяющим позицию всего рудного узла (рис. 4).

Региональный прогрессивный метаморфизм преобразовал породы терригенной флишиодной толщи до филлитовой фации, а нижележащие раннегеосинклинальные вулканогенно-терригенные отложения до серицит-хлоритовой зеленосланцевой. В восточной части территории рудного узла среди филли-

товых комплексов откартирована локальная термокупольная структура (ТКС). В ней широко проявлены кварцитизация пород и серицит-(мусковит-альбит)-кварцевые новообразования с бластозернистыми структурами, что, по представлениям Н.И.Назаровой и Б.Я.Хоревой [5, 11], соответствует самым верхним срезам термальной метаморфической антиклиналей.

Термокупольная структура по размерам существенно уступает метаморфическим структурам Ауминзатауского и Мурунтауского районов; при ширине 4—5 км она вытянута по латерали на 10—11 км. Она совмещена с субширотной антиклинальной складкой, образовавшейся на месте раннепалеозойского палеоподнятия, ограниченного разломами и затронутого позднеорогенными

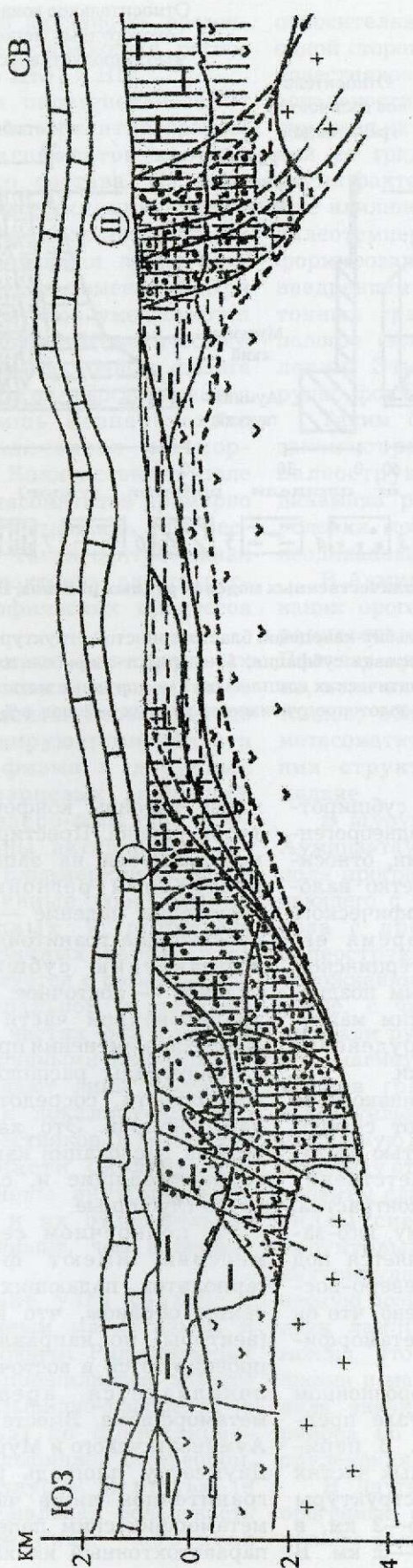


Рис. 5. Разрез к схеме соотношения полей метасоматитов с ареалом прогрессивного метаморфизма в Даугызтау-Амантайском рудном узле:

усл. обозн. см. рис. 4

Изменение фаций прогрессивного метаморфизма по вертикали

Относительное количество дорудных и околорудных метасоматитов в связи с золотопроductивностью районов (узлов)

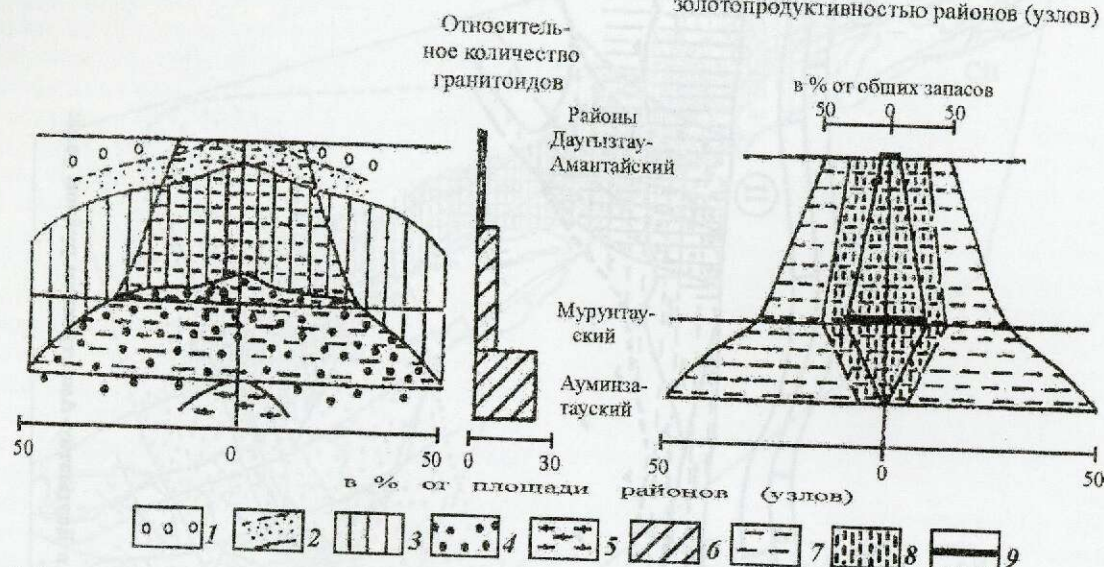


Рис. 6. Сравнительная характеристика количественных моделей рудных районов, Центральные Кызылкумы:

1 — филлиты, 2 — филлиты с серицит-альбит-кварцевой бластозернистой структурой агрегатов; 3 — серицит-хлоритовая субфация; 4 — хлорит-биотитовая субфация; 5 — эпидот-амфиболитовая фация; 6 — удельные площади развития параавтохтонных магматических комплексов; 7 — дорудные метасоматиты; 8 — околорудные (синрудные) метасоматиты; 9 — удельная золотопроductивность рудных районов, в % от общей суммы запасов по всем уровням, показанным на модели

пликативными дислокациями. Эта субширотная структура завуалирована позднеорогенными пликативными дислокациями, относительно которых ТКС является четко наложенной. Такая позиция метаморфического поля позволяет датировать время его образования как позднеорогенное герцинское, близодновременное с гранитоидным позднекаменноугольным — раннепермским магматизмом, с которым золотое оруденение провинции связано парагенетически.

Внутреннее строение ТКС неодинаково: ее юго-западная часть отличается от северо-восточной меньшей интенсивностью метаморфических процессов. Соответственно юго-западная ее граница менее контрастна, чем северо-восточная. По-видимому, юго-западный фланг ТКС полого склоняется под экранирующие известняки, а северо-восточный падает круто и не исключено, что он соответствует корневой части метаморфической структуры в целом (рис. 5).

Гранитоидные батолиты на эрозионном срезе отсутствуют и в рудном узле представлены скрытыми массивами. В периферических наиболее эродированных частях поперечного сечения региональной структуры они локализуются на глубине 1,5—2 км, в центральной части на глубине 3—5 км. В

плане массивы конформны с общей структурой района. Простираение кромки массива, находящегося на западе, совпадает с направлением региональной наложенной структуры, падение — западное. На востоке простираение гранитоидных тел параллельно направлению субширотных разломов, падение — восточное. В восточной наиболее эродированной части узла, где метаморфические изменения проявлены максимально, а гранитоиды расположены ближе всего к поверхности, сосредоточен максимум даек лампрофиров. Это характеризует субширотные дислокации как структуры магмо- и тепловыводящие и, следовательно, достаточно глубинные.

В поперечном сечении интрузивные массивы имеют форму уплощенных гарполитов, падающих к западу и востоку таким образом, что их осевые плоскости (векторы) по направлению к поверхности проецируются в восточной части узла, где и локализуется ареал прогрессивного метаморфизма. Вместе с тем, в отличие от Ауминзатауского и Мурунтауского районов, в Даугызтау площадь распространения тел гранитоидов лишь частично совпадает с метаморфическим полем. Это подтверждает параавтохтонный их характер и достаточно

высокую тектоническую активность орогенного этапа на участке сопряжения региональных палеоструктур ЦКП и НП.

Пространственно и парагенетически с ТКС связан субширотно ориентированный ареал дорудных метасоматитов хлорит-полевошпат-кварцевого состава. На юго-западе он постепенно выклинивается и контролируется восточно-северо-восточными разломами, как бы продолжая ареал прогрессивно-метаморфических изменений. При этом в составе метасоматитов уменьшаются количество альбита и доля метасоматического окварцевания. На северо-восточном фланге ТКС ареал метасоматитов выклинивается достаточно резко, лишь незначительно продолжая по латерали ареал метаморфических изменений. Количественно поле развития дорудных метасоматитов примерно в два раза превышает площадь прогрессивного метаморфизма. Такая центробежная тенденция в целом характерна для регрессивной ветви метаморфических процессов [12].

Зоны продуктивных околорудных серицит-карбонат-пиритовых метасоматитов безрезитового типа развиты несогласно со структурами, контролирующими области проявления метаморфизма и дорудных хлорит-полевошпат-кварцевых изменений. Они имеют северо-северо-западное простирание и обусловлены активностью наложенных орогенных близмеридиональных структур. Количественные соотношения площадей околорудных и дорудных метасоматитов в различных частях узла неодинаковы, что согласуется с региональной зональностью. В центральной и западной менее эродированных частях они развиты наиболее широко и с дорудными изменениями пространственно совпадают лишь частично. Максимум оруденения локализуется под экраном девонских известняков. В восточной глубоко срезанной части околорудные метасоматиты заключены внутри ореола дорудных изменений и их относительное количество заметно меньше, чем в первом случае (рис. 6).

Золотое оруденение узла связано с герцинским гранитоидным магматизмом и является полиформационным. Ряд формаций варьирует от жильно-прожилковой золото-кварцевой и золото-сульфидно-кварцевой (в восточной части узла) до прожилково-вкрапленной золото-сульфидной с серебром, сурьмой, селеном, теллуrom и ртутью (в западной). Такая региональная зональность обусловлена положением объектов

относительно магматического источника, с одной стороны, и экранирующей поверхности известняков — с другой. Главная особенность зональности, которая по горизонтали фиксируется на расстоянии 10—12 км, — невысокий ее градиент. Это увязывается нами с двумя факторами. Первый — термостатирующее влияние известняков, второй — наличие палеотемпературного поля, определившего формирование ТКС непосредственно перед внедрением рудогенерирующих параавтохтонных гранитоидов. Данное поле имело пологое склонение в юго-западном направлении. Этим объясняется полнота ряда рудно-формационной зональности.

Таким образом, рудные районы (узлы) занимают различную позицию в региональной палеоструктуре провинции, поэтому их динамика развития, внутреннее строение и условия локализации золотого оруденения неодинаковы.

В Ауминзатауском рудном районе дислокации орогенного этапа в целом наследуют раннегеосинклинальную палеоструктуру. Поэтому ареал прогрессивного метаморфизма, зона внедрения параавтохтонных гранитоидов, области дорудных и околорудных метасоматитов совмещены с каркасом древних структур, а золоторудные объекты мелкие.

В Мурунтауском рудном районе, как и в Ауминзатауском, наблюдается конформность поля прогрессивного метаморфизма и совпадающего с ним ареала дорудного метасоматоза с древней раннегеосинклинальной палеоструктурой. Отличие заключается в усложнении структурного плана на орогенном этапе, с чем связано рассредоточение по площади рудного района проявлений орогенной магматической деятельности. Крупный массив гранитов-адамеллитов занимает относительно Мурунтауского рудного поля фланговую позицию и располагается в 4—5 км к востоку от него. В центральной части района развиты слабо эродированные штоки, дайки, силлы сиенит-диоритов, граносиенитов, биотитовых гранодиоритов, являющиеся внутрирудными образованиями. Периферическую позицию занимают пояса пострудных даек лампрофиров и плагиогранитов. Возможно, что разобщенность полей метаморфизма и магматических образований обусловила значительную протяженность рудного района по латерали и крупные масштабы оруденения.

В Даугызтау-Амантайском рудном узле орогенные структуры несогласны с простиранием раннегеосинклинальных деформаций

Зависимость интенсивности наложенных процессов от смены ориентировки контролирующих их структур в основных золоторудных районах ЦКП

Рудный район	Рудная формация	Степень эродированности	Характеристика наложенных процессов			
			Объект	Доля от площади района, %	Состав	Ориентировка контролирующих структур
Даугызтау-Амантайский	Золото-сульфидная с серебром, золото-сульфидно-кварцевая, золото-кварцевая	Слабая	Зоны околорудных метасоматитов	20	Изменения березитового типа и аргиллизиты	Поперечные
			Поле дорудных метасоматитов	30	Хлорит(альбит)-кварцевые	То же
			Поле прогрессивного метаморфизма (ТКС)	15	Филлиты, серицит-хлоритовая субфация	«
Мурунтауский	Золото-редкометалльная, золото-кварцевая, золото-серебряная	Средняя	Зоны околорудных метасоматитов	30	Гумбеиты, березиты	Продольные, поперечные
			Поле дорудных метасоматитов	60	Альбит-кварцевые и биотит-полевошпат-кварцевые	То же
			Поле прогрессивного метаморфизма (ТКС)	60	Серицит-хлоритовая, хлорит-биотитовая субфации	Продольные
Аумизатауский	Золото-редкометалльная, золото-кварцевая	Сильная	Зоны околорудных метасоматитов	10	Гумбеиты, березиты, эйситы	Продольные (незначительно поперечные)
			Поле дорудных метасоматитов	100	Альбит-кварцевые и биотит-кварцевые с пирротином	Продольные, поперечные
			Поле прогрессивного метаморфизма (ТКС)	100	Хлорит-биотитовая субфация, амфиболитовая фация	Продольные (незначительно поперечные)

и ТКС прогрессивного метаморфизма, и тела параавтохтонных гранитоидов совпадают с палеоструктурой лишь частично. Гранитоиды по структурной позиции совпадают с ТКС, но от рудных полей отстоят по вертикали на 3—5 км. Ареал дорудных метасоматитов связан и пространственно совпадает с ТКС, а зоны околорудных метасоматитов и положение рудоносных участков — нет, поскольку контролируются наложенной позднеорогенной структурой. В сочетании с подкранной позицией это обуславливает относительно высокую рассредоточенность оруденения на территории узла и средние—крупные параметры объектов.

Взаимосвязь метаморфических и метасоматических процессов с тектоническими структурами орогенного этапа рассматривается на примере вышеописанных рудных районов Кызылкумской субпровинции (таблица). Они расположены по вертикали в соответствии с общепринятым представлением о строении всей рудно-магматической колонны в целом. Показано, что если на верхних срезах в отличие от нижних структур развиваются унаследованно, то изменения площадей различных по составу наложенных преобразований наиболее резкие (контрастные). И, напротив, при смене деформационных структур контрастность в изменении площадей ареалов заметно понижается. Первая ситуация в самом общем случае фиксирует повышенную проницаемость контролирующих структур, и поэтому площади преобразованных пород, при прочих равных условиях, могут существенно меняться по вертикали. Вторая ситуация свидетельствует о пониженной проницаемости структур, что определяет сравнительно выдержанные по вертикали параметры метаморфических и рудно-метасоматических полей. Такого рода сопоставления перспективных площадей, локализирующихся в пределах единых металлогенических зон (подзон) на разных уровнях среза, делают их прогноз более целенаправленным и позволяют оптимизировать планирование ревизионно-поисковых работ (см. рис. 6).

Итак, установлены пространственная связь прогрессивного метаморфизма и предрудного метасоматоза со структурами геосинклинального этапа, а также контроль околорудных метасоматитов и оруденения структурами орогенного этапа. Данные по количественной характеристике соотношения площадей с указанными процессами могут быть использованы для предварительной оценки масштабов оруденения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ажгирей Д.Г. Типовые модели строения и условий формирования золоторудных полей и месторождений в углисто-терригенных толщах Южного Тянь-Шаня // Сборник статей ЦНИГРИ. М., 1986. Вып. 212. С. 55—60.
2. Ажгирей Д.Г., Арифулов Ч.Х., Светлов С.А. Зональность полифациального штокверкового золото-кварцевого месторождения в углисто-терригенной толще // Генетические модели эндогенных рудных формаций. Новосибирск, 1985.
3. Бухарин А.К. О домезозойских поперечных структурах Урало-Тяньшаньского пояса // Региональная геология Средней Азии. Ташкент, 1979. Вып. 2. С. 22—33.
4. Бухарин А.К., Масленикова И.А., Пятков А.К. Домезозойские структурно-формационные зоны Западного Тянь-Шаня. — Ташкент: ФАН УзССР, 1985.
5. Выявление закономерностей формирования допалеозойских терригенных формаций Западного Узбекистана в связи с их рудоносностью / Н.И.Назарова, И.С.Туркина. — Ташкент: САИГИМС, 1974.
6. Гурейкин Н.Я., Зверева Е.А. О миграционной способности золота в связи с процессами слабо проявленных термально-метасоматических изменений в терригенной толще // Геология и геофизика. 1990. № 8. С. 106—113.
7. Довжиков А.Е., Пяновская И.А. Соотношение палеозойских структур Центральных Кызылкумов и хребтов Мурунтау // Советская геология. 1983. № 7. С. 73.
8. Связь золотого оруденения с плутоническим метаморфизмом в миогеосинклинальной области Южного Тянь-Шаня / Д.Г.Ажгирей, С.А.Светлов, Н.Я.Гурейкин, Т.А.Блинова, Т.Е.Анненкова // Руды и металлы. 2000. № 4. С. 47—52.
9. Прогнозирование и поиски месторождений золота / В.А.Нарсеев, Н.К.Курбанов, М.М.Константинов, Д.Г.Ажгирей и др. // Монография ЦНИГРИ. М., 1989.
10. Тектоника Западного Тянь-Шаня / А.К.Бухарин, В.Д.Брежнев, И.А.Масленикова и др. — М.: Наука, 1989.
11. Хорева Б.Я., Блюман Б.А. Полиметаморфические комплексы докембрийского фундамента палеозойских и мезозойских складчатых областей Средней Азии. — М.: Недра, 1974.
12. Шаров В.Н., Шмотов А.П., Коновалов И.В. Метасоматическая зональность и связь с ней оруденения. — Новосибирск: Наука, 1978.
13. Эволюция и соотношение зонального плутоно-метаморфизма и золотого оруденения в разных геотектонических обстановках / Д.Г.Ажгирей, С.А.Светлов, Н.Я.Гурейкин, Ю.А.Эпштейн, Т.А. Блинова, Т.Е. Анненкова // Тез. докл. Всерос. совещ. «Золотое оруденение и гранитоидный магматизм Северной Пацифики». Магадан, 1997.

УДК 553.31:551.782.2 (470.6+477.7)

© Н.И.Бойко, 2000

ПРОИСХОЖДЕНИЕ КИММЕРИЙСКИХ ЖЕЛЕЗНЫХ РУД АЗОВО-КУБАНСКОГО РЕГИОНА

Н.И.Бойко (Ростовский государственный университет)

Показано, что одним из основных факторов образования киммерийских железных руд в Азово-Кубанском регионе были подстилающие меотические мшанковые органогенные постройки, сформированные в аномальных для биогермообразования условиях терригенной седиментации. Они существенно влияли на процессы осадконакопления не только в меотическом море, но и в сменявших его понтийском и киммерийском бассейнах. В киммерийское время меотические постройки, располагаясь в виде морфологически выраженного бара в проливе, соединявшем Азово-Кубанский киммерийский суббассейн с Черным морем, препятствовали выносу рудного вещества и способствовали его дифференциации в зоне палеопролива.

Киммерийские железорудные отложения широко распространены в Азово-Кубанском регионе. Они установлены в Северном Приазовье, в восточной (Присивашской) части равнинного Крыма, на Керченском и Таманском полуостровах, в Западном и частично Центральном Предкавказье. К ним приурочены Керченское, Приазовское, Таманско-Прикубанское месторождения железных руд, а также рудоносные площади восточной части равнинного Крыма и акватории Азовского моря. Киммерийский железорудный бассейн в тектоническом отношении связан прежде всего с Индоло-Кубанским краевым прогибом и выходил за его пределы к югу в Альпийскую геосинклинальную область, на восток и запад в соседние части Скифской плиты, а на севере перекрывал не только Скифскую плиту, но и южный край докембрийского Украинского щита Восточно-Европейской платформы.

Азово-Кубанский киммерийский железорудный бассейн до недавнего времени считался важной сырьевой базой металлургической промышленности бывшего союзного государства. Железные руды бассейна относятся к широко распространенному и хорошо изученному типу оолитовых руд. Они образуются в морском мелководье в условиях теплого и влажного климата, способствовавшего формированию на прилегающей суше мощной коры выветривания и интенсивному привносу в бассейн седиментации рудных компонентов. Доказанным также считалось, что оолитовые гидрогётит-сидерит-хлоритовые руды Азово-Кубанского бассейна накапливались в прибрежно-мелководной

обстановке в заливах и лагунах, а также на участках киммерийского моря с архипелаговым ландшафтом [5, 9, 15].

После распада СССР разрабатываемые крупные рудные залежи Керченского месторождения, как и основной их потребитель — металлургический комбинат «Азовсталь» (г. Мариуполь), оказались на Украине. В этой ситуации возникла необходимость создания железорудной сырьевой базы на сопредельных, по отношению к Керченским киммерийским месторождениям, территориях России, прежде всего на Таманском полуострове. Принимая в качестве главного поискового критерия считавшуюся достоверно доказанной фациальную приуроченность промышленных скоплений железных руд к прибрежно-мелководным участкам бассейна седиментации, был проведен литолого-фациальный анализ рудовмещающих киммерийских отложений. В составе киммерийского яруса Азово-Кубанского региона были выделены следующие основные литолого-фациальные комплексы: внешнего шельфа, внутреннего шельфа и прибрежно-мелководный (рис. 1).

Отложения внешнего шельфа протягиваются неширокой полосой по северным и восточным районам Керченского полуострова, далее через одноименный пролив на Таманский полуостров, где их выходы прослеживаются в восточном направлении до городов Анапы и Крымска. В этой зоне породы киммерийского яруса залегают в локальных плоских синклиналях, разделенных антиклинальными структурами, сложенными более древними подстилающими

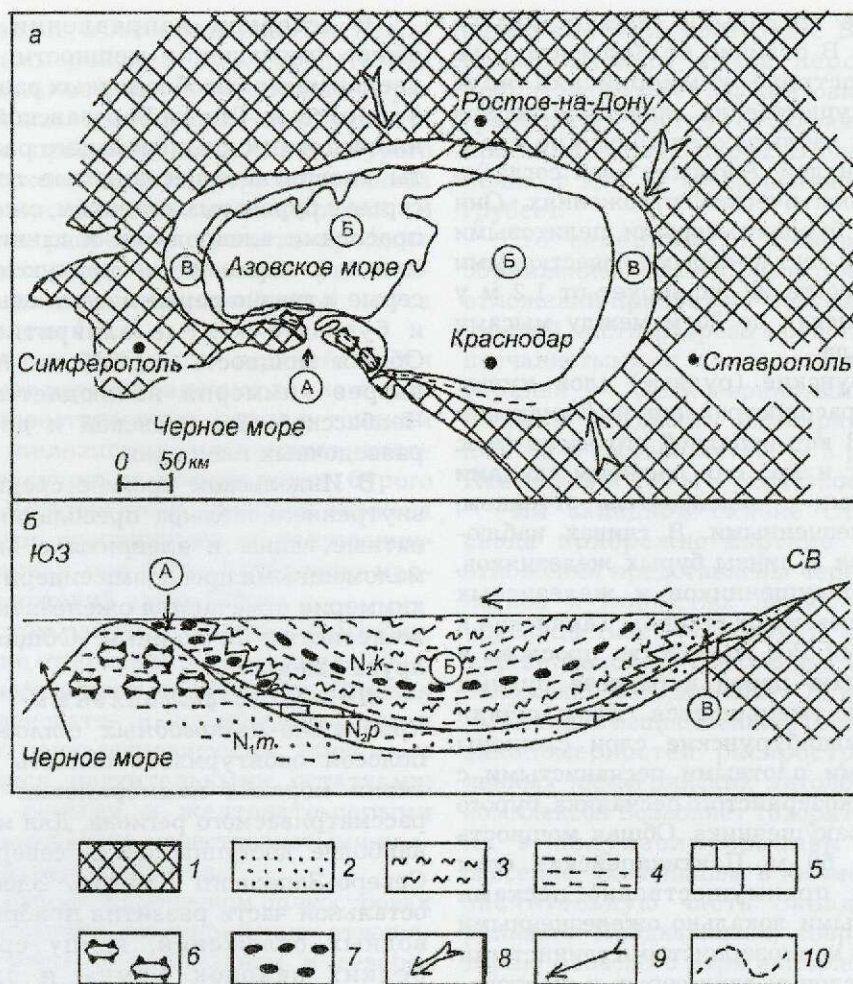


Рис. 1. Палеогеографическая схема (а) и литолого-фациальный профиль (б) Азово-Кубанского региона в киммерийское время:

1 — суша; 2 — пески, песчаники; 3 — алевроиты, алевролиты; 4 — глины; 5 — известняки; 6 — меотические мшанковые органогенные постройки; 7 — железные руды; 8 — направления выноса осадочного материала с областей денудации; 9 — направление движения опресненных морских вод из Азово-Кубанского киммерийского бассейна седиментации; 10 — современный контур выходов на поверхность отложений киммерийского яруса; литолого-фациальные комплексы отложений: А — внешнего шельфа, Б — внутреннего шельфа, В — прибрежно-мелководных

образованиями. Ярус подразделяется здесь на три части: нижнюю — азовские слои; среднюю — камышбурунские (рудные) слои; верхнюю — пантикапейские слои [13].

В синклиналях северной части Керченского полуострова азовские слои сложены зеленовато-серыми глинами и буроватыми железистыми песками с оолитами [12]; их максимальная мощность 6 м, в северо-восточных районах полуострова они отсутствуют. Рудные (камышбурунские) слои развиты более широко, чем азовские. Их отложения заполняют Кыз-Аульскую, Эльтиген-Ортельскую, Камыш-Бурунскую, Керченскую и другие крупные синклинальные структуры. Сложены рудные слои преиму-

ущественно оолитовыми железными рудами («коричневыми», «табачными» и «икряными») с конкрециями сидерита. Сплошные руды распространены по периферии синклиналей, а в осевых их частях среди рудных тел появляются линзы и прослои табачных глин, и местами вся толща состоит из чередования глин и рудных прослоев. Мощность рудных слоев 20—30 м. Верхние слои киммерийского яруса — пантикапейские — представлены серыми и зеленоватыми глинами с прослоями ожелезненных песчаников, а на отдельных участках с прослоями оолитовых железных руд. Мощность слоев достигает 50 м.

На Таманском полуострове киммерийские отложения внешнего шельфа выполняют все

синклинальные впадины и слагают крылья антиклиналей. В отличие от Керченского на данном полуострове киммерийский ярус сложен преимущественно глинами. Прослои железных руд наблюдаются только по периферии синклиналей. Азовские слои согласно залегают на понтических отложениях. Они представлены буровато-серыми пелитовыми известняками и светло-серыми известковыми глинами. Мощность их варьирует от 1,2 м у станицы Таманская до 20 м между мысами Панагия и Тузла.

Камышбурунские (рудные) слои имеют значительное распространение на Таманском полуострове. В юго-западной его части (мыс Железный Рог и др.) они сложены глинами буровато-серыми с зеленоватым оттенком, местами ожелезненными. В глинах наблюдаются прослои и линзы бурых железняков, железистых ракушечников и железистых песчаников. К северу от станицы Таманская и мыса Железный Рог количество прослоев и линз железистых пород в разрезе рудных слоев заметно уменьшается. На площади Кучугуры камышбурунские слои сложены глинами серыми плотными песчанистыми с прослоями мелкозернистого песчаника, бурого железняка и ракушечника. Общая мощность рудных слоев 60 м. Пантикапейские слои представлены преимущественно песками желтовато-серыми локально ожелезненными косослоистыми мелкозернистыми глинистыми с тонкими прослоями глиен серых и желтовато-серых известковистых. В нижней части разреза прослеживается тонкое переслаивание глиен и песков. Редко в пантикапейских слоях встречаются прослои железных руд и железисто-песчанистых ракушечников. Мощность слоев 30—50 м.

Отложения литолого-фациального комплекса внутреннего шельфа значительно распространены в изучаемом регионе. Однако на дневную поверхность они не выходят, а вскрыты скважинами в пределах Западно-Кубанского и Индольского прогибов, являющихся сегментами более крупного Индоло-Кубанского прогиба.

В осевой зоне Западно-Кубанского прогиба в основании киммерийского разреза залегает толща (40—50 м) известковистых глиен азовских слоев. Рудные (камышбурунские) слои представлены глинами известковыми с редкими прослоями (до 0,1 м) сидеритов. Максимальная мощность глиен около 300 м. В надрудной толще (до 200 м мощности), соответствующей, вероятно, пантикапейским слоям, преобладают пески и алевроиты.

В северном направлении происходит общее уменьшение мощности киммерия и увеличение роли обломочных разностей пород в его составе. Так, на Березанской структуре в нижней части киммерийского разреза вскрыты алевроитисто-песчанистые глиены светло-серые с буроватым оттенком, ожелезненные с прослоями алевролитов и глинистых песчаников, в верхней — чередуются буровато-серые и грязно-серые известковые песчаники и буровато-желтые алевроитистые глиены. Общая мощность до 345 м. Аналогичный разрез киммерия наблюдается также на Челбасской, Тимашевской и других нефте-разведочных площадях.

В Индольском прогибе среди отложений внутреннего шельфа преобладают бескарбонатные глиены и алевроиты с вивианитом и маломощными прослоями сидерита. В нижнем киммерии отмечаются ожелезненные глиены и железистые песчаники. Общая мощность яруса 120 м.

Литолого-фациальный комплекс прибрежно-мелководных отложений узкой полосой оконтуривает область распространения морских киммерийских образований рассматриваемого региона. Для изучения они наиболее доступны вдоль северного склона Северо-Западного Кавказа. Здесь, как и в остальной части развития прибрежно-мелководных отложений, ввиду сравнительно редких находок фауны и однообразия литологического состава пород, подразделить киммерийский ярус на слои не представляется возможным. Так, в бассейнах рек Псекупс, Дыш и Чибий киммерийский разрез сложен толщей желтых и бурых часто ожелезненных косослоистых мелко- и среднезернистых песков с прослоями, особенно в нижней части разреза, серых песчанистых известковых глиен. По всей толще встречаются редкие прослои железистых песчаников и конкреций бурых железняков. В основании разреза повсеместно залегают конгломераты. Общая мощность киммерийского яруса на выходах достигает 80 м, в северном направлении она увеличивается до 800 м (Ново-Дмитриевская площадь).

Западнее, в бассейне р. Убин, к прибрежно-мелководным образованиям киммерийского яруса отнесены горизонтально- и косослоистые мелкозернистые известковистые пески светло-серые с желтоватым и буроватым оттенком, содержащие редкие прослои бурого железняка и ожелезненного песка. В нижней части разреза пески глинистые ожелезненные. Общая мощность их 150 м.

Еще западнее, в бассейнах рек Иль, Зыбза и Хабль, киммерийский ярус представлен песками светло-серыми с желтовато-буроватым оттенком мелкозернистыми известковистыми с прослоями (до 0,20 м) бурого железняка, ожелезненных песка и песчаника с включениями железистых конкреций. В нижней части разреза количество прослоев ожелезненных песка и песчаника увеличивается. Мощность киммерийского яруса составляет здесь 400 м.

В Абинском районе в нижней части киммерийского разреза залегают темно-серые плотные неизвестковистые глины с тонкими прослоями железистых песчаников косо-слоистой текстуры и конкрециями бурого железняка. Верхняя часть разреза сложена желто-бурыми песчаниками и ракушечниками. Суммарная мощность прибрежно-мелководных отложений здесь 220 м.

В Крымском районе, в бассейне р. Шибик, киммерийские отложения мощностью до 200 м также подразделяются на две части. Нижняя сложена зеленовато- и коричневат-серыми пятнистыми известковистыми глинами с обуглившимися растительными остатками; верхняя — серыми и желтовато-серыми слоистыми песчанисто-известковистыми глинами с прослоями алевроитов.

На Таманском и Керченском полуостровах прибрежно-морские киммерийские отложения отсутствуют, а в западном и северо-западном направлении от последнего они прослеживаются вдоль Восточного Сиваша до Крымского перешейка. Здесь киммерийский ярус залегает на размытой поверхности понта. В нижней части разреза распространены песчаники и пески серые и буровато-коричневые, обычно ожелезненные, мелко- и среднезернистые известковистые с прослоями оолитовой железной руды и алевроитистых глин. На контакте с подстилающими породами в них встречаются кварцевые гальки и гравий, а также сидеритовые конкреции. В средней и верхней частях разреза залегают темно-серые и голубовато-серые глины с вивиянитом. В глинах имеются прослои пелитовых известняков и железных оолитовых руд. Мощность киммерия 25—80 м.

В Северном Приазовье прибрежно-морские киммерийские отложения протягиваются узкой полосой вдоль побережья. Их литологический состав относительно однообразный: серые, желтовато-серые и буровато-желтые пески, серо- и темно-зеленые песчанистые глины с включениями вивиянита, а также серые и зеленоватые песчаники с оолитами бурого железняка, переходящими в

оолитовые железные руды. В нижней части киммерийского яруса нередко залегают крупнозернистые псаммитовые породы или гравелиты, иногда с галькой и валунами кристаллических пород. В целом по направлению с юга на север обломочный материал грубеет.

По северному и северо-восточному обрамлению области развития киммерийских отложений прибрежно-морские их разности в нижней части разреза представлены серыми песчанистыми и слюдястыми глинами, а в верхней — мелкозернистыми слюдястыми песками. Мощность киммерия здесь уменьшается и составляет 200 м в районе станицы Каневская и 100 м в окрестностях г. Ейска.

На западном склоне Ставропольского свода прибрежно-морские киммерийские отложения представлены чередованием глин, песков и глинистых песков с характерной красноцветностью пород и с включениями марганцовистых конкреций. Мощность этих отложений не превышает 10 м.

Анализ вещественного состава, строения и закономерностей распространения выделенных киммерийских литолого-фациальных комплексов позволяет говорить о накоплении их в полуизолированном мелководном бассейне, охватившем в киммерийское время значительную часть Западного и Центрального Предкавказья, современную акваторию Азовского моря и прилегающую к нему с севера территорию юга Украины, северную и восточную части Керченского полуострова, а также Таманский полуостров. Характер осадконакопления в киммерийском водоеме во многом был унаследован от предшествующих этапов развития Азово-Кубанского бассейна. Но в отличие от предыдущих меотического и понтического веков его связь с относительно глубоководным Черным морем была затруднена и осуществлялась только через узкий Еникальский (Керченский) пролив [10]. Воды бассейна из-за интенсивного, особенно с северных берегов, речного стока были опреснены, что подтверждается соответствующими ассоциациями фауны. Избыточно поступавшие в киммерийский бассейн седиментации речные воды обуславливали формирование направленных с севера на юг (в зону палеопролива) течений.

Такое полуизолированное положение Азово-Кубанского бассейна седиментации в киммерийское время способствовало тому, что приносимый с окружающей суши терригенный материал в основном концентрировался здесь же. Питающими провинциями были Украинский щит, горный и равнинный Крым,

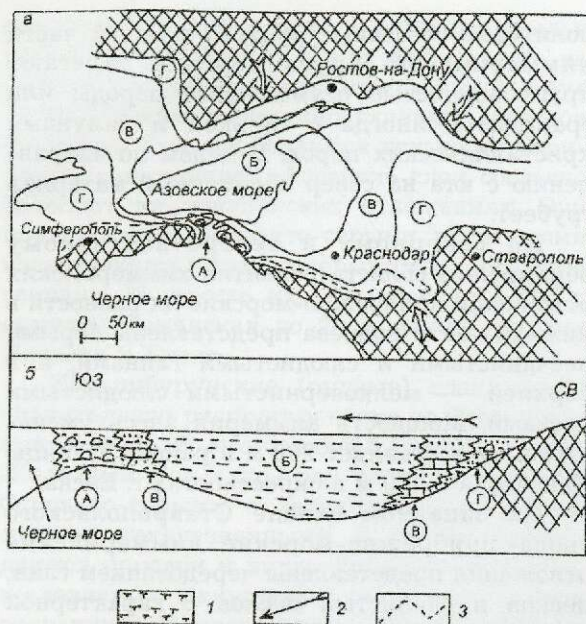


Рис. 2. Палеогеографическая схема (а) и литолого-фациальный профиль (б) Азово-Кубанского региона в меотическое время:

1 — глины известковистые; 2 — направление движения опресненных морских вод из Азово-Кубанского меотического бассейна седиментации; 3 — современный контур выходов на поверхность отложений меотического яруса; литолого-фациальные комплексы отложений: А — барьерных рифов, Б — внешнего шельфа, В — внутреннего шельфа, Г — прибрежно-мелководных; остальные усл. обозн. см. рис. 1

островные (антиклинальные) поднятия Керченско-Таманского района и Главный Кавказский хребет. При этом все эти провинции в той или иной мере являлись также источниками железа [9]. Учитывая установленную пространственную сопряженность киммерийской железорудной седиментации с грязевым вулканизмом [14], мы вполне допускаем, что источником железа могли быть и грязевые вулканы. Это предположение подтверждается накоплением железистых осадков в современных мелководных водоемах на грязевулканическом Карабетовом хребте Таманского полуострова.

Выполненные фациальные построения и палеогеографические реконструкции киммерийского осадконакопления должны были служить, как отмечалось выше, надежной основой прогнозирования железных руд. Однако анализ состава выделенных на Таманском полуострове и северном склоне Северо-Западного Кавказа прибрежно-мел-

ководных отложений киммерийского яруса, а также специально проведенные полевые работы не позволили выделить здесь промышленно перспективные площади на железные руды. То есть на практике оказалось, что далеко не со всеми прибрежно-мелководными отложениями связаны перспективные площади.

Отсутствие положительного результата на данном этапе поисков в российской части киммерийского железорудного бассейна обусловлено, на наш взгляд, тем обстоятельством, что при реконструкции условий образования киммерийских железных руд не учтена одна важная, а для определения дальнейших направлений геологоразведочных работ на железные руды в регионе, возможно, и определяющая, особенность палеогеографической обстановки. Эта особенность заключается в существенном влиянии на процессы киммерийского осадконакопления вообще и формирования железных руд, в частности, подстилающих меотических мшанковых органогенных построек, которые впервые были описаны еще в начале века Н.И. Андрусовым [1] и после этого никем практически не изучались.

Выполненный нами литолого-фациальный анализ меотических отложений рассматриваемого региона показывает, что вмещаемые ими органогенные постройки формировались в Еникальском проливе, соединявшем мелководный Азово-Кубанский меотический бассейн с относительно глубоководным Черноморским бассейном (рис. 2). Именно в этом проливе на границе участков дна с различной глубиной, обычно на крыльях сингенетично развивающихся антиклинальных структур, создавались условия, способствующие формированию такого специфического объекта, как мшанковые органогенные постройки. Причем постройки росли одновременно с накоплением глинистого материала, что нехарактерно для биогермообразования. В данном случае этому способствовало сочетание ряда факторов. К таковым относятся прежде всего активная гидродинамика, небольшая глубина, обилие света. Да и сами мшанки в связи со своими экологическими особенностями как никакой другой организм-биогермообразователь способны приспособляться к аномальным условиям. Они могут сопротивляться засыпанию осадком, сбрасывая его с себя [6]. Немаловажно и то обстоятельство, что в ядрах построек мшанки образуют кустистые колонии, т.е. являются обычными каркасными организмами, а по краям приобретают стелющиеся формы,

образуя совместно с водорослями крепкие волноустойчивые корки [11]. Именно такие корки повсеместно наблюдаются в составе мшанковых построек Азово-Кубанского региона.

Несомненно, биогермообразованию в Еникальском проливе благоприятствовало и наличие необходимого для активного развития мшанок количества питательных веществ, поставляемых направленными течениями со стороны Азово-Кубанского моря. Эти течения, обусловленные избыточно поступавшей в меотический бассейн седиментации пресной водой речного стока, выносили также через Еникальский пролив в Черное море тонкий (преимущественно глинистый) материал. А так как в проливе в это время формировались морфологически выраженные в рельефе дна мшанковые постройки, то пелитовый осадок задерживался здесь и совместно с постройками образовывал своего рода баровый барьер между Азово-Кубанским и Черноморским бассейнами. Барьер, как показывает изучение геологических материалов по району исследований, существенно влиял на процессы осадконакопления не только в меотическом море, но и в сменившем его понтическом бассейне седиментации. В это время постройки в силу своей морфологической выраженности не только формировали подводный рельеф в зоне мелководного Еникальского пролива, но на отдельных участках, прежде всего в его западной части, представляли собой острова наподобие прекративших рост атоллов.

Аналогичная палеообстановка в зоне Еникальского пролива сохранилась и в киммерийское время, что подтверждают приведенные выше результаты литолого-фациального анализа. Подстилающие меотические органогенные постройки и в это время продолжали существенно влиять на процессы осадконакопления. Прежде всего они, находясь в единственно оставшемся проливе, соединявшем Азово-Кубанский киммерийский суббассейн с Черным морем, из-за своей морфологической выраженности продолжали играть роль бара (см. рис. 1). Именно этот бар препятствовал выносу терригенного материала и рудного вещества из Азово-Кубанского водоема. Поступавшие с северной, западной и восточной суши железо и другие рудные компоненты направленными с севера на юг течениями переносились в сторону Еникальского пролива, где в основной своей массе осаждались в пределах барового сооружения, представленного в первую очередь морфологически положительно

выраженными в рельефе дна пролива меотическими постройками.

Как известно, любая геоморфологическая выраженность, даже крайне незначительная, приводит к изменениям динамики среды осадконакопления, что резко сказывается на составе осадков. Как установлено [4, 8], при пересечении потоком геоморфологически выраженной структуры скорости на своде возрастают, а на крыльях и тем более в западинах и у основания уменьшаются. Это происходит по двум причинам: 1) через разные сечения за одно и то же время должен пройти одинаковый объем воды; 2) в западинах дна вода в некоторой степени выключается из активного движения. Таким образом, геоморфологически отрицательные межрифовые и пририфовые участки внешнего шельфа Азово-Кубанского киммерийского моря в силу меньшей энергонасыщенности являлись, с одной стороны, ловушкой для тяжелых минералов и рудного вещества, а с другой — отстойником, где накапливался тонкий (в основном пелитовый и алевроитовый) материал легкой фракции. Такую же роль, по мнению Г.А.Каледа [7], играли западины и синклинали, расположенные на относительно крупной, конседиментационно развивавшейся антиклинали Гальча-Баши (Южная Фергана).

Частично рудное вещество осаждалось и на путях миграции, прежде всего в прибрежно-мелководной зоне. Но основная его часть накапливалась в зоне барового тела, преграждавшего вынос терригенного материала через палеопрогиб. Именно этим объясняется тот факт, что, несмотря на широкое распространение киммерийских железистых пород в рассматриваемом районе, промышленные месторождения железных руд установлены только в палеопроливе, причем именно в зонах биогермного палеобарьера.

Немаловажное значение меотических органогенных построек в киммерийском рудообразовании заключается также в их влиянии на распределение железных руд непосредственно в зоне палеопролива. Предыдущими исследователями показано, по крайней мере для Керченского полуострова, что наиболее богатые руды формировались по склонам антиклинальных структур и качество их резко ухудшалось в сторону разделяющих синклиналей. Но при этом никто не заметил, что железные руды окаймляют не все антиклинальные зоны, а только те из них, которые сами обрамляются меотическими рифогенными постройками. В том случае, когда такие

постройки отсутствуют, отсутствуют и железные руды или их качество резко снижается. При этом, как видно на примере Камыш-Бурунской, Керченской, Чегене-Акташской и других синклиналей, наиболее богатые железные руды залегают не по всему периметру структуры, а только непосредственно к югу за меотическими постройками. В этом случае роль построек состояла в том, что они препятствовали разубоживанию железистых осадков терригенным материалом, выносимым направленными течениями из Азово-Кубанского в Черноморский суббассейн.

Нельзя не обратить также внимание на то обстоятельство, что практически все исследователи отмечают сортирующую роль морских вод в процессе накопления киммерийских железистых осадков. Не отрицая значения этого фактора следует лишь добавить, что сложный рельеф зоны промышленного рудообразования во многом обуславливался наличием выступающих на дне органогенных построек. Именно с зонами предшествующего биогермообразования связаны наиболее богатые оолитовые и так называемые «икряные» руды.

Рассмотренные факты сопряженности киммерийской железорудной седиментации с меотическим биогермообразованием указывают на необходимость учета при построении генетических моделей рудных месторождений не только сингенетичного [2, 3], но и предшествующего по времени биогермообразования. Без этого генетические реконструкции будут неполными, а в ряде случаев, возможно, и необъективными.

Работа выполнена при финансовой поддержке Федеральной целевой программы «Интеграция» (проект 5.1-253/34).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андрусов Н.И. Ископаемые мшанковые рифы Керченского и Таманского полуостровов // Избранные труды. М., 1961. Т. I. С. 395—540.
2. Бойко Н.И. Геохимические особенности рифогенных образований // Литология и полезные ископаемые. 1998. № 2. С. 145—152.
3. Бойко Н.И. К металлогении рифогенных комплексов // Руды и металлы. 1999. № 6. С. 18—25.
4. Великинов М.А. Руслый процесс. — М.: Изд-во физ.-мат. литературы, 1958.
5. Голубовская Е.В. О происхождении «коричневых» руд Керченских железорудных месторождений // Литология и полезные ископаемые. 1999. № 3. С. 244—251.
6. Ископаемые органогенные постройки, рифы, методы их изучения и нефтегазоносность / И.К.Королук, М.В.Михайлова, А.И.Равикович и др. — М.: Наука, 1975.
7. Каледа Г.А. О влиянии конседиментационных структур на формирование гранулометрического и минерального состава отложений (на примере антиклиналей Гальча-Баши, Южная Фергана) // Литология и полезные ископаемые. 1969. № 1. С. 131—141.
8. Каледа Г.А. Вопросы методики изучения изменчивости состава и физических свойств горных пород на тектонических структурах // Вопросы методики изучения литологии в нефтегазоносных областях. М., 1970. Вып. 91. С. 93—107 (Тр. ВНИГНИ).
9. Керченский железорудный бассейн / В.А.Арбузов, Л.Г.Бобрушкин, А.У.Литвиненко и др. — М.: Недра, 1967.
10. Колесников В.П. Верхний миоцен (сарматский ярус, меотический ярус) // Стратиграфия СССР. Неогеновая система. Москва—Ленинград, 1940. Т. XII. С. 223—373.
11. Кузнецов В.Г. Геология рифов и их нефтегазоносность. — М.: Недра, 1978.
12. Руководство по учебной геологической практике в Крыму. Т. II. Геология Крымского полуострова. — М.: Недра, 1973.
13. Стратиграфия СССР. Неогеновая система. — М.: Недра, 1986. Т. 2.
14. Шнюков Е.Ф. Генезис киммерийских железных руд Азово-Черноморской рудной провинции. — Киев: Наукова думка, 1965.
15. Юрк Ю.Ю., Шнюков Е.Ф., Лебедев Ю.С., Кириченко О.Н. Минералогия железорудной формации Керченского бассейна. — Симферополь: Крымиздат, 1960.

УДК 550.837.75 (571.56)

© Коллектив авторов, 2000

ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КИМБЕРЛИТОВ И ВМЕЩАЮЩИХ ИХ ПОРОД НАКЫНСКОГО ПОЛЯ ЯКУТИИ

Н.Н.Зинчук, А.Т.Бондаренко, М.Н.Гарат, А.Б.Пыстин, Г.В.Колесников,
Ю.Б.Стегницкий (АК «АЛРОСА»)

Изучены петрофизические характеристики криогенных терригенно-карбонатных осадочных пород ордовикского возраста и кимберлитов диатрем Ботуобинская и Нюрбинская Накынского поля Якутии. Построена параметрическая прогнозно-поисковая петрорадиоволновая физическая модель поля, позволяющая при геолого-геофизических работах обнаруживать наземными и скважинными электроразведочными методами трубчатые тела, карсты и разломные нарушения.

С открытия в 1994—1996 гг. алмазоносных кимберлитовых трубок Ботуобинская и Нюрбинская на водоразделе рек Ханья — Накын в Среднемархинском районе началось освоение в Якутской алмазоносной провинции нового Накынского кимберлитового поля [10]. В настоящей работе приведены первые результаты экспериментальных измерений электрических, радиоволновых, магнитных и других петрофизических параметров на образцах криогенных кимберлитов и вмещающих их терригенно-карбонатных пород поля. Эти данные необходимы для создания геоэлектрической и радиоволновой геомodelей месторождений алмазов Накынского кимберлитового поля и интерпретации результатов, полученных с помощью поисковых геолого-геофизических методов [2, 4, 6, 10, 12, 14, 15, 17].

Для решения поставленных задач нами проведены измерения на одних и тех же образцах кимберлитов и вмещающих их терригенно-карбонатных пород удельного электрического сопротивления на постоянном токе ρ_0 и в диапазоне электромагнитных частот f радиогеоэлектрической 0,2—36 МГц эффективного удельного электрического сопротивления $\rho_{эф}$, относительной диэлектрической проницаемости ϵ/ϵ_0 , позволяющих вычислять по ним мнимую часть волнового числа коэффициента поглощения электромагнитной энергии радиоволн k'' , определяющего эффективную дальность межскважинного радиопросвечивания, плотности σ , открытой пористости n и водонасыщенности (льдистости) W . Петрофизические параметры измерялись на предельно водонасыщенных слабоминерализованной водой 0,5 г/л и мерзлых терригенно-карбонатных породах

олдондинской свиты нижнего ордовика O_{10l} и кимберлитах трубок Ботуобинская и Нюрбинская при температуре -3°C . Для выявления влияния температур на петроэлектрические параметры в широком интервале измерено электрическое сопротивление при температурах $+18$ — $(-3...-25^\circ\text{C})$. Магнитная восприимчивость χ измерялась при комнатной температуре. Проведенные измерения петроэлектрических параметров весьма важны при прогнозных поисках полностью погребенных под мощным чехлом терригенных юрских пород кимберлитовых трубок методом межскважинного радиоволнового просвечивания [2, 4—6, 9, 12]. Этим методом можно обнаруживать кимберлитовые тела, а также другие геологические и геолого-структурные среды, характеризующиеся аномально низкими электрическими сопротивлениями. Отметим при этом, что методом межскважинного радиопросвечивания в криогенных условиях Западной Сибири в комплексе с поисковым бурением по сети 500×500 м с переуглублением скважин на 50 м в коренные вмещающие породы в Далдыно-Алакитском районе сотрудниками ЯНИГП и ЦНИГРИ открыты четыре кимберлитовые трубки, названные ЦНИГРИ, Радиоволновая, 30 лет Айхалу и 40 лет АмГРЭ [5]. Измерения электрических параметров в диапазоне рабочих частот радиоволнового просвечивания были выполнены резонансным методом с использованием измерителей добротности и емкости и специальных измерительных устройств по методике, приведенной в работах [3, 11].

Среднемархинский алмазоносный район находится в области сочленения трех крупных структур Сибирской платформы: южной

части Анабарской антеклизы, северо-западного борта Патомо-Вилуйского авлакогена и северо-восточной части Тунгусской синеклизы. В строении региона выделяют два структурных этажа: нижний архейский, отвечающий кристаллическому фундаменту, и верхний, соответствующий осадочному чехлу платформы. Нижний структурный этаж испытывает юго-восточное погружение. Глубина залегания фундамента до 4 км. Верхний подразделен на позднепротерозойский — раннепалеозойский, среднепалеозойский, позднепалеозойский — раннепалеозойский, средне-позднемезозойский и кайнозойский структурные ярусы. Позднепротерозойский — раннепалеозойский структурный ярус представлен терригенно-карбонатными породами, не выходящими на дневную поверхность; среднепалеозойский — терригенно-карбонатными породами среднего и верхнего ордовика, нижнего силура, вулканогенно-осадочной толщей девона. Верхнепалеозойские отложения со стратиграфическим несогласием залегают на породах нижнего и среднего палеозоя и представлены осадками пермского возраста. Средне-позднемезозойский ярус также несогласно залегает на палеозойских и нижнемезозойских образованиях и сложен преимущественно морскими осадками юры. Кайнозойский ярус — неоген-четвертичные отложения, имеющие площадное распространение и небольшие мощности. Осадочный чехол характеризуется развитием в днищах долин нижнепалеозойских терригенно-карбонатных пород эрозионно-денудационного цоколя, а на водораздельных пространствах — терригенных отложений юры ипокровных полигенных образований эйской свиты кайнозоя. Размытая поверхность карбонатных пород нижнего палеозоя подстилается глинисто-обломочными образованиями коры выветривания поздне триасового — раннеюрского возраста и пролювиально-делювиальными брекчиями, выполняющими эрозионно-карстовые формы древнего юрского рельефа.

Магматические образования района представлены породами среднепалеозойской трапповой формации, связанной с Вилуйско-Мархинской магноподводящей зоной, в пределах которой установлены все фациальные формы проявления основного магматизма — интрузивная, эффузивная и туфогенная, а также среднепалеозойские кимберлитовые тела (трубки взрыва).

Общие данные по Вилуйско-Мархинской тектономагматической зоне [17] указывают на

ее расширение на северо-восток (до 150 км в бассейне р. Тюнг). Она состоит из трех параллельных ветвей, находящихся друг от друга на расстоянии до 30 км. Северо-западная ветвь (Усть-Ханинская) шириной 10—50 км расположена в бассейнах рек Марха, Ханья, Чимидикиянь. Центральная ветвь (Дяхтарская) шириной 10—15 км частично скрыта под мезозойскими осадками и устанавливается в поле развития кембрийских пород по серии даек в бассейнах рек Марха, Тюкан, Тюнг. Юго-восточная ветвь (Накынская) шириной до 10 км прослежена в магнитном поле под мезозойским чехлом.

Открытые геологами Ботубобинской ГРЭ кимберлитовые трубки Ботубобинская и Нюрбинская приурочены к Дяхтарскому разлому северо-восточного простираения и расположены на расстоянии 3,3 км друг от друга. Они различаются формой тел, внутренним строением, петрохимическим составом, содержанием и составом минералов-спутников алмаза.

Трубка Ботубобинская размещается в истоках ручья Дяхтар-Юрэгэ. Ее длинная ось вытянута в северо-восточном направлении. По данным В.П.Серенко, В.И.Вуйко и др. [17], северо-восточная часть трубки сложена крупнообломочной кимберлитовой брекчией (нередко до туфобрекчии), содержащей 85—90% обломочного материала при подчиненной роли псевдоморфоз по оливину I и II генераций. Брекчия цементируется тонкозернистой хлорит-серпентин-карбонатной массой с широко развитой пиритизацией породы. В юго-западной части диатремы преобладают порфиновые кимберлиты с массивной текстурой и крупнопорфировой структурой и автолитовые кимберлитовые брекчии (АКБ) с автолитовой текстурой ядерного типа. В составе АКБ присутствуют гранаты, хромшпинелиды, редко хромдиопсиды и ильмениты при ведущей роли хромшпинель-гранатовой ассоциации. Для кимберлитовой брекчии (КБ) характерна аналогичная ассоциация индикаторных минералов. Гранаты в кимберлитах представлены пироп-альмандинами, альмандинами из эклогитоподобных пород и пород кристаллического фундамента.

Кимберлитовая трубка Нюрбинская приурочена к водоразделу рек Ханья и Накын, где она погребена под 55-метровой толщей нижнеюрских осадков. На уровне эрозионного среза трубка в плане имеет эллипсовидную форму, вытянутую в северо-восточном направлении.

Рассматриваемые трубки прорывают алевролитисто-глинисто-карбонатные отложения олдондинской свиты и перекрываются нижнеюрскими породами (тунгская и сунтурская свиты) мощностью до 80 м. Трубка Нюрбинская сложена автолитовыми кимберлитовыми брекчиями, среди которых выделяются мелко-среднеобломочные АКБ центральной части трубки и карбонатная кимберлитовая приконтактной зоны северо-восточного и юго-западного флангов. Кора выветривания на кимберлитах обеих трубок (мощностью до 10 м) имеет характерные для нижних частей таких гипергенных толщ минерало-геохимические особенности. Это рыхлая голубовато- и зеленовато-серая глинистая порода, в которой преобладают относительно хорошо сохранившиеся ксенолиты карбонатных пород. Основная масса выветрелой породы тонкозернистая, кварц-карбонатно-глинистая. Карбонатная составляющая представлена доломитом, реже кальцитом. Тяжелая фракция породы обогащена устойчивыми минералами, включающими алмаз, пироп, хромит, и вновь образованным из растворов сидеритом. Автолитовые кимберлитовые брекчии центральной части трубки выветрелые, зеленовато- или голубовато-серого цвета, мелко-среднепорфировые. Содержание ксенолитов осадочных пород угловатой формы, размером 2—5 см, составляет 5,7—17,6%, ксенолитов метаморфических пород — 1—10%. Ксенолиты мантийных пород встречаются редко; они представлены гранатовыми серпентинитами и глиммеритами-слюдитами. Связующая масса брекчии имеет тонкозернистое строение и серпентин-карбонатный состав с участием кварца и пылевидного рудного минерала. Кимберлитовые брекчии приконтактных зон содержат до 15% мелкообломочного материала вмещающих пород, количество которого с глубиной увеличивается до 50%. Тонкозернистая связующая масса имеет серпентин-карбонатный неоднородный состав с неравномерно распределяющейся по ее объему сульфидной вкрапленностью. Неоднородность обусловлена также и переменным изменением в породе соотношения серпентина, карбоната, хлоритизированного флогопита и кварца. Для КБ приконтактных зон северо-восточного и юго-западного флангов трубки характерна автолитовая текстура с порфировой структурой породы; здесь присутствуют прослои такситовых мелко-среднеобломочной мелкопорфировой и афировой брекчий, которые образовались в завершающие стадии формирования кимберлитов.

Минералы тяжелой фракции кимберлита представлены пиропом (до 5%), хромшпинелидом и пикроильменитом, в меньшей степени оливином и клинопироксеном. Гранат в кимберлитах трубки присутствует в виде округлых, овальных и угловатых зерен размером 0,1—5 мм часто с келифитовыми каймами мощностью не более 0,1—2 мм. Хромшпинелиды с зернами размером 0,1—4 мм в количественном отношении уступают пиропу. Ильменит — самый распространенный минерал кимберлитов в АКБ верхних горизонтов трубки Нюрбинская. Для него характерны широкие дисперсии содержаний MgO , TiO_2 , Fe_2O_3 и Cr_2O_3 при незначительном, но постоянном количестве Al_2O_3 . По содержанию Fe_2O_3 ильмениты разделены на две группы. Первая включает парамагнитный ильменит с содержанием Fe_2O_3 менее 20%. Сюда отнесены высокотитанистые и низкохромистые ильмениты. Содержания основных оксидов этой группы составляют, %: TiO_2 44,69—49,2; MgO 7—9,66; Cr_2O_3 0,09—0,51. Ко второй группе отнесен ферромагнитный ильменит с содержанием Fe_2O_3 более 20% и выделены три подгруппы ильменитов: с высоким содержанием Ti , Mg (TiO_2 41,07—43,49, MgO 5,75—6,8, Cr_2O_3 0,06—0,73%); умеренно хромистые (TiO_2 35,09—37,87, MgO 4,35—4,85, Cr_2O_3 0,71—1,71%); с высоким содержанием Cr_2O_3 (3,4—3,9%) и низким оксидов титана и магния. Повышенное содержание оксидов хрома, вероятно, отображает высокотемпературный генезис ильменита. Следует подчеркнуть, что ферромагнитный ильменит характерен для кимберлитов Мирнинского поля [8, 10].

Исходя из петрохимических данных кимберлитовых пород кимберлитам трубки Нюрбинская свойственны средние содержания SiO_2 и MgO , очень низкие концентрации TiO_2 , K_2O и CaO по сравнению с телами Мирнинского и Алаakit-Мархинского полей [7]. Хлоритизация флогопита сопровождается выносом значительного количества K_2O . Низкая концентрация пикроильменита среди минералов-спутников сказывается на концентрациях TiO_2 . По содержанию магния и кальция породы близки к кимберлитам Мунского поля. Помимо этого, наблюдаются резкие петрохимические отклонения в концентрациях петрогенных компонентов в коре выветривания кимберлитов и в АКБ. Установлено, что в корах выветривания количество SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , K_2O , Fe_2O_3 резко увеличивается (в 3 раза выше, чем в АКБ), а содержание остальных оксидов уменьшается без существенных изменений. Отсюда сле-

дует, что повышенное содержание кремнезема в коре выветривания обусловлено контаминацией кимберлитами терригенного материала вмещающих, а впоследствии и перекрывающих пород. Преобладание в составе связующей массы глинистых минералов отражается на концентрациях Al_2O_3 и K_2O .

Результаты петрофизических исследований мерзлых кимберлитов и вмещающих их пород Накынского поля были получены на основании анализа 950 измерений петрофизических характеристик. Предельные значения ρ_0 , $\rho_{эф}$, ϵ/ϵ_0 и k'' , измеренных вкрест элементов слоистости в широком диапазоне частот, группируются в областях соответственно типу и минеральному составу пород (рис. 1). Терригенно-карбонатные породы, представленные прочными доломитами, доломитистыми и глинистыми известняками олдондинской свиты (иногда с мало-мощными прослоями известковистых алевролитов), и кимберлиты трубок Ботубинская и Нюрбинская отчетливо дифференцируются по электрическим параметрам в диапазоне частот от постоянного тока до 36 МГц. Области, в которых размещены предельные значения электрических параметров кимберлитов двух трубок, а также алевролитов, во всем диапазоне частот частично перекрываются. Однако это не оказывает существенного влияния на эффективность поисковых работ, поскольку верхние части кимберлитовых трубок на уровне глубин поискового бурения в основном вмещаются прочными доломитами и доломитовыми известняками O_1ol , $\rho_{эф}$ которых (1200—4000

Ом·м и более) на основной рабочей частоте радиопросвечивания 0,625 МГц в среднем превышают $\rho_{эф}$ кимберлитов (60—260 Ом·м) в 15—20 раз и более.

Весьма высокие геоэлектрические характеристики вмещающей среды Накынского поля близки к геоэлектрическим условиям Алакит-Мархинского поля, где межскважинное радиопросвечивание успешно проводится по разреженной сети скважин 500×500 м и более. В частности, вмещающие карбонатные породы олдондинской свиты нижнего ордовика в пределах кимберлитовой трубки Зарница характеризуются предельными $\rho_{эф}$ (частота 0,625 МГц) — 1500—4000 Ом·м и более [5]. Наблюдаемая интенсивная частотная дисперсия электрических параметров (рис. 2) является физической характеристикой для горных пород и вообще для твердых диэлектриков, она эффективно используется в различных поисковых электроразведочных методах, в том числе и в радиоволновых, при геофизических поисковых работах [9, 11, 12]. Уменьшение ρ как вмещающих высокоомных мерзлых доломитов, известняков, так и кимберлитов, алевролитов, имеющих низкие ρ , происходит во всем исследованном диапазоне частот. Диэлектрическая проницаемость доломитов и известняков, лишенных глинистой фракции или с незначительной ее примесью, достигает низких (10—14 ϵ_0) статических значений на частотах 5—40 МГц. Для сложных мерзлых гетерогенных дисперсных веществ, представленных кимберлитами и алевролитами, содержащих связанную в микропорах воду,

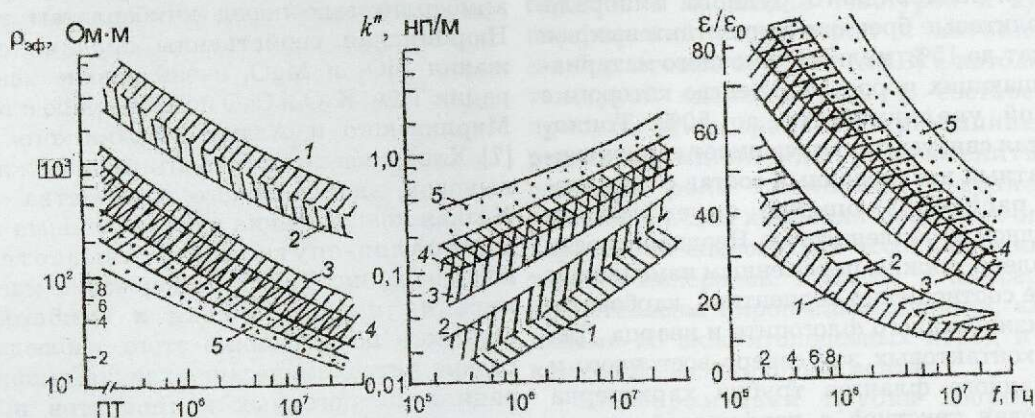


Рис. 1. Дифференциация электрических параметров ρ_0 , $\rho_{эф}$, ϵ/ϵ_0 , k'' карбонатных пород и кимберлитов трубок Ботубинская и Нюрбинская Накынского поля при $T - 3^\circ C$ в диапазоне частот от постоянного тока (ПТ) до 36 МГц:

1 — доломиты и доломитистые известняки; 2 — глинистые известняки; 3 — алевролиты; кимберлиты трубок: 4 — Ботубинская, 5 — Нюрбинская

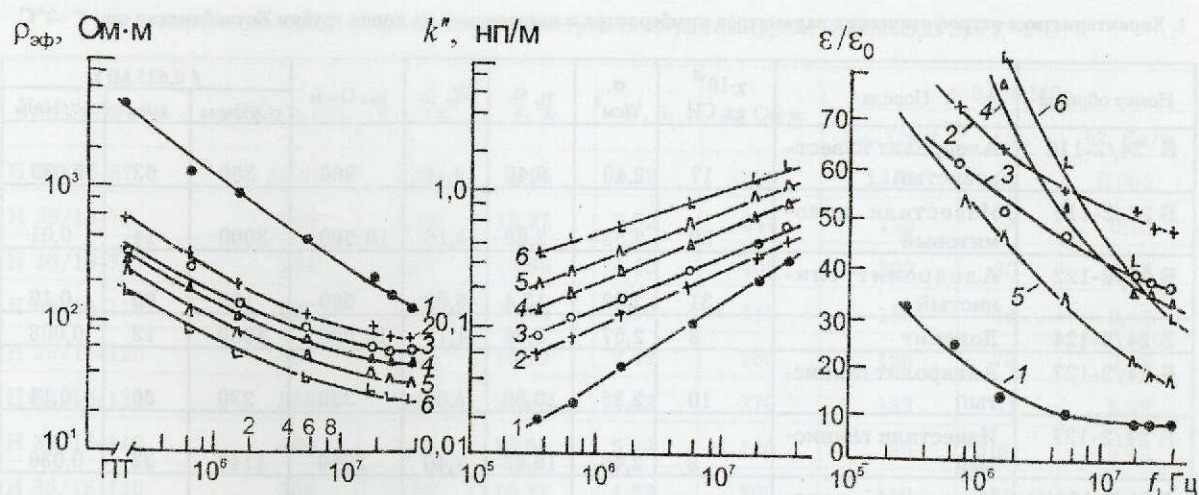


Рис. 2. Дифференциация электрических параметров кимберлитов трубок Ботуобинская (Б) и Нюрбинская (Н) при $T = -3^\circ\text{C}$ в диапазоне частот от постоянного тока до 36 МГц:

1 — базальтоидный кимберлит Н 36/16-67; 2 — кимберлит Б 24/5-352; 3 — кимберлит Б 24/5-273; 4 — кимберлит Б 24/5-339; 5 — кимберлит Н 36/16-129; 6 — кимберлит Н 36/16-140

отношение $\varepsilon/\varepsilon_0$ с высокой интенсивностью уменьшается в исследованном диапазоне f 0,2—40 МГц, при этом статических значений оно не достигает, но сохраняет еще высокие значения (30—50 ε_0 , см. рис. 1, 2). Следовательно, приведенные данные по частотной дисперсии электрических параметров непременно должны учитываться при интерпретации результатов радиоволнового просвечивания, а также полученных другими электроразведочными методами при поисковых работах в криолитозоне Якутии.

Электрические и радиоволновые параметры ρ_0 , $\rho_{\text{эф}}$, $\varepsilon/\varepsilon_0$ и k'' , магнитная восприимчивость χ , а также плотность, пористость и льдистость мерзлых вмещающих пород и кимберлитов приведены в табл. 1, 2. Автолитовые кимберлитовые брекчии трубки Нюрбинская, выполняющие северо-восточную и юго-западную ее части, в целом характеризуются меньшими предельными и средними значениями $\rho_{\text{эф}}$ (70—200) 150 Ом·м, более высокой пористостью (7,1—25,4) 18% и меньшей плотностью (2,20—2,53) 2,37 г/см³, чем карбонатная брекчия кимберлитов северо-восточной части трубки Ботуобинская — $\rho_{\text{эф}}$ (80—278) 190 Ом·м, σ (2,44—2,60) 2,50 г/см³, n (6,16—14,21) 9,94%. Это обусловлено тем, что мелкозернистая связующая масса автолитовых кимберлитовых брекчий трубки Нюрбинская, имея существенно серпентин-карбонатный состав, обогащена железистым сидеритом (вторичным) и неравномерно

распределенной в ее объеме тонкой вкрапленностью гидроксидов железа. На присутствие значительного содержания тонкодисперсного железа и его гидроксидов указывает высокая диэлектрическая проницаемость 35—40 ε_0 и более, наблюдаемая даже при весьма высоких частотах электрического поля 36—40 МГц (см. рис. 1). Обычно при таких частотах отношение $\varepsilon/\varepsilon_0$ кимберлитов многих трубок Сибири, не содержащих вторичных микрозернистых железистых образований, понижается до 20 ε_0 и ниже [2, 4, 5]. Отметим, что для массивного оливинового базальтоидного кимберлита в виде желвака Н 35/16-67 отношение $\varepsilon/\varepsilon_0$ на этих частотах составляет 8—10 ε_0 (см. рис. 2). По параметрам $\rho_{\text{эф}}$ и $\varepsilon/\varepsilon_0$ и их интенсивной частотной дисперсии кимберлиты трубки Нюрбинская близки к измененным метасоматическими процессами и выветрелым кимберлитам верхних горизонтов трубки Мир, связующая серпентин-карбонатная масса которых также обогащена вторичными пылевидными железистыми образованиями [13].

Повышенное содержание в составе автолитовых кимберлитов сульфидов и сидерита на некоторых глубинах (см. табл. 2, Н 36/16-160) приводит к понижению $\rho_{\text{эф}}$ до 80 Ом·м, увеличению $\varepsilon/\varepsilon_0$ до 100 ε_0 и плотности до 2,53 г/см³. Соответственно кимберлиты в этом интервале глубин характеризуются высокими χ за счет железистой составляющей (32—460)·10⁻⁶ ед. СИ. Кимберлитовые брекчии

1. Характеристика петрофизических параметров кимберлитов и вмещающих их пород трубки Ботуобинская при $T = -3^\circ\text{C}$

Номер образца	Порода	$\chi \cdot 10^{-6}$ ед. СИ	σ , г/см ³	n , %	W , %	ρ_0 , Ом·м	f 0,625 МГц		
							$\rho_{эф}$, Ом·м	ϵ/ϵ_0	k'' , Нп/м
Б 24/2-110	Алевролит извест- ковистый	17	2,40	9,48	4,11	900	380	63	0,089
Б 24/2-116	Известняк доло- митовый	50	2,53	2,89	1,16	10 500	3000	14	0,01
Б 24/2-122	Алевролит гли- нистый	31	2,38	15,4	6,02	580	190	90	0,12
Б 24/2-124	Доломит	8	2,57	2,96	1,17	14 000	4000	13	0,008
Б 24/2-127	Алевролит глини- стый	10	2,36	13,80	5,60	330	230	60	0,14
Б 24/2-127	Известняк глини- стый	8	2,46	16,93	7,40	2860	1140	32	0,036
Б 24/2-150(1)	Известняк доло- митовый	10	2,64	4,68	1,84	6000	1180	33	0,035
Б 24/2-164,4	Известняк	12	2,60	3,39	1,33	5800	1800	30	0,026
Б 24/5-273	Кимберлит	170	2,60	7,34	2,90	300	200	61	0,12
Б 24/5-299	То же	820	2,53	6,16	2,49	280	150	89	0,24
Б 24/5-310	«	180	2,46	10,39	4,41	140	100	80	0,56
Б 24/5-339	«	600	2,46	7,83	3,28	350	150	120	0,24
Б 24/5-352	«	200	2,44	11,33	4,86	360	190	75	0,16
Б 24/5-368,5	Кимберлит, эндо- контакт	700	2,44	14,21	6,18	179	80	120	0,45
Б 24/6-224	То же	560	2,56	12,30	5,04	400	130	100	0,19
Б 24/6-224,1	Карбонатная брек- чия, контакт с кимберлитом	12	2,46	6,80	2,84	2900	1100	41	0,026
Б 24/6-242	Доломит	15	2,62	3,22	1,24	3500	1800	29	0,02
Б 24/6-333	Алевролит крас- ный глинистый	82	2,46	7,12	2,98	310	150	128	0,24

Примечание. В номере образца последняя цифра — глубина отбора по скважине, м.

вблизи приконтактной зоны в основном имеют аналогичные $\rho_{эф}$ и плотность. Однако в юго-западной приконтактной зоне трубки (Н 12/80-111) кимберлиты обладают весьма низким $\rho_{эф}$ 75—90 Ом·м. Их низкая σ 2,26—2,33 г/см³ на данном участке и высокая проводимость, видимо, обусловлены высокой глинистостью и пористостью 19—25,4%. Полагаем, что кимберлиты с такими петрофизическими параметрами на этих глубинах характеризуют нижние слои коры выветривания. Прослой более поздних кимберлитовых образований, т.е. такситовых мелкообломочных (часто мелкопорфировых до афировых) брекчий, в юго-западной части трубки Нюрбинская отличаются высокими $\rho_{эф}$ 170—280 Ом·м, относительно низкими ϵ/ϵ_0 63—75 ϵ_0 и χ (140—160) $\cdot 10^{-6}$ ед. СИ, определяющимися в основном карбонатным

составом связующей массы со слабой неравномерно распределенной в ней пиритовой вкрапленностью.

Как отмечалось выше, автолитовые брекчии трубки Ботуобинская имеют более высокую плотность, низкие магнитную восприимчивость, пористость и в результате более высокое электрическое сопротивление (см. табл. 1), чем кимберлиты трубки Нюрбинская. Выявленные отличия можно объяснить тем, что кимберлитовые претерпели особые постмагматические метасоматические изменения, приведшие к увеличению содержания карбонатной составляющей. Кимберлиты из скв. 5 на глубине 80—95 м (эндоконтактная зона, северо-западная часть) имеют низкие $\rho_{эф}$ 90—100 Ом·м, χ (80—85) $\cdot 10^{-6}$ ед. СИ и высокую пористость

2. Характеристика петрофизических параметров кимберлитов трубки Нюрбинская при $T = -3^{\circ}\text{C}$

Номер образца	$\chi \cdot 10^{-6}$ ед. СИ	σ , г/см ³	n , %	W , %	ρ_0 , Ом·м	f 0,625 МГц		
						$\rho_{эф}$, Ом·м	$\varepsilon/\varepsilon_0$	k'' , Нп/м
Н 36/16-67	1030	2,58	4,64	1,88	4233	1340	26	0,063
Н 36/16-72	240	2,43	16,97	7,52	244	120	74	0,18
Н 36/16-79	244	2,41	18,69	8,42	400	200	80	0,13
Н 36/16-110	520	2,37	15,44	6,96	440	180	76	0,16
Н 36/16-120	400	2,40	16,75	7,52	260	180	78	0,23
Н 36/16-129	380	2,42	20,95	8,42	270	133	82	0,32
Н 36/16-140	460	2,44	12,80	5,89	160	80	100	0,42
Н 36/16-150	300	2,52	10,21	4,23	260	110	85	0,38
Н 36/16-160	300	2,53	20,39	8,76	250	96	100	0,50
Н 36/16-170	160	2,32	21,13	9,99	240	130	86	0,39
Н 36/16-178	220	2,21	15,15	7,33	250	120	98	0,28
Н 32/16-96,5	160	2,29	25,79	12,71	220	120	98	0,26
Н 32/16-120	420	2,40	16,75	7,52	280	130	71	0,16
Н 16/8-116	140	2,20	22,60	9,6	260	170	75	0,22
Н 16/8-117,5	160	2,41	7,13	3,1	360	270	63	0,11
Н 12/12-80	260	2,26	25,40	12,65	150	75	110	0,60
Н 12/12-111	340	2,33	19,02	8,87	210	90	87	0,38
Б-5-95, глинистый тонко-дисперсный	130	2,31	21,5	8,9	150	110	100	0,21

20—22% и, видимо, характеризуют нижние слои карбонатизированных глинистых образований коры выветривания (см. табл. 1). Высокая плотность кимберлитов из скв. Б 24/5 в интервале глубин 273—368,5 м (2,44—2,60 г/см³), низкие n (7,8—12,30%) и повышенные $\rho_{эф}$ на частоте поля 0,625 МГц (180—270 Ом·м) по сравнению с кимберлитами трубки Нюрбинская характеризуют породу, связующая масса которой претерпела насыщение карбонатной (доломитовой) составляющей в результате метасоматических процессов, происходивших в особых термодинамических условиях. Не исключено, что выявленный уровень петрофизических характеристик в этой части трубки определяется также и высоким содержанием в кимберлитах обломочного материала вмещающих карбонатных пород доломитового состава (50% и более).

Результаты петроэлектрических измерений на образцах пород O_1ol и кимберлитов

Накынского поля удовлетворительно согласуются с коротажными исследованиями. Например, по скважинным измерениям на частоте 25 Гц ρ вмещающих пород O_1ol на Нюрбинском участке (скв. 429, линия 576) на глубинах 100—140 м составили 1800—2500 Ом·м, в отдельных интервалах ρ доломитов мощностью до 15 м достигают 3000—3500 Ом·м. Эти данные очень близки к лабораторным измерениям. Кимберлиты трубки Нюрбинская по скв. 24, линия 24 на глубинах 55—86 м характеризуются ρ 270—300 Ом·м, а до глубины 140 м — 380—400 Ом·м. Последние также очень близки к таковым (250—440 Ом·м по постоянному току), измеренным на образцах для кимберлитов Н36, линия 16. В исследованном интервале глубин кривая изменения КС плавная, что свидетельствует о выдержанном однородном составе АКБ в данной скважине; в интервале глубин 145—170 м ρ кимберлитов снижается до 50 Ом·м.

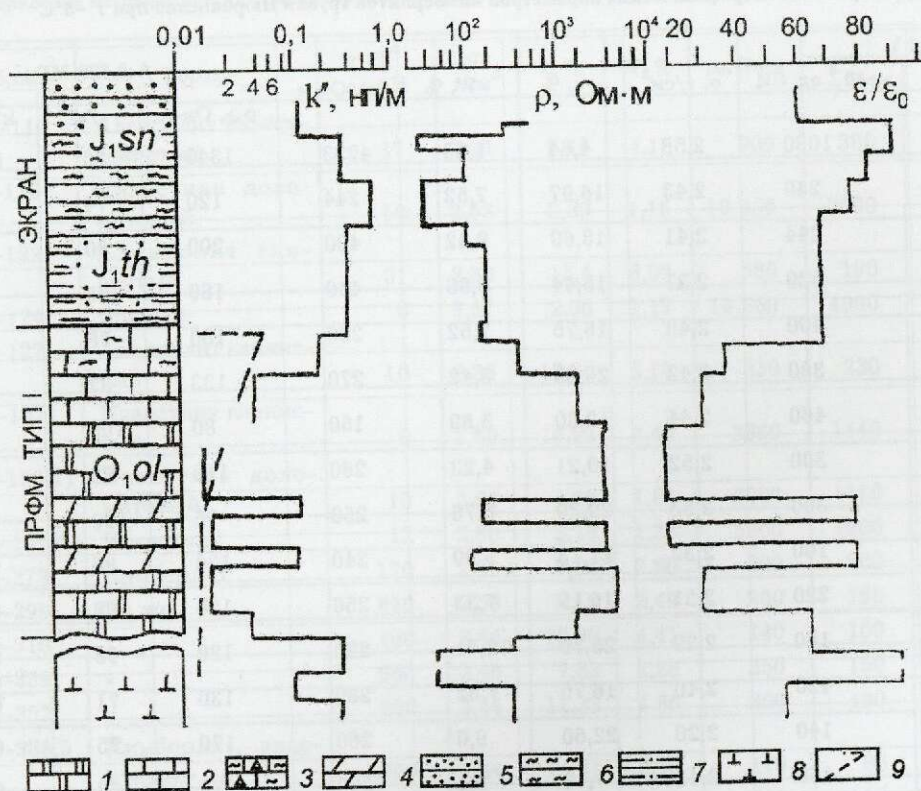


Рис. 3. Обобщенная ПРФМ типа 1 — экранированное анизотропное полупространство Накынского поля:

1 — доломиты; 2 — известняки; 3 — измененные карбонатные породы; 4 — мергели; 5 — пески; 6 — аргиллиты, алевролиты глинистые; 7 — алевролиты глинистые; 8 — кимберлиты; 9 — условный контур кимберлитовой трубки

Перекрывающая толща нижнеюрских отложений по минеральному составу и КС весьма неоднородна. Тонкозернистые, глинистые, алевролитистые льдистые пески J_{1sn} массивной структуры на глубинах 10—20 м от дневной поверхности имеют высокие ρ 250—500 Ом·м. Для глинистых алевролитов с массивной текстурой J_{1sn} на глубинах 25—50 м ρ равно 28—40 Ом·м, на Нюрбинском участке (скв. 429, линия 576) ρ алевролитов этого слоя составило в среднем 150 Ом·м; ρ аргиллитов J_{1th} с прослоями глинистых алевролитов и песчаных алевролитов на глинисто-карбонатном цементе 30—100 Ом·м. Переотложенные терригенные отложения T_3 — J_1 залегают на коренных вмещающих породах O_1ol , сложены гравийно-галечным материалом, сцементированным песчано-глинистым цементом с прослоями карбонатных глин, ρ которых изменяются от 76 до 550 Ом·м. Следовательно, совпадение экспериментальных результатов полевых сква-

жинных и лабораторных измерений на мерзлых породах свидетельствует о надежности и достоверности применяемых методик, дополняющих друг друга при алмазопроисковых работах в Якутии.

На основании результатов изучения геологических, вещественно-структурных свойств, а также петроэлектрических радиоволновых параметров мерзлых пород, вмещающих кимберлиты трубок Ботуобинская и Нюрбинская, построена обобщенная параметрическая петрорадиоволновая физическая модель (ПРФМ) для вновь открытого Накынского поля, которая используется в электроразведочных, скважинных и межскважинных радиоволновых измерениях как на стадии общих, так и детальных поисковых работ [12, 15]. Для Накынского кимберлитового поля в основном характерна ПРФМ типа 1, представляющая собой экранированное высокопроводящими отложениями слоисто-анизотропное полупространство рабочего интервала РН радиопросвечивания мощ-

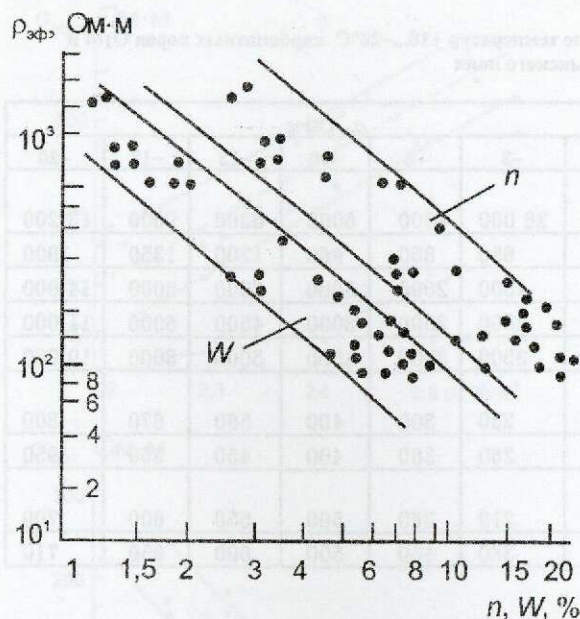


Рис. 4. Зависимость удельного электрического сопротивления $\rho_{эф}$ от пористости n и льдистости W карбонатных пород и кимберлитов трубок Ботубинская и Нюрбинская Накынского поля при $T -3^{\circ}\text{C}$:

усл. обозн. см. табл. 1, 2

ностью не менее 50 м, выполненное нижнепалеозойскими толщами O_1ol (рис. 3). Здесь показана высокая контрастность по электрическим и радиоволновым свойствам между кимберлитами и вмещающими их породами, обеспечивающая эффективность применения электроразведочных и радиоволновых методов при поисках.

Анализ данных лабораторных измерений позволил установить взаимосвязи между петрофизическими характеристиками кимберлитовых пород. Четкая связь между $\rho_{эф}$, n и W проиллюстрирована на рис. 4. С увеличением пористости и водонасыщенности электрическое сопротивление кимберлитов обеих трубок Накынского поля значительно уменьшается. Это свидетельствует о том, что в изученных кимберлитах связующая масса представлена тонкопористыми дисперсными образованиями и характеризуется высокой удельной поверхностью. Поровая вода в такой среде при $T -3...-5^{\circ}\text{C}$ частично находится в связанном незамерзшем состоянии. Поэтому с увеличением пористости и водонасыщенности наблюдается понижение $\rho_{эф}$. Связь между $\rho_{эф}$, n , W подтверждается также выявленной зависимостью электрического сопротивления кимберлитов и вмещающих их пород от

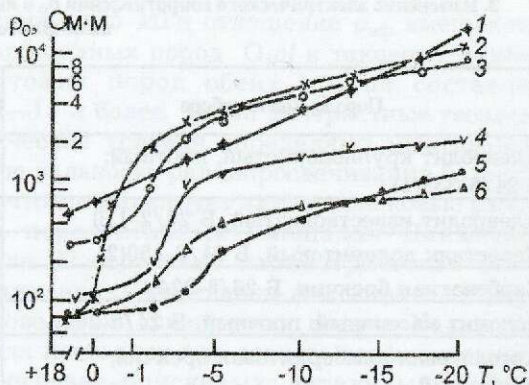


Рис. 5. Температурная зависимость ρ_0 вмещающих карбонатных пород и кимберлитов трубок Ботубинская (Б) и Нюрбинская (Н) Накынского поля:

1 — известняк O_1ol по скв. Б 24/2-150; 2 — алевролит, Б 24/6-333; 3 — карбонатная крупнообломочная брекчия O_1ol на контакте с кимберлитовым телом, Б 24/6-224,1; 4 — известковый алевролит, Б 24/2-110; 5 — автолитовая кимберлитовая брекчия с зеленоватым оттенком, темная, среднезернистая в приконтактной зоне, Н 12/12-111; 6 — автолитовая кимберлитовая брекчия, светлая, среднезернистая, Н 36/16-79

температуры. Так, на рис. 5 в интервале температуры $+18...-20^{\circ}\text{C}$ прослеживается интенсивное увеличение ρ_0 крупнопористых пород карбонатного состава (графики 1—4) и слабое — у кимберлитов (графики 5, 6). Следует отметить, что резкое увеличение ρ_0 карбонатных пород вследствие замедления свободной поровой воды наблюдается при $T 0...-1^{\circ}\text{C}$ и продолжается до -20°C , а у кимберлитов, содержащих тонкодисперсную фазу, при $T -2,5...-3^{\circ}\text{C}$, а затем до $T -20^{\circ}\text{C}$ происходит весьма слабое увеличение электрического сопротивления, т.е. связанная вода при этих температурах остается еще незамерзшей. Последнее подтверждается данными, приведенными в табл. 3. Незамерзшая связанная вода для тонкодисперсных минеральных веществ может сохраняться до температуры -75°C [16].

Корреляционная связь между $\rho_{эф}$, σ и магнитной восприимчивостью автолитовых и кимберлитовых брекчий представлена на рис. 6. Наблюдаемое отчетливое снижение $\rho_{эф}$ с увеличением χ обусловлено повышенными содержаниями в кимберлитах железистой составляющей. Это подтверждается значительным увеличением χ кимберлитовых пород с ростом плотности за счет повышающегося содержания в их составе минералов, обога-

3. Изменение электрического сопротивления ρ_0 в интервале температур $+18...-20^\circ\text{C}$ карбонатных пород Ойол и кимберлитов Накынского поля

Порода, место отбора	ρ_0 , Ом·м						
	+18	-3	-5	-10	-13	-17	-20
Алевролит крупнопористый, плотный, Б 24/6-333(1)	80	28 000	4600	6000	6300	9600	13 200
Алевролит известковистый, Б 24/2-110	120	650	850	960	1200	1350	1900
Известняк доломитовый, Б 24/2-150(2)	630	1800	2000	3000	3800	5000	14 000
Карбонатная брекчия, Б 26/6-224,1	400	2000	2500	3000	4500	6000	11 000
Доломит массивный, прочный, Б 24/6-242	660	3500	3800	4500	5000	6000	10 000
Автолитовая кимберлитовая брекчия, Н 36/16-79	90	250	300	400	560	670	800
То же, Н 36/16-150	156	260	380	400	450	550	950
Кимберлитовая брекчия темно-серого цвета с голубым оттенком, глинистая, Н/12-111	70	210	360	500	550	600	700
Алевролит глинистый пористый, Б 24/2-122	80	380	450	500	600	650	710

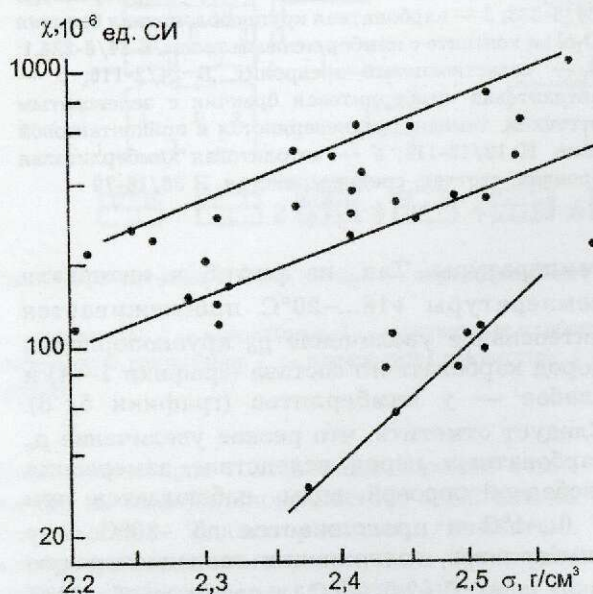


Рис. 6. Зависимость магнитной восприимчивости χ кимберлитов и карбонатных пород от плотности σ

щенных железом (см. рис. 6). Кимберлиты — весьма сложные гипергенные магматические образования, первичный минеральный состав которых претерпел интенсивное метасоматическое изменение. Последнее определяет значительную дисперсию предельных значений петроэлектрических параметров кимберлитов (см. рис. 1, 4). Такой характер зависимостей петрофизических и петрохимических параметров был установлен нами в работе [13].

Функциональные устойчивые взаимосвязи между удельным электрическим сопро-

тивлением, плотностью и магнитной восприимчивостью кимберлитов воспроизведены на рис. 7. С увеличением χ кимберлитов их $\rho_{\text{эф}}$ резко понижается (см. рис. 7, б) за счет содержания в них железистого компонента, образовавшегося в результате метасоматических процессов [13]. Кроме того, для изученных кимберлитов наблюдается прямопропорциональное увеличение ρ с повышением плотности (см. рис. 7, а). Однако увеличение плотности кимберлитов в основном происходит, по-видимому, за счет железистой составляющей. Следовательно, ρ кимберлитов должно уменьшаться [13], но в данном случае происходит обратное. Это кажущееся противоречие можно объяснить тем, что в связующей массе пород серпентин-карбонатного переменного состава проводящая сульфидная вкрапленность локализуется в отдельных участках доломитовой составляющей, повышая плотность и удельное электрическое сопротивление. Кроме того, в обогащенных магнием флюидных средах серпентиниты при метасоматозе постепенно переходят в карбонатизированные серпентиниты с повышением их плотности от 2,38 до 2,6 г/см³ и более. Отметим, что полученные корреляционные взаимосвязи между петрофизическими параметрами кимберлитовых образований оптимизируют лабораторные измерения физических и петрофизических характеристик. Они могут быть использованы при оценках неизвестных параметров кимберлитовых пород аналогичного состава в процессе экспрессной интерпретации геофизических данных на стадии прогнозно-поисковых работ непосредственно в полевых условиях.

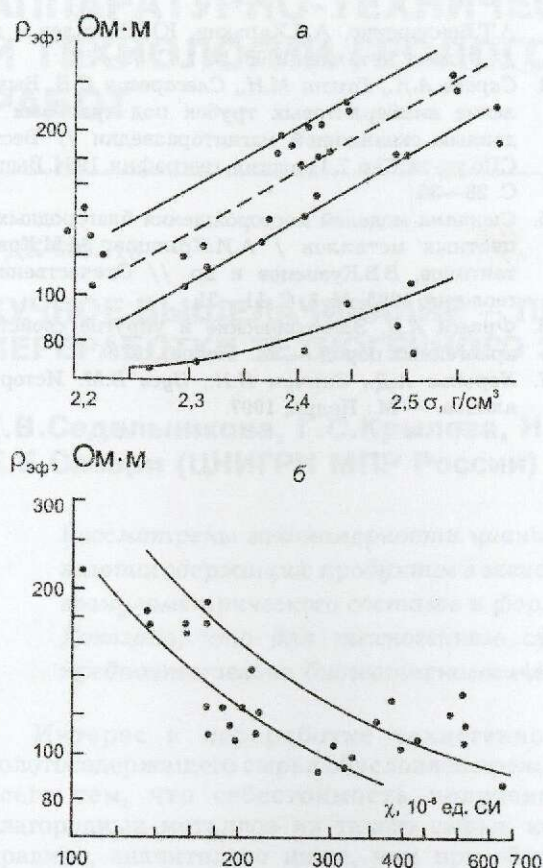


Рис. 7. Взаимосвязь между $\rho_{эф}$, σ (а) и χ (б) кимберлитов трубок Ботуобинская и Нюрбинская Накынского поля:

усл. обозн. см. табл. 1, 2

На основании изложенного можно утверждать, что отсутствие кимберлитовых туфобрекчий и ксенолитовых зон свидетельствует о большом эрозионном срезе верхних частей трубок Ботуобинская и Нюрбинская. Верхние части этих трубок сложены измененными породами, утратившими первичную структуру кимберлита, представляющими собой элювиально-глинистую кору выветривания, электросопротивление которой при температуре -3°C составляет 50—70 Ом·м. В свою очередь, кимберлитовые породы трубок Ботуобинская и Нюрбинская сложены автолитовой кимберлитовой брекчией с массивной текстурой и кимберлитовой брекчией, цементирующая тонкозернистая масса которой представлена главным образом серпентин-карбонатным агрегатом с переменным содержанием серпентина, карбоната, хлоритизированного флогопита, кварца и тонкой вкрапленности гидроксидов железа. На основной рабочей

частоте межскважинного радиопросвечивания 0,625 МГц отношение $\rho_{эф}$ вмещающих карбонатных пород O_1O_1 к таковому кимберлитовых пород обеих трубок составляет 13—15 и более. Такие контрастные геоэлектрические условия определяют межскважинную дальность радиопросвечивания более 500 м, что оптимизирует алмазописковые работы на перспективных площадях Накынского поля. Построенная параметрическая (количественная) прогнозно-поисковая петрорадиоволновая физическая модель Накынского поля позволяет при геолого-геофизических и прогнозно-поисковых детальными работами обнаруживать наземными электроразведочными методами, радиогеографией в криогенной геосреде и межскважинном пространстве коренные трубчатые тела, дайки и геологические неоднородности, представленные структурными нарушениями, карстом и другими аномальными явлениями.

Авторы выражают благодарность Е.И.Борису, В.И.Вуйко, А.Д.Петровскому, В.И.Пятницкому, Ю.Р.Северину, В.П.Серенко, А.С.Фомину, С.Д.Черному, Ю.Т.Яныгину за помощь и внимание к работе.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Анашкин А.А. О причинах понижения температуры замерзания тонкодисперсных горных пород и наличия незамерзшей воды в них // Инженерная геология. 1980. Вып. 3. С. 48—56.
2. Бондаренко А.Т. Исследование электрических параметров карбонатных пород и кимберлитов Далдыно-Алакитского района Якутии применительно к задачам радиопросвечивания // Тр. ЦНИГРИ. 1981. Вып. 156. С. 84—91.
3. Бондаренко А.Т., Ковалев Ю.Д., Стогова В.А. Устройство и методика экспрессных измерений электрических параметров горных пород на естественно-мерзлом керне // Тр. ЦНИГРИ. 1988. Вып. 222. С. 53—60.
4. Бондаренко А.Т., Пыстин А.Б. Петрофизические свойства карбонатных и магматических пород и их использование при поисках кимберлитовых трубок // Руды и металлы. 1995. № 1. С. 69—76.
5. Бондаренко А.Т., Пыстин А.Б. Физические свойства криогенных автолитовых брекчий кимберлитовой трубки Зарница Западной Якутии // Геология, закономерности размещения, методы прогнозирования и поисков месторождений алмазов. Мирный, 1998.
6. Бехтерева М.С. Некоторые результаты опробования радиоволновых измерений при поисках кимберлитовых трубок под траппами // Тр. ЦНИГРИ. 1978. Вып. 137. С. 76—82.
7. Василенко В.Б., Кузнецова Л.Г. Петрохимическая модель кимберлитовой формации Якутии // Геология и геофизика. 1986. № 7. С. 85—98.
8. Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П., Сошкина Л.Т. Ильменит из кимберлитов. — М.: Изд-во МГУ, 1984.

9. Грачев А.А., Мамаев В.Н., Пятницкий В.И. Радиогеоразведка — состояние и перспективы // Руды и металлы. 1995. № 2. С. 93—99.
10. Зинчук Н.Н., Зуев В.М., Коптиль В.И., Черный С.Д. Стратегия ведения и результаты алмазописковых работ // Горный вестник. 1997. № 3. С. 53—57.
11. Пархоменко Э.И. Геоэлектрические свойства минералов и горных пород при высоких давлениях и температурах. — М.: Наука, 1989.
12. Петровский А.Д. Радиоволновые методы в подземной геофизике. — М.: Недра, 1971.
13. Петрофизические и петрохимические характеристики кимберлитов трубки Юбилейная / А.Т.Бондаренко, А.Д.Харькив, Ю.Д.Ковалев и др. // Руды и металлы. 1998. № 1. С. 69—79.
14. Сараев А.К., Гарат М.Н., Слесаревич С.В. Выявление кимберлитовых трубок под траппами по данным скважинной магниторазведки // Вестн. СПб ун-та. Сер. 7. Геология, география. 1994. Вып. 2. С. 23—36.
15. Система моделей месторождений благородных и цветных металлов / А.И.Кривцов, М.М.Константинов, В.В.Кузнецов и др. // Отечественная геология. 1995. № 3. С. 11—31.
16. Фролов А.Д. Электрические и упругие свойства криогенных пород. — М.: Недра, 1976.
17. Харьков А.Д., Зинчук Н.Н., Зуев В.М. История алмаза. — М.: Недра, 1997.

АППАРАТУРНО-ТЕХНИЧЕСКИЕ СРЕДСТВА И ТЕХНОЛОГИИ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ



УДК 669.213

© Коллектив авторов, 2000

КУЧНОЕ ВЫЩЕЛАЧИВАНИЕ — ПЕРСПЕКТИВНЫЙ СПОСОБ ПЕРЕРАБОТКИ ТЕХНОГЕННОГО ЗОЛОТОСОДЕРЖАЩЕГО СЫРЬЯ

Г.В.Седельникова, Г.С.Крылова, Н.И.Королев, В.И.Зеленов, В.Н.Елисеев,
Е.Е.Савари (ЦНИГРИ МПР России)

Рассмотрены закономерности цианидного кучного выщелачивания техногенных золотосодержащих продуктов в зависимости от особенностей их вещественного, гранулометрического составов и форм нахождения благородных металлов в них. Доказано, что для техногенного сырья с тонковкрапленным золотом более предпочтительна биогеотехнологическая схема.

Интерес к переработке техногенного золотосодержащего сырья обусловлен прежде всего тем, что себестоимость получения благородных металлов из такого сырья, как правило, значительно ниже, чем при обогащении исходных руд и песков, поскольку из технологической схемы его переработки исключаются дорогостоящие операции, связанные с добычей, дроблением и грохочением. Возрастающие требования к охране окружающей среды также способствуют вовлечению в эксплуатацию техногенных источников сырья.

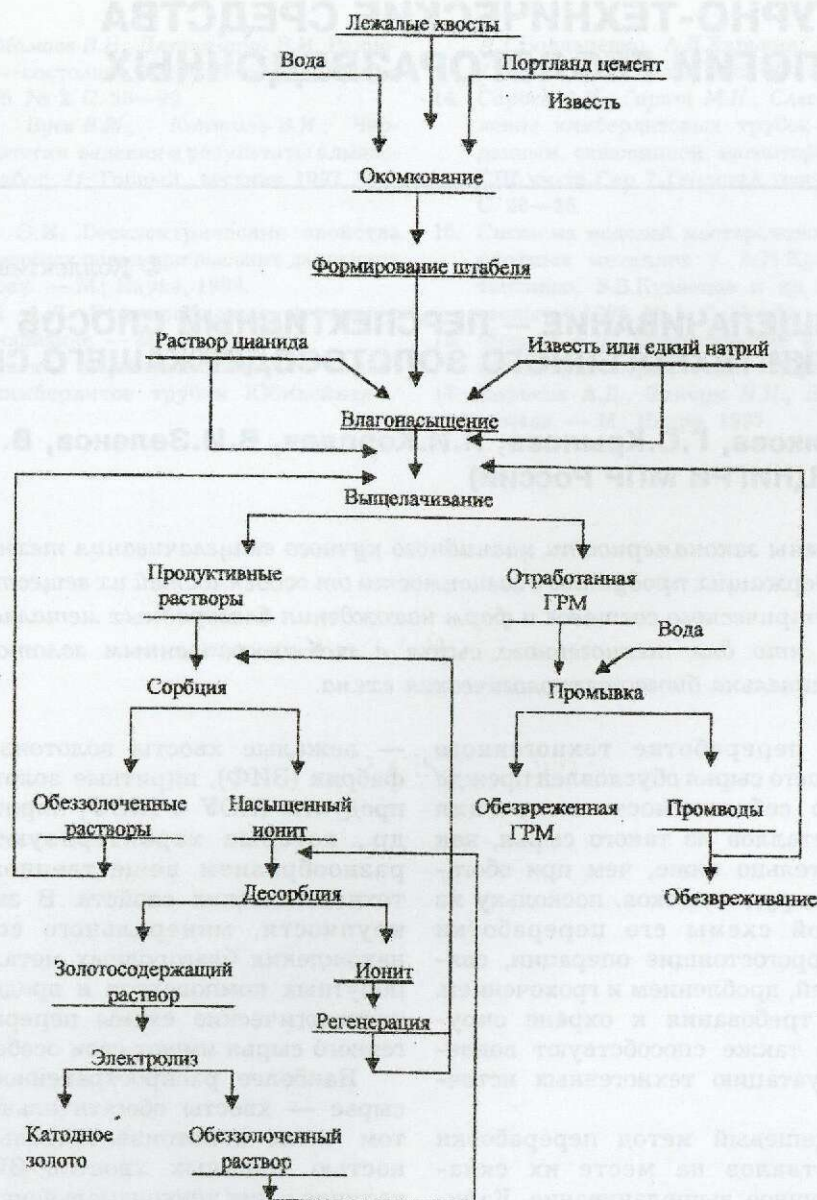
Наиболее дешевый метод переработки техногенных отвалов на месте их складирования — кучное выщелачивание. Капитальные затраты и эксплуатационные расходы по производству золота этим способом в 2—3 раза ниже по сравнению с переработкой на фабрике.

Технология кучного выщелачивания, широко распространенная в зарубежной практике переработки руд золота, начиная с 1992 г. внедряется в отечественную золотодобывающую промышленность. В настоящее время в Российской Федерации работает 11 установок кучного выщелачивания общей производительностью 2,5 млн. т и единичной — 60—150, редко 300—500 тыс. т в год. Продолжительность выщелачивания составляет от 4 до 7 месяцев в зависимости от географического положения предприятия.

В технологическую оценку и промышленную переработку, наряду с рудным сырьем, вовлекаются техногенные источники

— лежалые хвосты золотоизвлекательных фабрик (ЗИФ), пиритные золотосодержащие продукты ШОУ и ШОФ, пиритные огарки и др., которые характеризуются большим разнообразием вещественного состава и технологических свойств. В зависимости от крупности, минерального состава, форм нахождения благородных металлов, наличия попутных компонентов и вредных примесей технологические схемы переработки техногенного сырья имеют свои особенности.

Наиболее распространенное техногенное сырье — хвосты обогатительных фабрик, в том числе золотоизвлекательных. Особенностью лежалых хвостов ЗИФ является наличие в них тонкоизмельченного материала (50—70% класса $-0,074$ мм), как правило, содержащего 10—13% глинисто-шламистых фракций (0,1 мм). Золото на 70—80% представлено свободными частицами и в открытых сростках, частично — в упорном состоянии — тонковкрапленное в сульфиды и пороодообразующие минералы. Такое сырье обладает слабой фильтрационной способностью. Низкие фильтрационные свойства материала определяют необходимость проведения окомкования его перед кучным выщелачиванием. Прочные хорошо проникаемые окатыши получают при использовании связующих — смеси портланд-цемента с известью. Кучным выщелачиванием окомкованных лежалых хвостов ЗИФ Южного Урала с содержанием 1,4 г/т Au извлекается 52—60% Au за 42 дня в отличие от 31% за 60 дней при выщелачивании неокомкованных



Технологическая схема кучного выщелачивания лежалых хвостов золотоизвлекательных фабрик

хвостов. На рисунке приведена технологическая схема кучного выщелачивания лежалых хвостов золотоизвлекательных фабрик [2].

Кучное выщелачивание золото-пиритсодержащих хвостов, в которых практически отсутствуют шламы (4% класса $-0,1$ мм), а золото преимущественно мелкое и тонкое, цианируемое (95%), эффективно осуществляется на материале с исходной крупностью $-0,4$ мм. Извлечение золота из хвостов одной из ШОУ Саха-Якутии составляет 92 % за 24 дня выщелачивания [1].

Лежалые хвосты Урупской фабрики, представленные материалом крупностью

$-0,3$ мм и содержащие 20% шламов, отличаются тесной ассоциацией золота с сульфидными минералами. Около 70% Au вкраплено в пирите. Применение комбинированной биоготехнологической схемы, которая включает бактериальное окисление сульфидов и последующее выщелачивание золота из хвостов бактериального окисления, осуществляемые в режиме кучного выщелачивания, позволяет извлекать из такого упорного сырья около 70% Au при содержании его в исходном 1 г/т [3].

Особенностью состава пиритных огарков является высокое содержание шламистой фракции — 70—75%. Комплексный характер

огарков, содержащих 1,8—2 г/т Au, 0,5—2% Cu и Zn, обуславливает применение комбинированной технологии с извлечением на первой стадии цветных металлов, на второй — золота. В качестве растворителей используются цианиды щелочных металлов или малотоксичные реагенты. Извлечение золота составляет 75—78%.

Разработанные технологии и технологические регламенты использованы при проектировании и строительстве промышленных предприятий, а также при технико-экономической оценке месторождений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Крылова Г.С., Седельникова Г.В., Е.Е.Савари, Елисеев В.Н. Геотехнологические подходы к переработке лежалого золотопиритного сырья // Горный информационно-аналитический бюллетень. М., 2000.
2. Седельникова Г.В. Практика кучного выщелачивания золотосодержащих пород // Горный журнал. 1996. № 1—2. С. 122—124.
3. Migachev I.F., Sedelnikova G.V., Krylova G.S. Peculiarities of heap leaching of gold Mn-Hg and As-bearing ores // Int. Mining and Environment Congress, July, 1999. Lima, Peru. P. 139—144.

УДК 622.7

© А.Е.Воробьев, Т.В.Чекушина, 2000

ГРУППИРОВКА РУДНЫХ ШТАБЕЛЕЙ ДЛЯ КУЧНОГО ВЫЩЕЛАЧИВАНИЯ ЗОЛОТА

А.Е.Воробьев (МГГУ), Т.В.Чекушина (ИПКОН РАН)

Выделены основные признаки группировки штабелей кучного выщелачивания золота: крупность горной массы, рельеф местности, количество штабелей, качество их оснований, интенсификация процессов выщелачивания, параметры обработки штабелей, температурный режим и др. Приведены различные схемы кучного выщелачивания золота. Дана схема действующего объекта кучного выщелачивания и предложена новая.

К настоящему времени разведанные запасы большинства легкообогатимых месторождений золота с высоким содержанием металла в значительной степени отработаны. Ожидать их существенного увеличения в результате геологоразведочных работ не приходится. Поэтому естественны целесообразность и необходимость эффективной переработки ранее заскладированной на горно-добывающих и перерабатывающих предприятиях металлосодержащей горной массы отвалов и хвостохранилищ. Для этой цели наиболее соответствует технология кучного выщелачивания (КВ) [1, 2, 6].

Конструктивные особенности площадок кучного выщелачивания определяются рядом факторов, основными из которых являются: годовой объем добычи руды, крупность материала, схема организации работ, наличие и стоимость местных материалов для сооружения оснований, состав оборудования, используемого для отсыпки рудного материала.

Дифференциацию штабелей КВ (рис. 1) производят по нескольким характеристикам,

существенно влияющим на показатели технологического процесса [3, 8—10, 14—16, 18].

Во-первых, по крупности выщелачиваемой руды штабели подразделяют на сложенные из крупнокусковой массы со средними размерами 150—200 мм (это преимущественно металлосодержащие породы вскрыши и горная масса ранее сформированных отвалов, сюда входят руды с прожилковой минерализацией и т.д.), среднедробленые руды с диаметром куска 20—50 мм (рядовые руды месторождений полезных ископаемых) и мелкодробленые с размером 1—5 мм (пески пульпо- и хвостохранилищ, руды с тонкодисперсной минерализацией золота и др.). В эту же группу входят штабели КВ, сформированные из руд, прошедших предварительную обработку, в частности агломерацию. Для этого руду, как правило, смешивают с портланд-цементом в соотношении 5 кг цемента на 1 т руды и окомковывают в грануляторе, в который добавляют концентрированный раствор цианистого натрия и гидроксида натрия (1% на

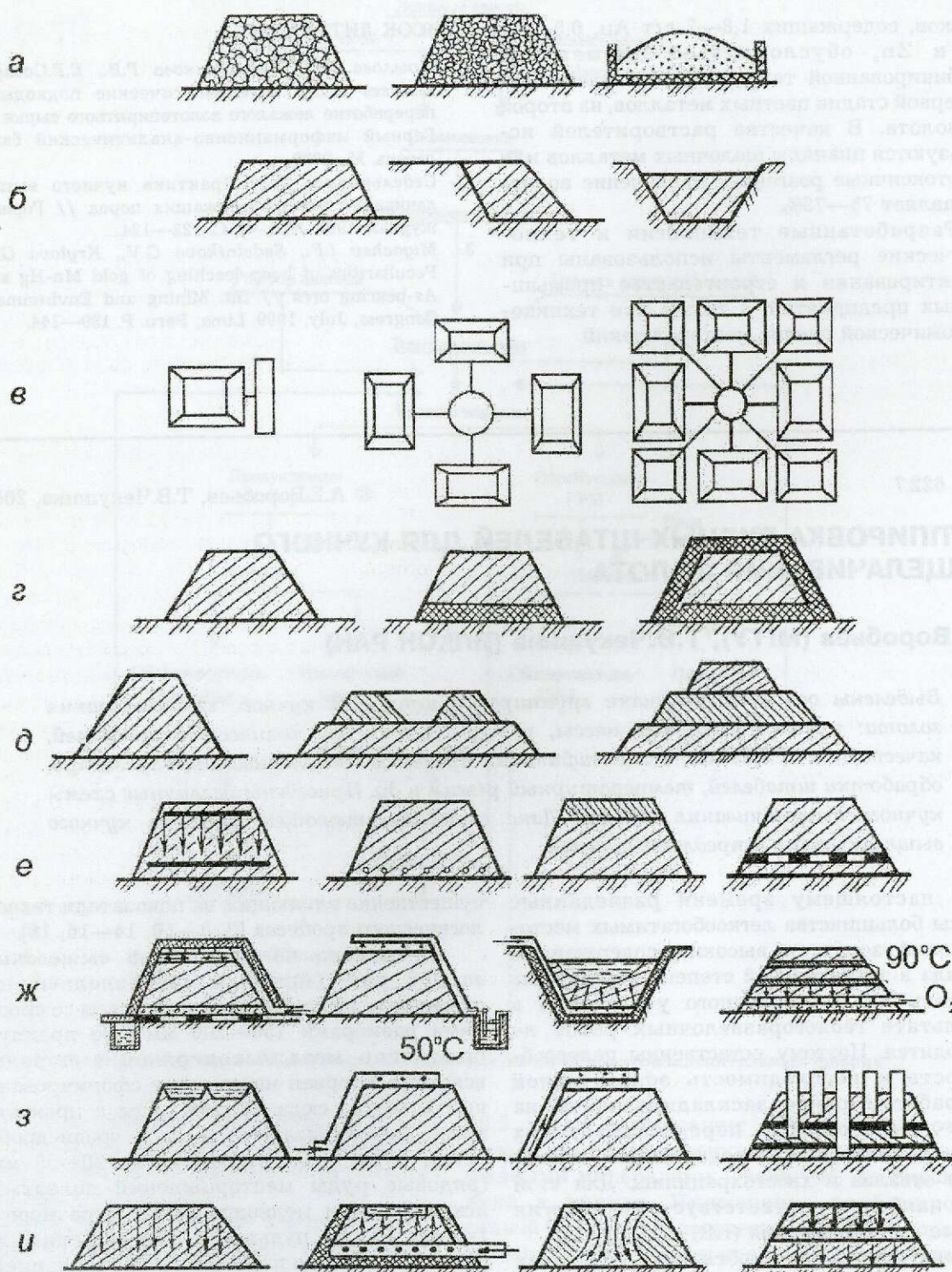


Рис. 1. Классификация штабелей кучного выщелачивания:

а — по крупности горной массы; б — по использованию рельефа местности (на равнине, горном склоне, в выемке); в — по количеству штабелей; г — с естественным и подготовленным основанием; д — одно- и многоразовые; е — с интенсификацией процесса (закладкой электродов, пневмобаллонов, формированием слоя минералов-интенсификаторов и т.п.); ж — при отрицательных температурах; з — по характеру обработки массива технологическими растворами (орошение с помощью пружковой системы, перфорированных труб, разбрызгивателей); и — по направлению миграции (гравитационной и обусловленной действием гидравлического замка) и различной проницаемости массива и т.п.

1 т руды). Выщелачивание золотосодержащих руд с большим количеством тонких фракций значительно ускоряется при предварительном окомковании. Это сокращает период обработки штабеля при одновременном увеличении извлечения благородных металлов. Например, после агломерации материала, на 85% состоящего из фракции -75 мкм, кучным цианированием может быть извлечено более 85% золота и 75% серебра. Таким образом, крупность рудного материала, подготавливаемого для КВ, является функцией трех переменных факторов: технологических свойств руд, содержания металла и себестоимости. В результате процесс КВ реализуется по двум вариантам: быстрое выщелачивание дробленой руды и длительное (без предварительного дробления материала). В первом случае руду дробят до 19 и даже до 6,3 мм, затем укладывают в штабель высотой от 0,9 до 2,4 м, вмещающий 1—10 тыс. т материала. Продолжительность выщелачивания 7—30 сут. Во втором варианте используют добываемую открытым способом руду крупностью около 150 мм. Высота штабеля достигает 6—10 м, объем заскладированной массы от 10 тыс. т до 2 млн. т руды, срок выщелачивания несколько месяцев.

В дальнейшем штабели КВ необходимо подразделять в соответствии с применяемыми при их формировании техникой и технологией, определяющими форму и внутреннюю структуру штабеля. Наиболее распространена отсыпка штабеля КВ с помощью автосамосвалов. Их использование, наряду с такими положительными качествами, как высокая маневренность и производительность, имеет и некоторые недостатки (утрамбовка выщелачиваемой горной массы колесами, ее стихийная сегрегация и т.д.). Кардинально эти проблемы решаются путем использования при формировании штабелей КВ различных тельферов или экскаваторов, но при этом процесс отсыпки горной массы удорожается, а производительность снижается. При складировании мелкораздробленной горной массы могут применяться разнообразные гидромониторы и т.д.

Рельеф местности и выработки, где формируется штабель КВ (на равнине, горном склоне, открытой выемке или в подземной выработке), также влияют на показатели процесса КВ. Например, при отсыпке горной массы в балку с перепадом высот более 100 м происходит сегрегация кусков по крупности (а соответственно и по различному содержанию золота). На уровне 45—50 м от подошвы отвала в соответствии с маркшейдерскими

замерами накапливаются фракции 100—150 мм с относительно повышенным содержанием золота. Этот обогащенный слой отделяют инъекцией цементного раствора от нижней части отвала и атмосферы для исключения окисления сульфидов. Раствор реагента подают через трубы, размещенные в скважинах, пробуренных станками НКР-100. Трубы на переднем конце, находящемся в отвале, перфорируют. Диаметр труб 100 мм. После снижения содержания золота в сульфидах верхней зоны до уровня содержания в горной массе нижней крупнокусковой зоны в нижнюю часть массива забуривают полиэтиленовые трубы с закладкой в них зарядов взрывчатого вещества. Затем производят взрывное рыхление пород нижней зоны. Далее ведут совместное выщелачивание верхней и нижней зон.

По количеству и расположению штабелей на площадке КВ выделяют одно- и многочисленнные. Так, фирма Smoky Valley Mining процесс кучного выщелачивания организовала следующим образом. Промышленная площадка разбивается на 22 секции с индивидуальными системами орошения и подъездными путями, но с общим растворосборником. В любой момент времени 19 секций находятся на выщелачивании, одна — на дренаже раствора, одна — разгружается и одна остается свободной. При этом количество руды в секции составляет 30—100 тыс. т, а ее длина в среднем 100—150 м, в отдельных случаях 700 м. Продолжительность выщелачивания руды 40 сут, промывки и дренирования растворов — по двое суток. На руднике Канделария на одной площадке размером 1280×304 м располагают 12 штабелей длиной 304 м и шириной 91 м каждая. На большинстве рудников также имеется несколько площадок КВ. Например, на руднике Карлин их пять, каждая размером 91×46 м вмещает 16 тыс. т руды, которую ссыпают с самосвалов и затем укладывают в штабель КВ бульдозером.

Штабели КВ необходимо дифференцировать, учитывая состав, наклон и другие признаки их основания. Площадка планируется под углом 2—7° в направлении сборников, с обеспечением стока растворов в желоба с пластиковой футеровкой, проложенные по периметру водонепроницаемого основания. Мощность слоя от 100—450 до 600 мм (компания Галактик Ресурс). На основание укладывается гидронепроницаемое покрытие: асфальтовое, иногда двухслойное (фирма Голд Филдс Майнин) — слой толщиной 180 мм с резиновой прокладкой посередине и 51 мм

(гидравлический асфальт) — для много-разовых площадок; глинистое (толщиной 130—460 мм) на площадках разового использования; пластиковое из сварных полос кислотоустойчивых полимерных пленок (фирма Джеотекстиль).

Сочетание в гидронепроницаемом основании глины с полимерными пленками обеспечивает повышенную эластичность и самозалечивание (в случае образования трещин и прорывов), что важно для соблюдения экологических норм.

На глинистый и пластиковый слои для предохранения от механического повреждения насыпается песчаный экран толщиной 50—100 мм. В ряде случаев ниже основания сооружается контрольный гравийно-песчаный слой толщиной 150—300 мм, служащий для индикации протечек основания при цианидной схеме выщелачивания. При применении бесцианидных реагентов можно воспользоваться опытом создания гидротехнических сооружений в СНГ (табл. 1) с менее сложными типами экранов для гидроизоляции. Причем типы экранов 1, 2, 3, 5 могут быть апробированы на сезонных площадках КВ, а 4 и 6 — на площадках многоразового использования.

Существуют и более сложные основания. Например, разработан способ подготовки площадки КВ с электровоздействием, включающий формирование гидронепроницаемого основания из уплотненной глины с последующей засыпкой ее зернистым материалом (гранулы керамзитового наполнителя, предварительно покрытые парафином) и затем песком. Кроме того, поверхностная пленка оплавленного парафина обеспечивает свободное стекание растворов по наклонной поверхности гидронепроницаемого основания.

Кратность использования штабелей КВ — следующий признак при их дифференциации. Штабели могут быть разового и многократного использования (см. рис. 1). Обычно их высота при КВ составляет от 1,5—1,8 до 5,8 м. Иногда (фирма Бандфали и др.) новый слой свежей руды укладывают на выщелоченную массу, достигая общей высоты штабеля 30 м. Основные критерии при выборе высоты слоя — степень слеживаемости материала, гранулометрический состав и водно-физические свойства руд. В то же время высота и конструкция штабеля КВ зависят и от конкретного способа выщелачивания. Так, высота штабеля КВ одно-разового использования для крупно- и среднедробленых руд обычно 10—15 м. Для выщелачивания мелкодробленной горной

массы или при послойном технологическом процессе (когда на ранее выщелоченный слой, покрыв его пленкой, отсыпают новый слой руды) мощность штабеля или отдельных слоев составляет 1—2 м.

При формировании штабелей на ряде предприятий предусматриваются системы *интенсификации процесса КВ*. Это могут быть закладка электродов и электрохимическая обработка руд [4, 17], сооружение в штабеле КВ подвижного основания в виде надувных баллонов или гидравлических секций. Интерес представляет и интенсификация процесса КВ (см. рис. 1) под воздействием ионизирующей радиации и радиоактивного излучения. Во-первых, при спонтанном распаде радиоактивных элементов в рудах возникают дефекты, изменяющие структурные, механические, электронные и другие свойства минералов, что положительно влияет на скорость выщелачивания. Во-вторых, вследствие воздействия радиоактивного излучения в золотосодержащих рудах и растворах появляются свободные радикалы и ионы (тиосульфат, атомарный хлор и др.). В-третьих, в результате радиационно-химических реакций из летучих углеводородов, аммиака и растворов образуются органические соединения (аминокислоты, фториды сульфурила и т.п.), способные растворять золото. Все это в совокупности способствует интенсификации выщелачивания золота, что отражено в разработанной нами схеме кучного выщелачивания.

Необходимо подчеркнуть, что разрушение горных пород протекает как процесс постепенного нарастания внутренних напряжений с увеличением дозы облучения. При превышении возникшими напряжениями предела прочности пород образуются зародыши трещины. При дальнейшем облучении происходит раскрытие трещин до постепенного полного разрушения прежде цельного куска горных пород. В результате мелкодисперсное золото высвобождается из куска горной массы и обрабатывается растворами.

Воздействием ионизирующей радиации на твердый скелет горных пород не ограничивается процесс их радиационно-химического разрушения и растворения. При этом имеет место радиолиз жидкой фазы системы вода — металлосодержащие минералы. Радиолиз воды ведет к появлению в ней кислорода (в виде гидроксильных групп, гидроперекисных радикалов, перекиси водорода), уголекислоты, азотной, серной и органических кислот, атомарного хлора, что обуславливает выще-

1. Типы гидроизолирующих экранов

Тип	Материал (мощность)	Расход на 1 м ² экрана
Глиняный	Глина	0,5 м ³
Глиняный грунтовый	Глина	0,5 м ³
	Битум БН70/30	1,5—2 кг
	Глина	0,55 м ³
	Цемент строительный или тампонажный	3—5 кг
	Глина	0,55 м ³
Грунтовый	Известь	8—10 кг
	Битум БН70/30	2—2,5 кг
	Известь	10—15 кг
	Битум БН70/30	2,5—3 кг
	Латекс СКД-1С	0,2—0,3 кг
Асфальто-бетонный	Битум БН70/30	1,8—2,5 кг
	Асфальт гидротехнический	0,1 м ³
	Песок	0,05—0,1 м ³
	Битум БН70/30	1,6—2 кг
	Известь	0,2—0,8 кг
	Асфальт	0,04—0,05 м ³
	Песок	0,05—0,1 м ³
	Песок	0,1—0,15 м ³
	Бетон	0,08—0,15 м ³
	Асфальт	0,04—0,05 м ³
	Битум БН70/30	0,3—0,5 кг
	Битум БН70/30	1,5—2 кг
	Латекс СКД-1С	0,2—0,4 кг
	Асфальт	0,05—0,1 м ³
Пленочный и листовой	Слой полиэтиленовой пленки 0,3 мм	1 м ²
	Битум БН70/30	1—1,5 кг
	Песок	0,2 м ³
	Слой полиэтиленовой пленки 0,5 мм	1 м ²
	Песок	0,3 м ³
	Глина	0,5 м ³
	Слой полиэтиленовой пленки 0,5 мм	1 м ²
	Рубероид	2 м ²
	Песок	0,3 м ³
	Слой полиэтиленовой пленки 0,8 мм	1 м ²
	Рубероид	2 м ²
	Бетонные плиты	0,08 м ³
	Цемент (асфальт)	0,04 м ³
	Битум БН70/30	1—1,5 кг
	Пленка — два слоя	2 м ²
	Песок	0,3 м ³
	Глина	0,5 м ³
Бетонный и железобетонный	Резина листовая 4 мм	1 м ²
	Бетонные плиты	0,07 м ³
	Асфальт (0,04 м)	0,04 м ³
	Песок	0,1 м ³
	Бетонные плиты	1 м ³
	Цемент (асфальт)	0,04 м ³

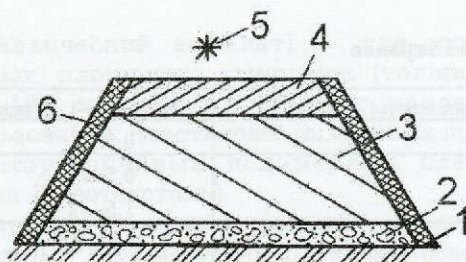
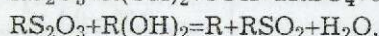
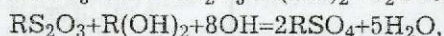
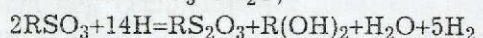


Рис. 2. Схема кучного выщелачивания золота с использованием радиационно-химического механизма:

усл. обозн. см. в тексте

лачивание из минералов обычно трудно-растворимых металлов.

При радиационном воздействии и радиолизе воды возможны следующие превращения сульфидов:



где R — металлы.

Для этого сначала (рис. 2) производится планирование участка 1, размещение штабеля и его покрытие слоем 2 горных пород с фильтрационными свойствами мощностью 0,5—1 м. Затем формируют слой 3 из смеси горных пород с относительно высоким содержанием золота (1,4—1,9 усл. ед.) мощностью 8—10 м и далее слой 4 из радиоактивных пород мощностью 1—2 м. Боковые поверхности отвала экранируют слоем 6 глинистых пород мощностью 0,5 м. Поверхность отвала обрабатывают реагентом из источников 5.

Радиоактивный распад урансодержащих минералов в слое 4 обеспечивает радиолиз и насыщение отвальных вод радиоактивными веществами. При миграции активные воды попадают в слой 3, где происходят разрушение золотосодержащих пород, вымывание и растворение золота. Так, при облучении золотосодержащих руд (219,6—481,8 мг/т) и одновременном выщелачивании золота водой в течение 150 сут растворилось 118,7 мкг/л Au, 270 сут — 474,7 мкг/л.

Учитывая влияние ионизирующего излучения, довольно легко обеспечить процесс «облагораживания» золотин, так как для легких элементов процесс радиационно стимулированной диффузии атомов из объема на поверхность с последующим взаимодействием с реагентами различной природы протекает более эффективно, что и приводит к очистке золота от примесей.

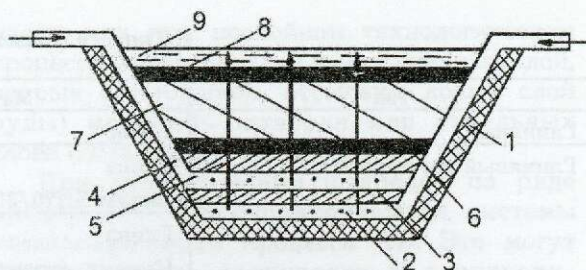


Рис. 3. Вариант схемы электрохимического кучного выщелачивания:

усл. обозн. см. в тексте

Применение разработанной нами схемы кучного выщелачивания позволяет, с одной стороны, защитить окружающую среду от влияния радиоактивного излучения, а с другой — использовать это излучение в целях снижения расхода выщелачивающих растворов.

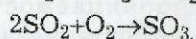
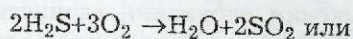
Интенсификация процессов кучного выщелачивания достигается и за счет взрывного нарушения (см. рис. 1) ранее образовавшихся, в период обработки массива руды растворами реагентов, гидродинамических каналов. В результате взрывного встряхивания штабеля КВ старые каналы закрываются и растворы поступают к малопроработанным участкам руд.

Процессы КВ можно интенсифицировать, если рассматривать, например, золотосодержащие арсенопирит-пирротиновые руды с позиций электрохимического растворения металлов как систему, состоящую из трех минералов: арсенопирит — пирротин — самородное золото. Ионы каждого металла обладают индивидуальным электродным потенциалом выхода из кристаллической решетки минерала, обусловленным его стандартным электродным потенциалом, кислотностью раствора, потенциалом окислителя. В ходе электрохимических реакций в первую очередь будет растворяться наиболее электроотрицательный минерал этой триады. Поэтому изменение значений электродных потенциалов элементов в электрогеотехнологии весьма существенно.

Для этого в выемке формируют антифильтрационное основание 1, например, из глины мощностью 0,5 м (рис. 3). Основанием может служить и полиэтиленовая пленка. На слое 1 сооружают сеть перфорированного трубопровода 2. Отсыпают слой 3 из мелко-раздробленных пород мощностью 0,5—1 м. Далее формируют перфорированный трубопровод 4, слой 5 из горных пород мощностью 0,5—1 м с электродом (анодом) 6 в виде сетки

на поверхности. Затем — слой 7 из некондиционных упорных золотосодержащих тонкодисперсных сульфидных руд мощностью 5—8 м с электродами (катодами) 8, выполненными в виде труб (цилиндров). Для сбора растворов на поверхности слоя 7 создают прудок 9.

Подающиеся технологические растворы (содержащие в виде активного агента NaOH) мигрируют снизу вверх. При прохождении ими слоев 3 и 5, а также при встрече с восстанавливающими растворами происходит восстановление свободного кислорода по реакциям:



Для электрохимического окисления минералов и вскрытия тонкодисперсного золота на электроды 6 и 8 подается напряжение 0,1—100 В/см². При этом интенсивно окисляются сульфиды, раскрываются минералы и интенсивно выщелачивается золото.

Положительный эффект данного способа заключается в повышении эффективности процесса электрохимического кучного выщелачивания путем предварительного восстановления свободного кислорода, содержащегося в технологических растворах.

Необходимо также дифференцировать штабели КВ согласно технологии выщелачивания при отрицательных температурах окружающей среды [5]. Это может быть полное экранирование штабеля и зумпфа, предотвращающее их промерзание, или подогрев технологических растворов. Так, фирма Smoky Valley Mining в целях круглогодичной эксплуатации установки КВ в 1980 г. смонтировала систему подогрева оборотного обеззолоченного раствора, подаваемого на выщелачивание. Раствор пропускают через зумпф с двумя погружными горелками, где его температура повышается до +17°C при температуре окружающей среды -9°C. В других случаях целесообразно ведение выщелачивания тонкими незамерзающими пленками с образованием на поверхности ледяной линзы или заложением в теле штабеля КВ слоя саморазогревающихся пород, например сульфидов, который в дальнейшем подвергают аэрации через перфорированный трубопровод.

Важным признаком при дифференциации штабелей КВ является характер обработки массива технологическими растворами (см. рис. 1). Раствор подается на поверхность штабеля центробежными насосами по пластиковым трубам в объеме от 0,4 до 60 м³/мин

(в зависимости от параметров штабеля). Для распределения растворов по поверхности штабеля используются резиновые трубки и механические разбрызгиватели с радиусом действия 9—10 м. Орошающая система обычно состоит из полиэтиленовых труб диаметром 13 мм с расположенными через каждые 510 мм эмиттерами. Трубы подсоединяются к магистральным растворопроводам диаметром 100—150 мм, размещенным через 38 м. Расход цианистого раствора достигает 10 л/м²·ч. Так, на руднике Карлин водный раствор цианистого натрия подается на каждый штабель системой разбрызгивателей из расчета расхода 0,375 кг/т руды при pH 10,5. Орошение штабеля путем разбрызгивания или распыления растворов не всегда дает хорошие результаты. Поэтому фирма Windfol Venture при выщелачивании доломитовой руды с тонковкрапленным золотом, содержащей 50% фракции -150 мкм, формирует штабель высотой 10,6 м, на вершине которого сооружается берма и устраивается прудок из цианистого раствора.

В случае послойного складирования горной массы (с учетом различного содержания металлов) выщелачивающий реагент подается к соответствующему отработываемому слою, что исключает недоизвлечение полезных компонентов из нижних отработанных слоев из-за снижения их проницаемости.

Штабели КВ необходимо подразделять по направлению миграции технологических растворов. Наиболее распространен вариант миграции под действием сил гравитации сверху вниз. При создании гидравлического замка возможна смена направления миграции на противоположное. Изменение направления миграции технологических растворов достигается и другими путями. Например, при снижении концентрации металлов в продуктивных растворах производят кольматацию участка формирования потока реагента в зоне интенсивного выщелачивания. Кольматацию осуществляют через оросительные скважины, обсаженные полиэтиленовыми перфорированными трубами, которые проходят в толще выщелачиваемой руды.

При фильтрационном выщелачивании наибольшая скорость движения растворов непосредственно под точками их подачи и уменьшается при удалении от них. В связи с этим образуется так называемая зона интенсивного выщелачивания, в которой полезный компонент быстрее переходит в раствор, чем в периферийной части зоны инфильтрационного потока. Для устранения

этого недостатка зону интенсивного выщелачивания частично кольматируют. Таким образом, создается возможность подачи выщелачивающего раствора в периферийную область инфильтрационного потока и активной ее проработки.

Возможно и такое воздействие на поток технологического раствора, как его рассредоточение. Для этого в массиве штабеля КВ формируют, по меньшей мере, один слой мелкозернистого материала (например, с крупностью зерен $-2,0...+0,5$ мм) высотой 50—120 мм. В результате гидродинамический поток распределяется по всему сечению штабеля. При выщелачивании золотосодержащей руды (крупностью 50 мм), рудовмещающие породы которой представлены слоистыми алевролитами, граувакковыми песчаниками, алевролитами с полосчатой вкрапленно-прожилковой, вкрапленно-брекчиевой текстурой, извлечение увеличивается на 12% за счет создания благоприятных гидродинамических условий фильтрации растворов и контактов их с рудой.

В настоящее время разработан ряд конструкций штабелей кучного выщелачивания руды, в которых горизонты орошения располагаются в теле штабеля на границах зон сегрегации выщелачиваемого материала, под углом к гидронепроницаемому основанию

с секционной подачей выщелачивающего реагента.

На миграцию технологических растворов значительно влияет и набухание выщелачиваемого материала. Поэтому при кучном выщелачивании металлов из высокоглинистых руд следует учитывать, что набухание глин (ухудшающее фильтрацию раствора химического реагента) носит осмотический характер и его причиной является разница в концентрации солей в поровом и окружающем породе растворах. Если концентрация внешнего раствора меньше концентрации порового, то происходит набухание горной массы. Для снижения набухания глинистых руд и увеличения их проницаемости необходимо, во-первых, на выщелачивание подавать не «чистые» растворы, а с начальным содержанием выщелачиваемых металлов; во-вторых, при выщелачивании добиваться таких режимов, чтобы концентрации металлов и солей в поровых (внутри выщелачиваемого куска) оптимально соответствовали их концентрациям во внешних выщелачивающих растворах.

В соответствии с вышеизложенным нами разработан способ КВ высокоглинистых руд, согласно которому первоначально производят планировку земной поверхности и ее покрытие антифильтрационным слоем, например

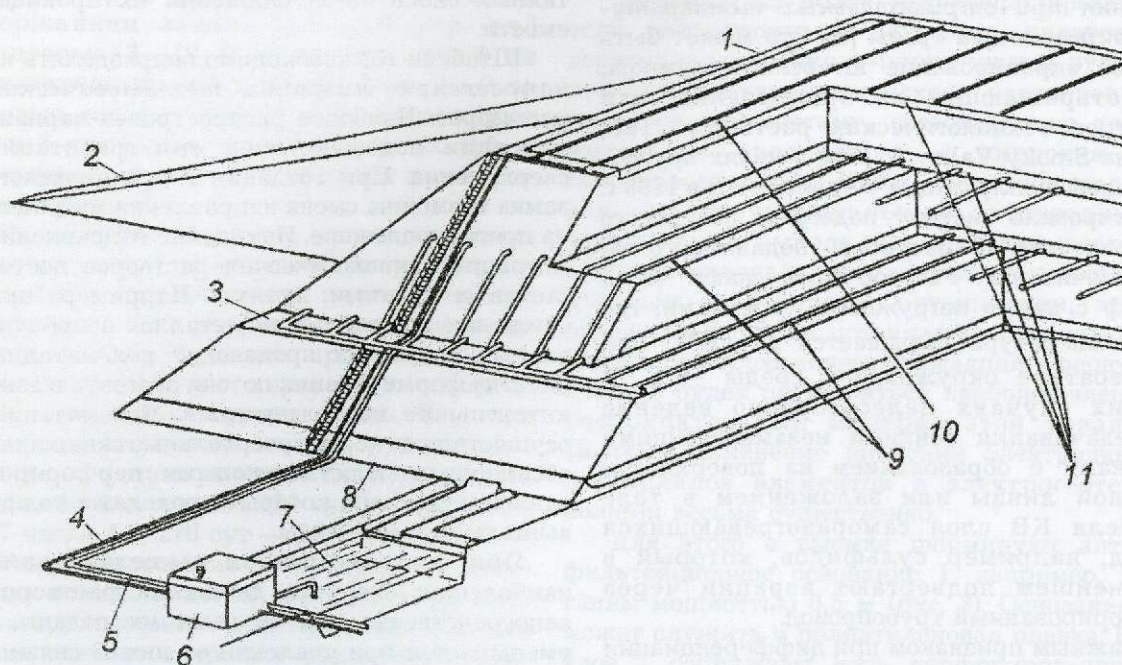


Рис. 4. Макет действующего объекта кучного выщелачивания:

1 — штабель КВ; 2 — заезд на штабель; 3 — уступ штабеля; 4 — трубопровод рабочих растворов; 5 — трубопровод сжатого воздуха; 6 — насосная станция; 7 — зумпф продуктивных растворов; 8 — гидронепроницаемое основание; 9 — аэрационная система; 10 — оросительная система; 11 — слои из мелкозернистого материала

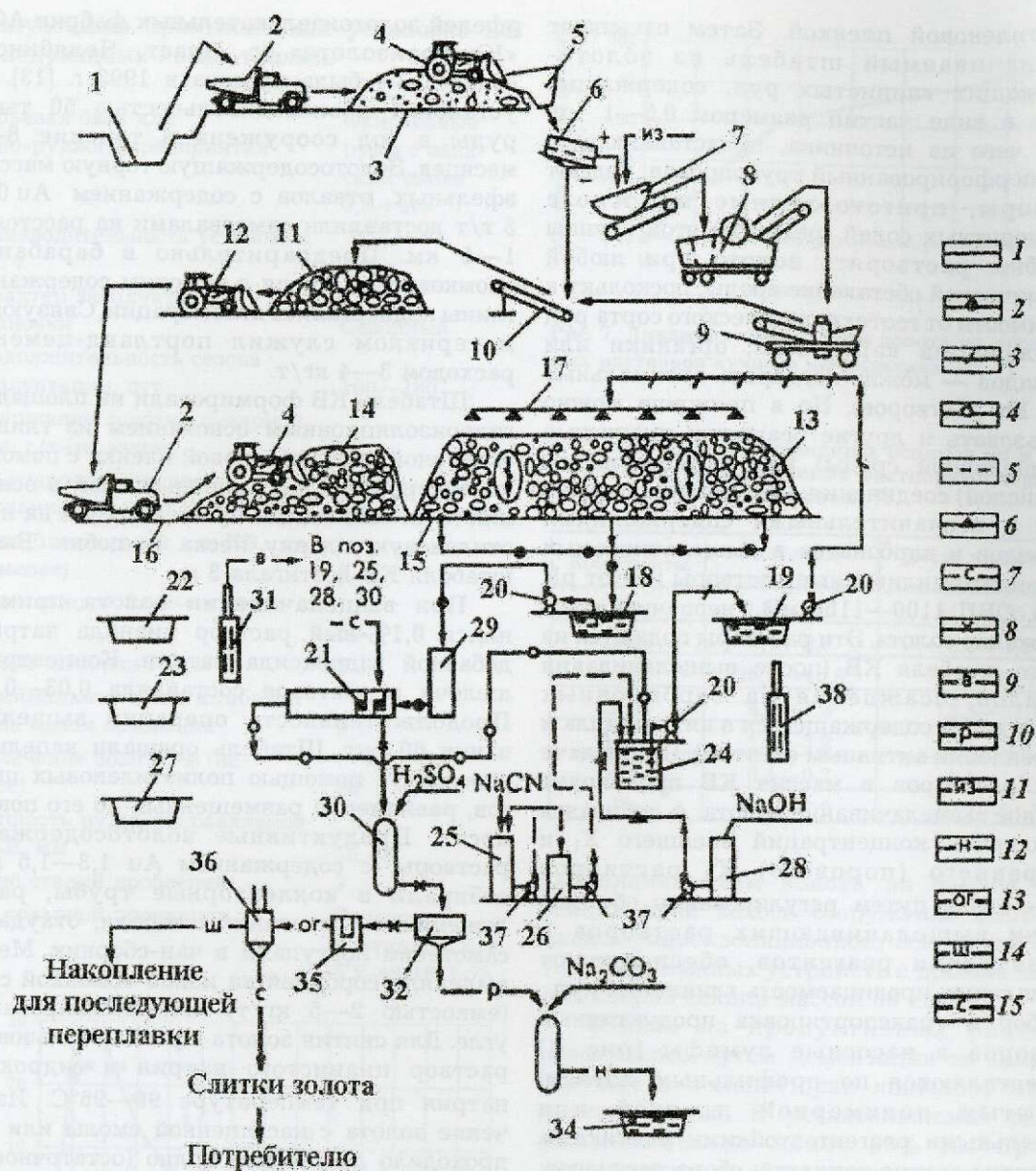


Рис. 5. Схема цепи аппаратов опытно-промышленной установки кучного выщелачивания золота из окисленных руд Майского месторождения:

1 — карьер; 2 — автосамосвал БелАЗ-540; 3 — склад исходной руды; 4 — бульдозер Т-130; 5 — бункер; 6 — инерционный грохот; 7 — бункер-питатель; 8 — щековая дробилка; 9 — конусная дробилка; 10 — транспортер специальный передвижной; 11 — склад дробленой руды; 12 — колесный погрузчик типа ТО; 13 — блок-секция дробленой руды массой 50 тыс. т; 14 — отсылаемая вторая блок-секция массой 50 тыс. т; 15 — гидроизоляционное основание с системой дренажных устройств; 16 — то же, в стадии строительства; 17 — оросительная система с напорными эмиттерами; 18 — емкость-сборник золотосодержащих растворов; 19 — то же, обеззолоченных растворов; 20 — насосный агрегат; 21 — цементатор ящичного типа; 22 — резервная емкость золотосодержащих растворов; 23 — то же, обеззолоченных растворов; 24 — зумпф; 25 — емкость разварки цианида; 26 — расходная емкость 10%-ного раствора NaCN; 27 — аварийная емкость; 28 — емкость для приготовления 20%-ного раствора NaOH; 29 — расходная емкость золотосодержащих растворов; 30 — реактор кислотного разложения; 31 — скважина; 32 — нутч-фильтр; 33 — реактор для нейтрализации кислых растворов и промвод; 34 — отстойник с основным карбонатом цинка; 35 — сушильная печь типа СНОЛ; 36 — рудно-термическая печь конструкции ИРГИРЕДМЕТА; 37 — химический насос; 38 — наблюдательная скважина; 1 — руда; 2 — золотосодержащие растворы; 3 — исходные цианистые растворы; 4 — обеззолоченные растворы; 5 — 10%-ный раствор NaCN; 6 — 20%-ный раствор NaOH; 7 — цинковая стружка; 8 — золотосодержащие шламы; 9 — технологическая вода; 10 — кислые растворы, промвод; 11 — комовая известь; 12 — нейтрализованные стоки; 13 — огарок; 14 — шлак; 15 — слиток золота

полиэтиленовой пленкой. Затем отсыпают выщелачиваемый штабель из золото-содержащих глинистых руд, содержащих золото в виде частиц размером 0,5—1 мм. После чего из источника, представляющего собой перфорированный трубопровод, подают растворы, приготовленные на основе гипохлоритных солей (реагенты этой группы способны растворять золото при любой геохимической обстановке среды, поскольку в зависимости от геотехнологического сорта руд — количества карбонатов, органики или сульфидов — можно подобрать оптимальные pH и Eh растворов). Но в принципе можно использовать и другие реагенты: цианистые (для щелочной среды) или тиомочевинные (для кислой) соединения. Для нашего случая в связи с незначительными содержаниями сульфидов и карбонатов в выщелачиваемых рудах приготавливаемые растворы имеют pH 7—7,5, ОВП 1100—1150 мВ, незначительное содержание золота. Эти растворы подаются из другого штабеля КВ (после выщелачивания металлов, осаждения на сорбционных колоннах 85% содержащегося в них металла и доукрепления активным агентом). При подаче таких растворов в массив КВ происходит активное выщелачивание золота. А добываясь соотношения концентраций внешнего X_1 и внутреннего (порового) X_2 растворов $X_1 > (1-1,2)X_2$ путем регулирования объемов подачи выщелачивающих растворов и концентрации реагентов, обеспечивают оптимальную проницаемость глинистых руд.

Сбор и транспортировка продуктивных растворов в насосные зумпфы (рис. 4) осуществляются по профильным лоткам, покрытым полимерной пленкой или специальными реагентостойкими мастиками. Возможны другие варианты сбора растворов, в частности в деревянные (покрытые пленкой), полиэтиленовые, асбоцементные лотки и др.

В качестве защитной щелочи в растворе используется едкий натр, так как известь часто вызывает зарастание труб, распылителей и даже активированного угля. Однако и при его использовании иногда образуются такие отложения [7]. Тогда применяют синтетические фосфорорганические добавки, концентрация которых в растворе $(1-3) \cdot 10^{-4}\%$. Расход цианида натрия составляет 0,25—0,5 кг/т при выщелачивании золота и до 1 кг/т при выщелачивании серебра; pH растворов при этом 9,5—10,5.

В России первая установка КВ золота из техногенного сырья — лежалых отвалов

эфелей золотоизвлекательных фабрик АООТ «Южуралзолото» (г. Пласт, Челябинская область) — была пущена в 1993 г. [13]. Эта установка производительностью 50 тыс. т руды в год сооружена в течение 8—10 месяцев. Золотосодержащую горную массу из эфельных отвалов с содержанием Au 0,8—3 г/т доставляли самосвалами на расстояние 1—5 км. Предварительно в барабанном окомкователе эфеля с высоким содержанием глины подвергались агломерации. Связующим материалом служил портланд-цемент с расходом 3—4 кг/т.

Штабель КВ формировали на площадке с гидроизоляционным основанием из глины и склеенной полиэтиленовой пленки с помощью конвейеров. Фильтрационный слой в основании кучи был создан путем отсыпки на полиэтиленовую пленку песка и щебня. Высота штабеля КВ достигала 3 м.

При выщелачивании золота применялся 0,1%-ный раствор цианида натрия с добавкой гидроксида натрия. Концентрация щелочи в растворе составляла 0,03—0,05%. Продолжительность операции выщелачивания 60 сут. Штабель орошали капельным способом с помощью полиэтиленовых шлангов, равномерно размещенных по его поверхности. Продуктивные золотосодержащие растворы (с содержанием Au 1,3—1,5 г/м³) собирали в коллекторные трубы, расположенные в основании штабеля, откуда они самотеком поступали в чан-сборник. Металл выделяли сорбцией на ионно-обменной смоле (емкостью 2—5 кг/т) или активированном угле. Для снятия золота с угля использовался раствор цианистого натрия и гидроксида натрия при температуре 90—95°C. Извлечение золота с насыщенной смолы или угля проходило достаточно полно (остаточное количество металла составляло менее 0,05 кг/т).

Извлечение золота из эфелей находилось на уровне 57—65%, что предопределялось тонкой вкрапленностью металла. Доизмельчение эфелей до 85—90% класса $-0,074$ мм и их переработка сорбционным цианированием повышают извлечение до 80—85%. Однако дополнительное получение золота не покрывает затрат на переработку бедных эфелей, и поэтому фабричный вариант является убыточным.

Другой положительный пример цианидного выщелачивания золота в штабелях в России — создание установки по переработке руд месторождения Майское (Хакассия) АОЗТ «Артель старателей Саяны» (г. Минусинск). Здесь в 1994 г. была пущена в

эксплуатацию промышленная установка КВ со следующими показателями.

Сырьевая база для горно-рудного предприятия	Окисленные руды с запасами около 3,5 т Au
Производительность установки, тыс. т	100
Характер эксплуатации установки	Сезонный
Продолжительность сезона эксплуатации, сут	160—180
Содержание золота в товарной руде, г/т (не менее)	4
Тип гидроизоляционного основания штабеля КВ	Одноразового использования
Число блок-секций для КВ, шт. (не менее)	2
Масса каждой блок-секции, тыс. т	50
Высота штабеля КВ, м	6
Максимальное число штабелей КВ на одном основании	3
Извлечение золота, % (не менее)	80
Крупность руды, направляемой на КВ, мм	-5...+0
Число стадий дробления	3
Вид товарной продукции	Золото в слитках, ГОСТ ТУ-48-16-7-75



Рис. 6. Динамика кучного выщелачивания золота из блок-секций окисленной руды опытно-полупромышленной установки КВ:

1, 2 — концентрация золота в продуктивном растворе первой и второй блок-секций; 3 — концентрация золота в обеззолоченном растворе

На выщелачивание цианистым раствором направляют дробленую руду класса -5 мм с содержанием Au 5,7 г/т (рис. 5) [12]. Максимальная концентрация золота (30 г/м³) в продуктивном растворе была достигнута на 15-е сутки обработки (рис. 6). Одновременно с

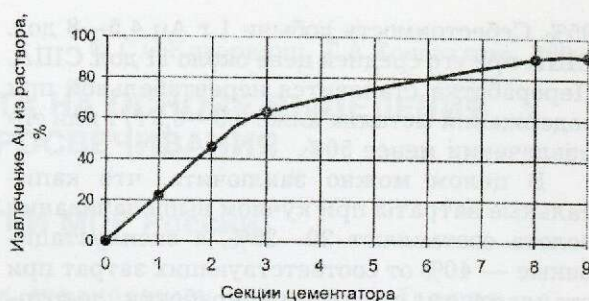


Рис. 7. Динамика цементации золота из продуктивных растворов кучного выщелачивания

2. Состав золотосодержащих осадков до и после кислотного разложения растворами серной кислоты, %

Компоненты	Исходные осадки	После кислотного разложения
Au	9,8—12,1	21,2—35,6
Ag	0,4—0,8	0,9—1,2
Zn	25,1—40,8	1,9—21,1
SiO ₂	4,6—7,3	13,8—21,1
Al ₂ O ₃	1,8—3,2	2,4—5,5
Cu	0,4—0,7	1,1—1,4
Pb	3,1—7,2	10,7—21,3

выщелачиванием золота из первой блок-секции кучи велось сооружение всего комплекса гидроизоляционного основания с системой дренажных устройств и дробилась руда для второй секции массой 50 тыс. т.

Золото из продуктивных растворов извлекалось путем цементации на цинковой стружке в цементаторах ящичного типа из девяти секций. В установившемся режиме извлекалось не менее 98% Au при его концентрации в обеззолоченном растворе не более 0,1 г/м³. Как правило, до 95% Au извлекается в первых семи секциях цементатора (рис. 7).

Первичные цинковые осадки из первых четырех секций цементатора содержат 9—12% Au и 25—40% Zn [11]. После сернокислотного разложения содержание золота в осадках увеличивается более чем в 2 раза с одновременным снижением содержания кислотнорастворимых примесей (табл. 2).

Осадки плавят, металл в виде сплава Доре (сплав золота с серебром с содержанием Au 820—840 частей) отправляют на аффинажный завод. На этой установке выработка золота составила 8 кг на одного человека.

Средние показатели извлечения золота из руд при кучном выщелачивании лежат в пределах 55—75%, максимальные доходят до

95%. Себестоимость добычи 1 г Au 4,5—8 дол. США при его средней цене около 11 дол. США. Переработка становится нерентабельной при содержании металла ниже 0,3—0,5 г/т или его извлечении менее 50%.

В целом можно заключить, что капитальные затраты при кучном выщелачивании золота составляют 20—25%, а эксплуатационные — 40% от соответствующих затрат при стандартном способе переработки золото-содержащих руд.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Актуальные вопросы добычи цветных, редких и благородных металлов / В.К.Бубнов, В.И.Голик, А.Е.Воробьев и др. — Акмола: Жана-Арка, 1995.
2. Аренс В.Ж. Скважинная добыча полезных ископаемых. — М.: Недра, 1986.
3. Воробьев А.Е., Гладуш А.Д. Влияние конверсии золотодобывающей отрасли России на геотехнологические методы разработки // Вестн. РУДН. Сер. Строительство. 1999. № 1. С. 172—179.
4. Воробьев А.Е., Лобанов Д.П., Малухин Н.Г., Чекушина Т.В. Электрохимическое выщелачивание металлов. — М.: МГГА, 1996.
5. Воробьев А.Е., Погодин М.А., Чекушина Т.В. Классификация методов выщелачивания золота при отрицательных температурах окружающей среды // Горный информационно-аналитический бюллетень. 1999. № 2. С. 76—81.
6. Воробьев А.Е., Чекушина Т.В. Конверсия золотодобывающей отрасли на геотехнологические методы выщелачивания // Горный информационно-аналитический бюллетень. 1998. № 6. С. 33—37.
7. Воробьев А.Е., Чекушина Т.В. Способ складирования золотосодержащей горной массы: Патент 2002959 РФ, МПК5 E 21 C 41/32, ВИ № 41-42, 1993.
8. Воробьев А.Е., Хабиров В.В. Целесообразность предварительного закисления золотосодержащих руд в штабелях кучного выщелачивания // Совершенствование технологии обогащения комплексных полезных ископаемых. М., 1996. С. 90—94.
9. Забельский В.К., Воробьев А.Е. Проектирование предприятий для разработки золоторудных месторождений геотехнологическими методами // Горный журнал. 1996. № 1—2. С. 114—118.
10. Забельский В.К., Сазонов А.Г., Воробьев А.Е. Возможности извлечения золота при переработке руд цветных металлов Башкортостана // Горный журнал. 1995. № 11. С. 55—56.
11. Минеев Г.Г., Дружина Г.Я., Строганов Г.А. Сорбция золота из растворов кучного выщелачивания руд активированным углем // Цветные металлы. 1976. № 12. С. 68—69.
12. Промышленные испытания технологии кучного выщелачивания золота из окисленных руд Майского месторождения / Г.А.Строганов, К.М.Цитлидзе, В.И.Чечкин и др. // Горный журнал. 1996. № 4. С. 39—41.
13. Седельникова Г.В. Практика кучного выщелачивания золотосодержащих пород // Горный журнал. 1996. № 1—2. С. 122—124.
14. Технология кучного выщелачивания благородных металлов / Г.А.Строганов, В.Е.Дементьев, А.М.Шутов и др. // Горный журнал. 1994. № 12. С. 11—12.
15. Телегина Л.Е., Кофман В.Я. Использование метода кучного выщелачивания для переработки бедных золотосодержащих руд // Цветные металлы. № 7. 1984. С. 9—11.
16. Хабиров В.В., Забельский В.К., Воробьев А.Е. Прогрессивные технологии добычи и переработки золотосодержащего сырья / Под ред. Н.П.Лаврова. — М.: Недра, 1994.
17. Чантурия В.А., Воробьев А.Е., Чекушина Т.В. Способ СПВ металлов электрическим током. Положительное решение на изобретение № 118857, 1996.
18. Шапиро А.П., Шведова Н.В. Растворение золота в растворах сульфоксидных соединений // Тр. ЦНИГРИ. 1974. Вып. 1. С. 27—29.

УДК 550.837.75

© С.С.Кеворкянц, Т.А.Коновалова, 2000

ОБЪЕМНАЯ ЛОКАЛИЗАЦИЯ ОБЪЕКТА НА ОСНОВЕ ВЫДЕЛЕНИЯ ИНФОРМАЦИОННЫХ ЗОН РАДИОПРОСВЕЧИВАНИЯ

С.С.Кеворкянц, Т.А.Коновалова (ЦНИГРИ МПР России)

Приведено физико-математическое толкование понятия области, ответственной за основную (заданную) долю поля, измеряемого в точке наблюдения, и предлагается алгоритм для оценки ее границ. Указанная область, названная радиогеоинформационной, — обобщенное понятие зоны, существенной для распространения радиоволн в смысле применимости к поглощающим средам и в том смысле, что предлагается количественное определение того, в какой мере она существенна. Практическое значение введенного понятия для объемной интерпретации результатов подземной радиогеооразведки иллюстрируется на примере кимберлитовой трубки. Предложен экстраполяционный способ проектирования основных рабочих характеристик поисковых работ (бурения и СРГР) на базе эталонных моделей, в котором ключевым параметром является диаметр радиогеоинформационной области.

Понятие зон Френеля, в частности первой зоны Френеля, называемой также зоной, существенной для распространения радиоволн, хорошо известно из оптики [1], теории связи и радиолокации [3], метода радиопросвечивания в подземной геофизике [2]. В основе этого понятия лежит представление о том, что поле диполя в однородном пространстве можно описать в виде суммы полей элементарных мнимых источников, распределенных на некоторой бесконечной плоскости, разделяющей источник и точку наблюдения и касательной к фронту волны. Подобная форма описания поля, вытекающая из принципа Гюйгенса, известна под названием интегральной формулы Гюйгенса-Френеля.

Авторами дана строгая математическая трактовка понятия зон Френеля на основе асимптотического приближения интеграла Гюйгенса-Френеля с контролируемой точностью и получена формула для радиусов зон Френеля в диэлектрических средах, полностью совпадающая с классической, выведенной геометрическим путем. В рамках новой трактовки доказывается неприменимость классического понятия зон Френеля, выведенного для диэлектрических сред, к средам поглощающим, в связи с чем вводится понятие области, ответственной за распространение радиоволн в заданном направлении, применимое в строгой формулировке как к поглощающим, так и к диэлектрическим средам. Согласно этому представлению, основной вклад в сигнал, который регистри-

руется в точке наблюдения M , вносит часть энергии поля, прошедшая через область, ограниченную поверхностью вращения с осью M_0M и радиусом поперечного сечения в точке P (рис. 1), равным ρ_0 . Данная область, представляющая собой, как и зона Френеля, эллипсоид вращения с радиусом вращения, зависящим от того, какую часть вклада от полного поля мы хотим учесть и какой частью — пренебречь, названа нами геоинформационной областью радиопросвечивания, или более кратко радиогеоинформационной областью (РГИО).

С учетом введенного понятия РГИО напряженность электрического поля E в волновой зоне источника можно представить в следующем виде:

$$E(M) = E_0 \frac{e^{ikR}}{R} \{1 - \exp[i(1 + ik)S]\}, \quad (1)$$

где R — расстояние между источником (точка M_0) и точкой наблюдения (M); E_0 — аппаратный коэффициент установки; $k = k''k'$, $k = k' + ik''$ — волновое число;

$$S = \frac{k'R}{(R - R_0)R_0} \cdot \frac{\rho_0^2}{2}, \quad (2)$$

ρ_0 — радиус сечения Σ_0 РГИО на расстоянии R_0 от излучателя. Множитель в фигурных скобках в правой части выражения (1) — вклад, вносимый частью энергии поля, прошедшей в точку наблюдения через поперечное сечение информационной области

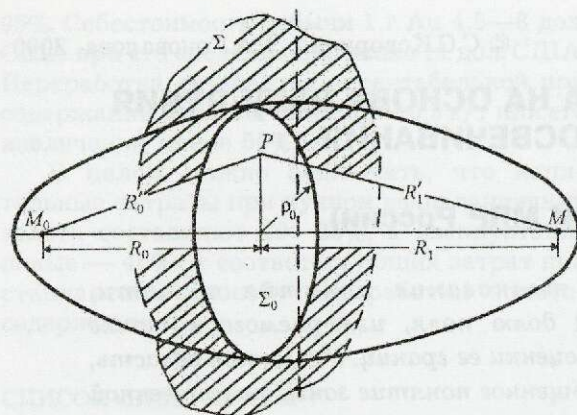


Рис. 1. Информационная область радиоволнового поля дипольного источника (точка M_0) в заданной точке наблюдения M

радиопросвечивания, поэтому модуль этой величины назовем коэффициентом информативности, или просто информативностью, и обозначим

$$I = |1 - \exp[i(1 + ik)S]|. \quad (3)$$

Из выражения (2) видно, что с ростом ρ_0 возрастает S , в результате чего коэффициент информативности стремится к своему максимальному значению, равному 1. Используя соотношение (3), для любого заданного $I < 1$ можно методом подбора рассчитать с нужной точностью соответствующее значение S , определяющее радиус (ρ_0) области Σ_0 прохождения I -й доли энергии полного поля, приходящей в точку наблюдения M , т.е. области прохождения радиоволн с коэффициентом информативности I .

Для расчета радиусов ρ_0 по известным значениям S предлагается соотношение

$$\rho_0 = \sqrt{\frac{2S(R - R_0)R_0}{k'R}} = \sqrt{\frac{\lambda(R - R_0)R_0}{R} \cdot \frac{S}{\pi}}, \quad (4)$$

вытекающее из (2).

На номограмме (рис. 2) отражена взаимосвязь трех параметров — I , k и S . С ее помощью для любого значения I из заданного набора значений и любой возможной величины k можно получить соответствующее значение S , пересчитываемое в значения ρ_0 для разных параметров ρ_0 , $k'R$.

Ниже кратко описана последовательность операций по определению радиусов РГИО с использованием номограммы (см. рис. 2).

1. Оценка волновых параметров вмещающей среды на изучаемом участке (коэффициента поглощения k'' и фазового коэффициента k').

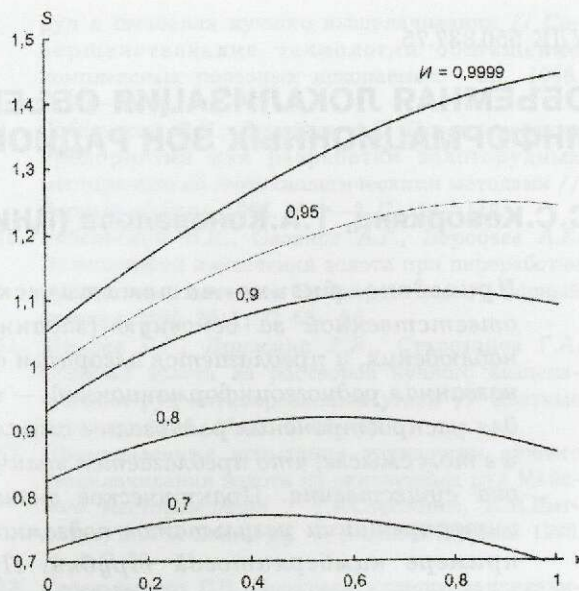


Рис. 2. Номограмма для определения параметров $S(k, I)$

2. Определение параметра S для заданного I и известного (полученного ранее) значения k .

3. Расчет радиусов информационной зоны по известным значениям S и k' для заданных расстояний R_0 и R .

Приведем примеры практического использования РГИО и ее основной характеристики — диаметра среднего поперечного сечения (D_0) — для решения задач скважинной радиогеоарезки (СРГР).

Использование РГИО при интерпретации результатов радиопросвечивания. Согласно определению РГИО, поперечное сечение этой области в любой точке отрезка M_0M , соединяющего источник и точку наблюдения, представляет собой площадку, через которую проходит основная часть энергии поля в точку наблюдения. Если в пределах интервала M_0M нет никаких экранирующих препятствий, которые частично или полностью попадают в РГИО, то поле, регистрируемое в точке наблюдения, есть нормальное поле (E_n). Если же часть площадки Σ_0 , которую обозначим через Σ_x (затененная площадь), закрыта экраном, то в приближении Кирхгофа отношение неэкранированной части поперечного сечения РГИО к полной его площади тождественно отношению доли энергии поля, дошедшей до точки наблюдения, к величине поля, которое регистрировалось бы в точке наблюдения при отсутствии экрана. Из этого следует, что указанное отношение есть не что иное, как коэффициент экранирования. Таким образом, имеет место соотношение

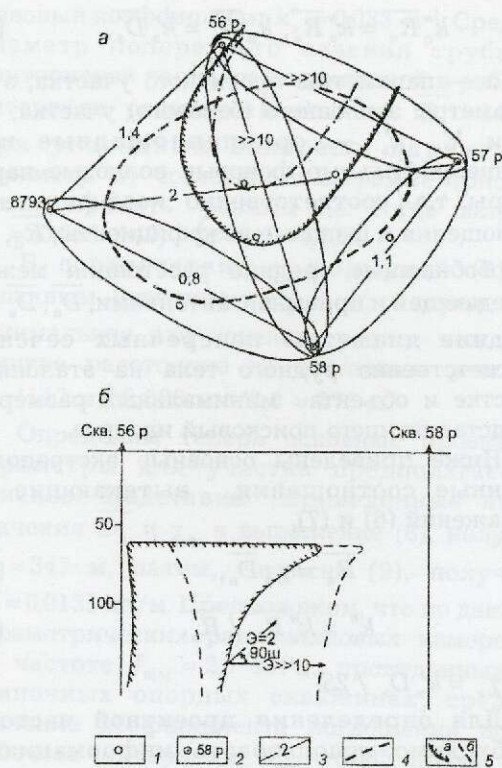


Рис. 3. Схема объемной локализации кимберлитовой трубки:

а — локализация верхней части трубки в плане; б — локализация трубки в вертикальном сечении по одной из плоскостей радиопросвечивания; 1 — скважина; 2 — скважина, использованная под СРГР; 3 — луч радиопросвечивания с коэффициентом экранирования $\mathcal{E}$; 4 — предполагаемый контур трубки по данным бурения; 5 — контуры трубки по данным бурения и СРГР (а — торцевой части, глубина 50 м, б — поперечного сечения на глубине 120–130 м)

$$\mathcal{E} = \frac{\Sigma_0}{\Sigma_0 - \Sigma_r} \quad (5)$$

С другой стороны, коэффициент экранирования представляет собой конечный параметр, получаемый для каждого луча в результате обработки данных СРГР по изучаемому участку. При наличии определенных наборов лучей просвечивания как в плоскостях георазрезов, так и в плане можно, используя данные по Σ_r , нарисовать достаточно четкую объемную картину расположения контуров экранирующих рудных тел, а при достаточно детальной радиогеостемке и подробной геологической информации оценить размеры и определить форму рудного тела. Пример подобного оконтуривания приведен на рис. 3 для кимберлитовой трубки Победа Далдыно-Алакитского района Западной

Якутии по результатам СРГР, полученным в 1978 г. (М.С.Бехтерева, В.А.Давыдов, С.С.Кеворкянц). С помощью поисково-разведочного бурения было установлено приблизительное место нахождения кимберлитовой трубки. Применение СРГР и интерпретация ее результатов на основе выделения первых зон Френеля позволили уточнить место расположения трубки и выявить приблизительно ее контуры в плане и вертикальных плоскостях (М.С.Бехтерева, С.С.Кеворкянц, 1985). Последние результаты были уточнены путем выделения радиогеоинформационных областей с помощью номограммы (см. рис. 2, при $I=0,9999$) и использования соотношения (4). На рис. 3 показаны контуры трубки Победа, предполагаемые по данным разведочного бурения и уточненные авторами по данным СРГР путем построения РГИО.

Использование РГИО при проектировании детальных поисков с применением скважинной радиогеоэрозвездки. Основу проектирования СРГР на площади, разбуриваемой по квадратной сети, составляет задание следующих трех основных метрологических характеристик поисковых работ (проектных параметров): 1) минимальный средний поперечный размер (D_0) объекта, представляющего поисковый интерес; 2) шаг разбуривания, т.е. сторона элементарного квадрата разбуриваемой сети скважин (L); 3) основная рабочая частота межскважинного радиопросвечивания (f). Два последних параметра зависят от D_0 и радиофизических характеристик геосреды. Параметр L для заданной густоты сети бурения обычно строго не выдерживается и имеет разброс примерно в пределах $\pm(20-30)\%$. Таким образом, реальную сеть можно назвать квазиквадратной, а под шагом сети понимать некоторое усредненное по совокупности сторон квазиквадратов, слагающих данную сеть, значение L .

Помимо среднего шага сети скважин, следует также учитывать такой параметр, как обобщенное среднее расстояние между скважинами ($\bar{R}$), поскольку радиопросвечивание на квадратной сети проводится не только по сторонам, но и по диагоналям квадратов. Простые расчеты показывают, что данный параметр, определенный как средневзвешенная величина, имеет наименьшее значение $\bar{R} \approx 1,13L$ для сети из одного элементарного квадрата со скважинами в углах и монотонно возрастает с ростом числа квадратов до своего наибольшего значения (при неограниченном числе элементарных квадратов) $\bar{R} \approx 1,2L$,

причем при пяти скважинах с каждой стороны разбуренной квадратной сети $\bar{R}$ уже равно $1,18L$, т.е. достаточно близко к $1,2$. Поэтому можно без существенной потери в точности принять $\bar{R}$ равным $1,2L$ при общем количестве скважин 20 или более 20 и $\bar{R} \approx 1,15L$ при общем количестве скважин менее 20. Из двух последних соотношений следует, что выбор шага разбуриваемой сети равносителен выбору обобщенного среднего межскважинного расстояния $\bar{R}$, в свою очередь непосредственно связанного с заданием параметра $\bar{D}_0$, поскольку предполагается, что при расстоянии между источником и точкой наблюдения, равном $\bar{R}$, диаметр среднего сечения РГИО совпадает с величиной $\bar{D}_0$ и, следовательно, согласно соотношению (4), определяется по формуле

$$\bar{D}_0 = \sqrt{2SR / k'}. \quad (6)$$

Последнее означает, что поисковый объект изометрической формы минимальных размеров при совмещении его центра с лучом просвечивания должен полностью закрывать площадку Σ_0 , через которую основная (И-я) часть энергии поля приходит в точку приема. Из соотношения (6) следует, что именно диаметр среднего сечения радиогеоинформационной области является первичным (целевым) параметром, задаваемым при проектировании СРГР, в то время как шаг бурения, или обобщенное среднее межскважинное расстояние, и рабочая частота радиопросвечивания — вторичные параметры, производные от $\bar{D}_0$.

Для проектирования СРГР на поисковых площадях с изученным геологическим строением и при наличии данных односкважинных параметрических измерений (электрического каротажа или радиоволнового зондирования) по отдельным опорным скважинам можно использовать базовые (эталонные) модели опосредованных или разведанных участков известных рудных тел или залежей. С этой целью можно реализовать экстраполяционный способ определения проектных параметров, основанный на применении критериев электродинамического подобия. В качестве основных соотношений подобия предложены следующие*:

$$k''_n \bar{R}_n = k''_s \bar{R}_s, \quad k'_n \bar{D}_n = k'_s \bar{D}_s, \quad (7)$$

где p — параметры проектного участка; s — параметры эталонного (базового) участка; k''_n , k''_s и k'_n , k'_s — среднеплощадные или среднепрофильные фоновые волновые параметры т.е. соответственно коэффициенты поглощения и фазовые коэффициенты; $\bar{R}_n$, $\bar{R}_s$ — обобщенные средние расстояния между передающей и приемной антеннами; $\bar{D}_n$, $\bar{D}_s$ — средние диаметры поперечных сечений соответственно рудного тела на эталонном участке и объекта минимальных размеров, представляющего поисковый интерес.

Ниже приведены основные экстраполяционные соотношения, вытекающие из выражений (6) и (7),

$$\bar{R}_n = \chi_s \bar{D}_n, \quad (8)$$

$$k''_n = k''_s \bar{R}_s / \bar{R}_n, \quad (9)$$

где $\chi_s = k''_s \bar{D}_s / 2S$.

Для определения проектной частоты необходимо использовать информацию о среднем удельном электрическом сопротивлении ($\rho_{n(s)}$) или коэффициенте поглощения ($k''_{n(s)}$) вмещающих пород на участке проектируемого поиска, полученную по данным параметрических измерений в одиночных опорных скважинах на постоянном токе (каротаж сопротивлений) или на некоторой фиксированной частоте (односкважинное радиоволновое зондирование). Проектная частота определяется путем перехода от опорного значения $\rho_{n(s)}(k''_{n(s)})$ к расчетному $\rho_n(k''_n)$ с помощью номограмм частотной зависимости указанных параметров.

Приведем пример оценки основных проектных параметров для участка планируемых поисков кимберлитовых трубок в одном из районов Западной Якутии (проектный участок) на основе экстраполяции данных эталонного (базового) участка. Допустим, что посредством комплекса поискового бурения и СРГР требуется провести поиск кимберлитовых трубок со средним диаметром поперечного сечения в приторцевой части не менее 200 м, т.е. $\bar{D}_n = 200$ м.

В качестве эталонного рассматривается участок с кимберлитовой трубкой Победа (Далдыно-Алаkitский район), представляющий собой радиоволновую геомодель того же типа, что и проектный участок. Для пород поискового горизонта (рабочего интервала) эталонного участка характерны следующие средние значения волновых параметров: коэффициент поглощения $k''_s = 0,017$ нп/м и

*Идея экстраполяционного подхода к проектированию на основе использования критериев подобия вида (7) принадлежит А.Д.Петровскому.

фазовый коэффициент $k'_s = 0,033 \text{ м}^{-1}$. Средний диаметр поперечного сечения трубки в приторцевой части, расположенной в рабочем интервале радиопросвечивания, $D_s \approx 147 \text{ м}$. При указанных волновых параметрах параметр S , согласно номограмме (рис. 2), можно принять равным 1,4. Тогда получим $\chi_s = (0,033 \cdot 147) / (2 \cdot 1,4) = 1,73$.

В соответствии с формулой (6) по заданным значениям D_n и k'_s определяем оптимальное для поисков среднее межскважинное расстояние на эталонном участке: $R_s = (147 \text{ м})^2 \cdot 0,033 \text{ м}^{-1} / 2,8 \approx 275 \text{ м}$.

Определим теперь основные проектные параметры для участка предполагаемых поисков. Подставив приведенные выше значения D_n и χ_s в выражение (8), получим $R_n \approx 347 \text{ м}$, затем, согласно (9), получаем $k''_n \approx 0,0135 \text{ нп/м}$. Предположим, что по данным параметрических радиоволновых измерений на частоте $f_{n(0)} = 2,5 \text{ МГц}$, проведенных в одиночных опорных скважинах, среднее значение коэффициента поглощения пород рабочего интервала $k''_{n(0)} = 0,085 \text{ нп/м}$. Для нахождения проектной частоты воспользуемся номограммой обобщенной частотной зависимости коэффициента поглощения для пород осадочной толщи рассматриваемого района работ. На ней найдем точку с абсциссой $k''_{n(0)} = 0,085$ и ординатой $f_{n(0)} = 2,5 \cdot 10^6 \text{ Гц}$ и выделим кривую номограммы, ближайшую к данной точке. От найденной точки будем перемещаться вдоль выделенной кривой до точки, ордината которой равна k''_n . Абсцисса этой точки и будет искомой частотой, равной 140 кГц . Указанная частота близка к стандартной, имеющейся в комплекте аппаратуры РВМ, — 156 кГц . Эту частоту и следует принять в качестве проектной, т.е. $f_n \approx 156 \text{ кГц}$. Для указанной

частоты находим скорректированные значения коэффициента поглощения $k''_n = 0,015 \text{ нп/м}$ и среднего расстояния $R_s = 320 \text{ м}$ для проектного участка, а по ранее приведенной формуле определим средний шаг для проектируемой сети скважин $L_n = 270 \text{ м}$.

Ниже приведены основные метрологические характеристики эталонного и проектного участков.

Параметры	Эталонный	Проектный
Размер объекта, м	147	200
Рабочая частота радиопросвечивания, кГц	312	156
Коэффициент поглощения, нп/м	0,017	0,015
Средний шаг скважин, м	230	270

В результате проведенных исследований дано физико-математическое толкование геоинформационной области радиопросвечивания в поглощающих средах, названной радиогеоинформационной областью, получен алгоритм строгого определения границ этой области; предложен способ выделения областей радиоволновой тени в пределах РГИО, который служит основой для объемной локализации рудных объектов-экранов по данным скважинной радиогеооразведки; предложен экстраполяционный способ проектирования основных метрологических характеристик поисковых работ (бурения и СРГР) на базе эталонных моделей.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Борн М., Вольф Э. Основы оптики. — М.: Наука, 1970.
2. Петровский А.Д. Радиоволновые методы в подземной геофизике. — М.: Недра, 1971.
3. Фейнберг Е.Л. Распространение радиоволн вдоль земной поверхности. — М.: Изд-во АН СССР, 1961.



УДК 551.79

© Е.А.Никитин, 2000

НОВЫЙ ПОДХОД К ПРОБЛЕМАМ ЧЕТВЕРТИЧНОЙ ГЕОЛОГИИ СРЕДНЕГО ТЕЧЕНИЯ Р. ВОЛГИ, САМАРСКАЯ ОБЛАСТЬ

Е.А.Никитин (ОАО «Гипроводхоз», г. Самара)

Изложены новые взгляды на геологию четвертичных отложений бассейна среднего течения р. Волги. Бурые глины и суглинки плейстоцена отнесены к перигляциальным. В Самарской области они образуют единый пояс по южной границе оледенений и служат связующим звеном между перигляциальными отложениями Украины и Приуралья как по генетическому признаку, так и по стратиграфическому положению. Роль связующего звена придает толще сыртовых глин.

Геологическое строение рельефообразующих отложений в Самарской области выглядит простым. На левобережье Волги основную часть области занимает равнина, сложенная морскими плиоценовыми породами, перекрытыми более молодой толщей бурых глин средней мощностью 30 м. Правый, более высокий, берег Волги, в том числе Жигулевские горы, образующие Самарскую Луку, сложен коренными породами доплиоценового возраста. В долине Волги имеются три надпойменные террасы, четко выраженные в рельефе: две хвалынские и одна хазарская. Все это изучалось многими видными геологами и освещалось в специальной литературе. Однако с появлением нового фактического материала возникло достаточно много новых, порой неординарных вопросов.

Одна из проблем — определение времени начала формирования современного эрозионного рельефа. Поскольку в эрозионных долинах рек все речные отложения относятся к плейстоценовому возрасту, соответственно эрозионный рельеф считается плейстоценовым. При этом никто не приводил убедительных доказательств положения и строения цоколя волжской долины и возраста первых захороняющих пластов. Новые данные по этим вопросам изложены ниже при рассмотрении геологии террас. Сначала же приведем материал о причинах и времени развития эрозионных процессов, связанных с унаследованием долин древней речной сети.

Во время, предшествующее акчагылу, реки бассейна Волги были глубоко врезаны в коренные породы. Русло Волги углубилось на 300 м (до отметки 290 м), достигнув каменноугольных отложений. В акчагыле трансгрессия Каспийского моря захватила бассейн Волги до г. Казани и он был захоронен под акчагыльскими песчано-глинистыми отложениями. На карте погребенного рельефа, построенной О.А.Янушневичем и С.С.Реди (1977), показаны все притоки Волги, существующие сейчас. Современные притоки и сама Волга относительно положения их на погребенном плане смещены вправо на 5—20 км. Причину этого никто не раскрывал. Известно, что смещение рек вправо подчинено закону Кориолиса — при вращении Земли на восток вода благодаря инерции подмывает западные (правые) берега. Возникает вопрос, как это могло произойти, если на месте рек было море, рек не было, а подмыв был. Оказывается, подмыв возможен только в одном случае и по другому сценарию. Когда море оставило не до конца сnivelированные долины, реки продолжили свою работу, начав со старых долин уже в условиях суши. Из этого следует, что акчагыльское море не только оставило реликты долин, но и не до конца сnivelировало бассейн Волги, который в настоящее время представляет собой депрессию. Эта депрессия служила и служит исходной формой развития рельефа после отступления акчагыльского моря. Осевая

часть депрессии — русло Волги — оказалась полностью сnivelированной и поэтому притоки современной Волги пересекают ее, а сама Волга выбрала правобережную прибойную зону акчагыльского моря. Древние долины, глубоко и широко разработанные, после нивелирования выглядят сейчас вокруг слабо врезанных малых рек несоразмерно широкими и поразительно пологими. Только р. Самара в среднем течении не наследует древнюю долину, вероятно, по тектонической причине.

Итак, смещение рек вправо произошло в условиях суши после регрессии моря. Смещение рек на указанное расстояние потребовало длительного времени и сопровождалось образованием эрозионных долин. В тот период самые последние морские (апшеронские) отложения не выходили за пределы современной Прикаспийской низменности, из чего следует, что в апшероне Самарская область была сушей и подвергалась эрозии. Базис эрозии, которым служит уровень воды в Каспийском море, был достаточно низкий, особенно в начале апшерона. Ю.М.Васильев отмечает для этого времени перерыв осадконакопления в Прикаспии. Анализ смещения рек вправо позволил определить базисные условия формирования рельефа равнины в депрессии и отнести начало развития эрозионных форм речной сети к апшерону, а не к плейстоцену, как считается в настоящее время.

Другая проблема — строение и возраст рельефообразующей толщи бурых глин. Она не слоиста, покрывает четкослоистые морские акчагыльские отложения, образуя равнину с плосковыпуклыми водоразделами (сыртами) и широкими пологими долинами. Равнина называется Сыртовой, а глины, покрывающие ее, — сырцовыми. Впервые эту толщу в Саратовском Заволжье расчленил на три горизонта Ф.П.Саваренский [5]: красно-бурые глины — в основании разреза, коричнево-бурые — в середине и желто-бурые — в кровле. С тех пор идет спор о происхождении и возрасте этих глин. Одни геологи всю толщу относят к золовым приледниковым образованиям плейстоценового возраста, другие — только верхний горизонт желто-бурых глин, а два нижних связывают с лиманами апшеронского возраста. Именно эта точка зрения принята в действующей унифицированной стратиграфической схеме четвертичных отложений (1964 г.). В Самарском Заволжье вместо желто-бурых глин обнаружены солифлюкционные суглинки (рис. 1) мощностью 10—15 м, залегающие местами на склонах и в

древних крутостенных оврагах. Желто-бурые глины и солифлюкционные суглинки генетически не сопоставимы. Материал для первых принесен, а для вторых находится на месте, слагая поверхность рельефа. Солифлюкции возможны лишь в условиях промерзания грунтов на глубину. При поверхностном оттаивании на склоне перенасыщенная водой глинистая часть разреза скользит по оледенелой его части. Происходит местное перераспределение ранее отложенного материала. Этот процесс приурочен к концу образования сыртовой толщи, поскольку солифлюкционные суглинки ничем не перекрыты. Желто-бурые глины отсутствуют как ниже, так и выше по разрезу.

Под солифлюкционными суглинками залегают коричнево-бурые глины разных оттенков — темные, светлые, желтоватые — средней мощностью 15 м. Часто в основании глин встречается погребенная почва, реже —верху разреза, на глубине 4 м от поверхности, еще реже — в середине.

Ниже залегают красно-бурые глины мощностью 4—7 м, также с погребенными почвами в основании. Все погребенные почвы разреза, как и современные, в обнажениях имеют мощность 30—40 см. Аналогичное расположение погребенных почв установил в Саратовском Заволжье Ю.М.Васильев [1], чем дополнил расчленение толщи глин, выполненное Ф.П.Саваренским.

Все разновидности сырцовых глин близки по составу — преимущественно гидрослюдистые. Примесь карбонатных стяжений (журавчиков) относится к подпочвенным каменным карбонатам, образованным в гидроморфных условиях, как правило, под красно-бурыми глинами. Они состоят из кальцита и тяготеют к отрицательным микроформам древнего рельефа в условиях суши. При переотложении глин обломки каменных карбонатов рассеялись по всему разрезу сыртовой толщи. Факт наличия погребенных почв и подпочвенных каменных карбонатов опровергает лиманное происхождение сырцовых глин. Условия залегания сыртовой толщи свидетельствуют о том же. Анализ многочисленных геологических разрезов сыртовой толщи показал, что она покрывает рельеф, подобный современному. Широкие плосковыпуклые водоразделы и не менее широкие пологие долины выработаны до отложения сырцовых глин. Под ними обнаружен базальный подсыртовый слой мощностью 0—15 м, который на водоразделах представлен элювием (спрессованная дресва акчагыльских глин), на склонах — делювием

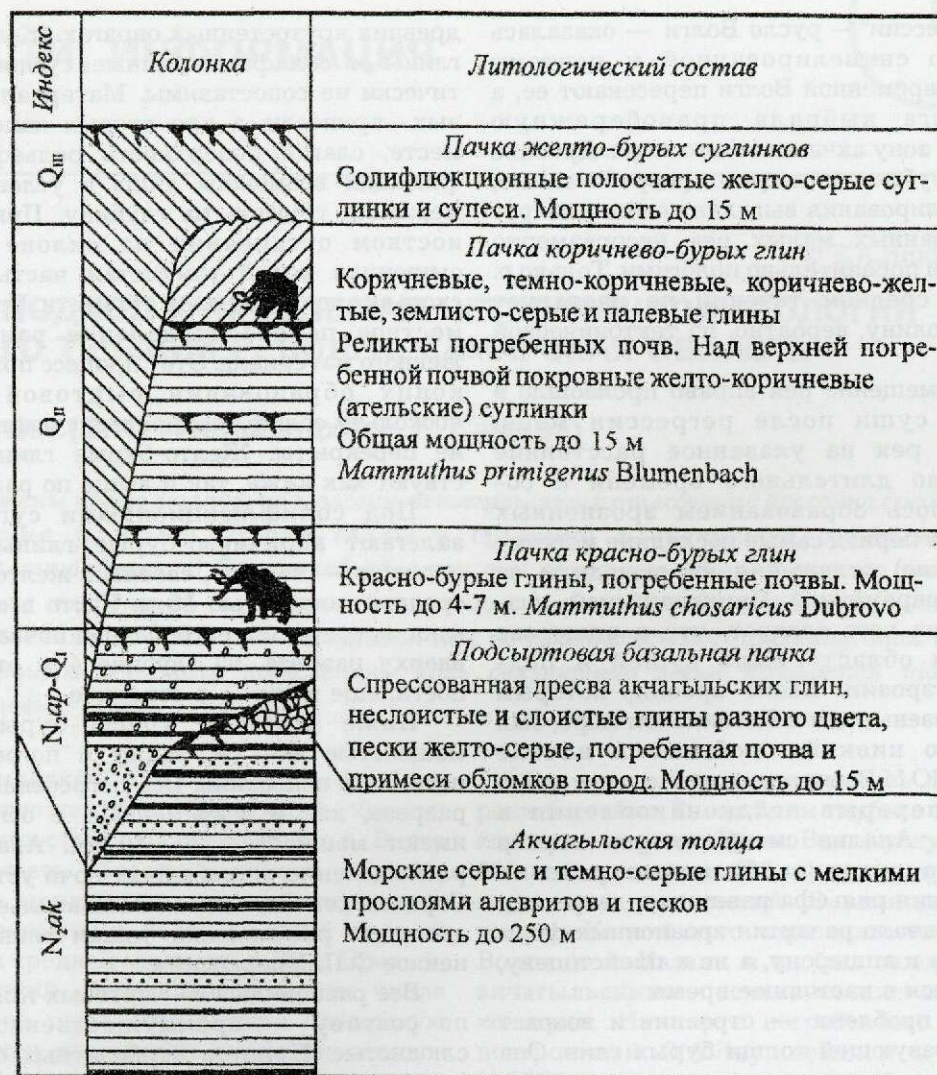


Рис. 1. Стратиграфическая колонка толщи сыртовых глин Самарской области

(неслоистые глины серые, бурые с примесью обломков каменных карбонатов и дресвы акчагыльских глин), в долинах — аллювием (слоистые глины и пески). Именно в базальном слое найдены единичные образцы морской фауны, переотложенной из акчагыльских пород, что используется в качестве главного аргумента сторонниками лиманного происхождения толщи сыртовых глин.

Окончательным опровержением лиманного происхождения глин служат найденные в 1987 г. останки пяти мамонтов на погребенной почве в основании сыртовой толщи на дне карьера по добыче глин в верховьях р. Большая Вязовка. Костные останки каждого мамонта находились в анатомической последовательности и располагались отдельно друг от друга на месте разобщенной гибели животных, среди которых был детеныш. Под

мамонтами внутри погребенной почвы рассеяны древесные угли размером до 3 см. Групповая гибель животных, вероятно, связана с пожаром.

По определению Н.В.Гаруты (1990), останки принадлежат хазарским мамонтам (*Mammuthus chosaricus* Dubrovo), обитавшим в среднем плейстоцене. Следовательно, сыртовая толща глин образовалась, скорее всего, эоловым путем в перигляциальных условиях. Глины отвечают ледниковым, а погребенные почвы — межледниковым фациям. Останки хазарских мамонтов в основании глин фиксируют начало среднеплейстоценового — днепровского оледенения, а большое количество находок фауны шерстистых мамонтов (*Mammuthus primigenius* Blumenbach) в приповерхностной части разреза толщи глин указывает на

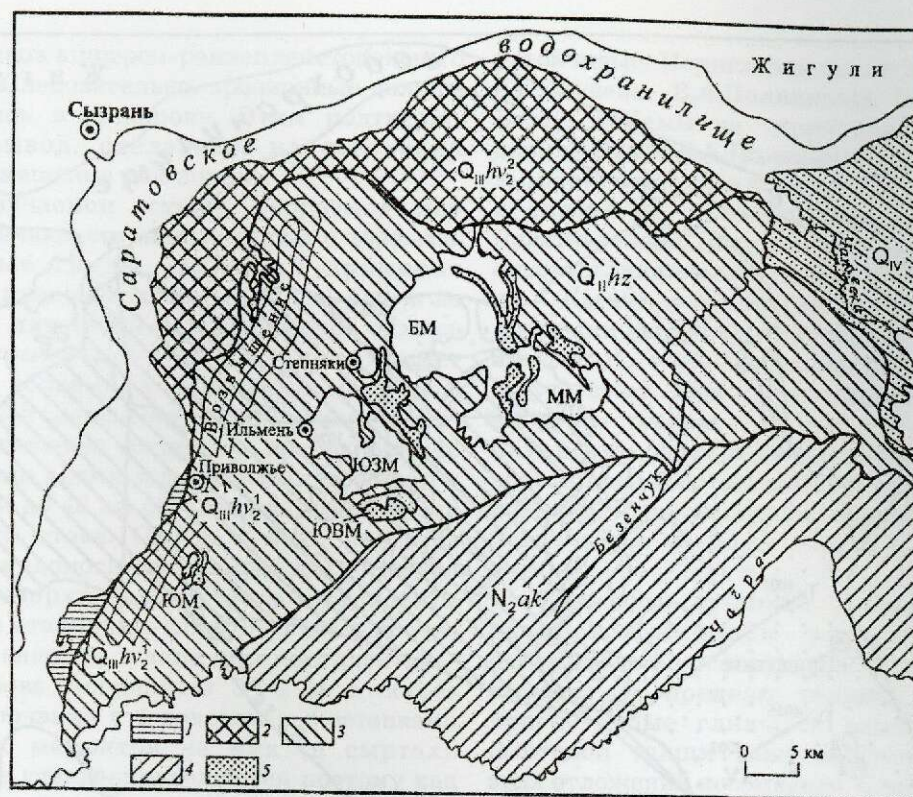


Рис. 2. Геоморфологическая карта хазарской террасы в долине Волги против г. Сызрань:

1 — I надпойменная среднехвалынская терраса с морскими глинами шоколадного цвета, $Q_{III}hV_2^1$; 2 — I надпойменная среднехвалынская эрозионная терраса, $Q_{III}hV_2^2$; 3 — II надпойменная хазарская терраса, $Q_{II}hz$; 4 — водораздел — под покровными суглинками (Q_{II}) залегают морские слоистые акчагыльские глины N_{2ak} , на вершине — сырцовые глины; 5 — Предмайтужные валы, Q_{II} ; БМ — Большая Майтуга, ММ — Малая Майтуга, ЮЗМ — Юго-Западная Майтуга, ЮВМ — Юго-Восточная Майтуга, ЮМ — Южная Майтуга

завершение формирования ее в позднем плейстоцене. Возраст толщи, таким образом, четко датируется как средний — поздний плейстоцен (Q_{II} — Q_{III}).

Эрозионный рельеф, скрытый под толщей сырцовых глин, связан с перемещением рек вправо в апшеронское время, а базальный подсыртовый слой, выстилающий его, формировался с апшерона до времени отложения сырцовых глин. Возраст его определяется как апшерон-раннеплейстоценовый (N_{2ar} — Q_1).

Следующая группа проблем касается террас рек Самарской области. Так, не доказано отсутствие самой древней — бакинской — террасы; все шесть аллювиальных свит Г.И.Горецкого [2] совершенно не увязываются ни с одним геологическим разрезом какой-либо террасы; не раскрыта причина отсутствия выраженности хазарской террасы на Сыртовой равнине, нет ее стратотипа и соответственно границ геологического разреза, на месте хазарской рассматривают московскую и днепровскую террасы; отсутст-

вует доказательство времени начала эрозионного врезания Волги, зафиксированное по аллювию с фауной.

По счастливой случайности решение большинства этих вопросов связано с останцом хазарской террасы против г. Сызрань по левому берегу Волги (рис. 2). Это третья, самая высокая, надпойменная терраса, прекрасно выраженная в рельефе на абсолютной отметке 60—65 м. Длина останца 85 км, максимальная ширина — 30 км. Геология террасы детально изучена по площади и на глубину, поскольку здесь пробурено 600 скважин под обоснование сооружения пяти крупных оросительных систем. В этом месте всю долину Волги поперек пересекает Жигулевско-Пугачевский свод, сложенный коренными породами и проявленный с девона. Его широкая поверхность в виде сглаженного плато на нулевой абсолютной отметке сложена пермскими карбонатными породами и юрскими отложениями. Плато перекрывается толщей отмытых речных песков на всю

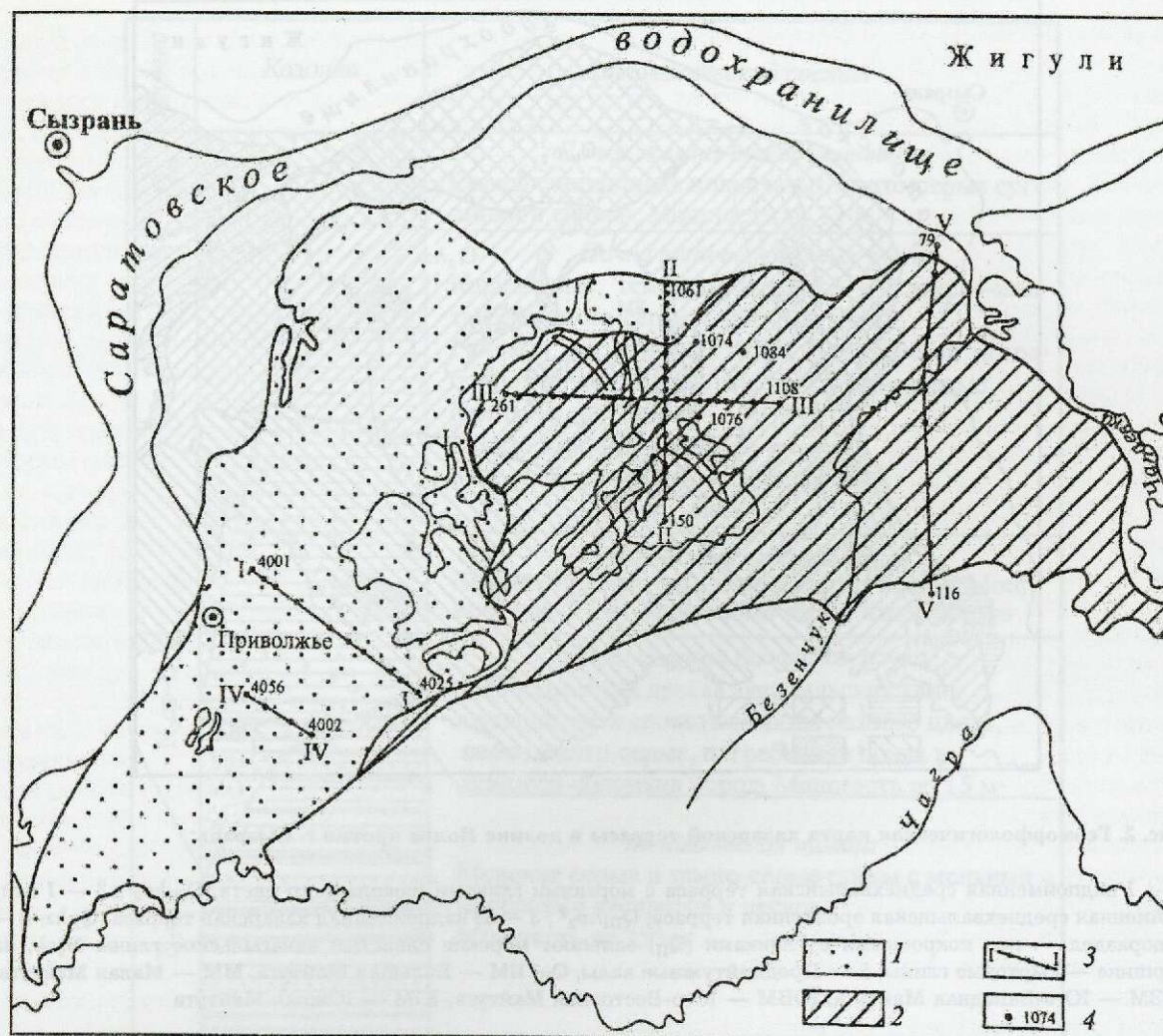


Рис. 3. Русловая и пойменная зоны хазарской террасы против г. Сызрань:

1 — перигляциальные пески русловой зоны; 2 — коричнево-бурые суглинки и глины пойменной зоны; 3 — линии геологических разрезов; 4 — одиночные скважины

ширину современной долины (40 км) средней мощностью около 30 м. Пески преимущественно мелкозернистые четкослоистые, в основании более грубые, с линзами гравия и гальки. Снизу вверх наблюдается фациальная изменчивость песков от более грубых к тонкозернистым, вплоть до образования старичных серых глин, свидетельствующих об угасании реки. Толща песков распространена в долине Волги всюду севернее и южнее Жигулей, а также отмечается по ее притокам — Самаре, Большому Кинелю, Соку, Усе и другим рекам, исключая реки Сыртовой равнины Чапаевку, Чагру и Большой Иргиз, где пески наблюдаются местами и в малом количестве, вероятно, из-за маловодности рек.

Наличие толщи песков на всю ширину долин указывает на главный этап заложения

и формирования речных долин в условиях длительного сохранения низкого базиса эрозии. Время заложения определяется по находкам в песках фауны слонов: трогонтериевого (*Archidiskodon trogontherii* Pohlig), обитавшего в раннем плейстоцене, и южного (*Archidiskodon meridionalis* Nesti), жившего в раннем и среднем апшероне. Соответственно возраст песков апшерон-раннеплейстоценовый ($N_{2ar}-Q_1$). Костные останки южного слона встречены по рекам Самаре и Большому Кинелю в районе впадения последнего в р. Самару. Костные останки трогонтериевого слона обнаружены в 12 местах (7 — в низовьях р. Самары и 5 — по Волге). Определения производили Н.В.Гарут и Б.С.Кожамкулова. Еще раз подчеркнем, что на цоколе волжской долины залегает толща

серых песков апшерон-раннеплейстоценового возраста. Следовательно, эрозионные долины заложались в апшероне. Этим подтверждается вывод, сделанный на основании анализа смещения рек вправо.

На изучаемом останце террасы толщу песков венчают старичные глины с торфами. Старичные глины занимают примерно половину площади террасы (рис. 3). Они и не закрытые ими пески перекрываются сплошь красно-бурыми глинами местами с погребенными почвами в основании и кровле. Днепровское оледенение «обезглавило» Волгу, и она постепенно лишилась поверхностного стока. Толща песков в долине мощностью 30 м и шириной до 40 км обеспечила возможность подземного стока. Она и сейчас является мощным водоносным горизонтом. Именно потеря поверхностного стока обусловила появление старичных глин (0—5 м) в кровле песков и, наконец, глинистого континентального покрова мощностью 3—4 м с погребенными почвами в основании и с останками хазарских мамонтов на них (в сырцах). Старичные глины определяются поэтому как дохазарские и послеапшеронские, т.е. нижнеплейстоценовые (Q_1). Они представляют собой генетический и возрастной аналог дельтовых серых глин (сингильского горизонта) Северного Прикаспия. Попутно заметим, что на останце террасы на старичных глинах залегают красно-бурые глины, а в Северном Прикаспии последние (астраханский горизонт) залегают отдельно и считаются континентальным аналогом дельтовых (сингильских) глин того же раннеплейстоценового возраста. По нашим данным, возраст красно-бурых глин среднеплейстоценовый.

На западе в разрезе останца террасы на красно-бурых глинах залегают перигляциальные пески русловой фации мощностью 8—19 м, а на востоке — неслоистые коричнево-бурые глины поймы такой же мощности. И те и другие перекрываются пачкой коричнево-бурых тоже неслоистых суглинков мощностью 4—5 м. В целом разрез пойменной зоны вместе с подстилающими красно-бурыми глинами оказывается сырцовым, но без верхнеплейстоценовых солифлюкционных образований. Оставшаяся основная часть разреза, в том числе русловая зона, имеет только среднеплейстоценовый возраст (Q_{II}). Перигляциальные пески русловой фации хорошо отличаются от речных отмытых песков. Они всегда бурые глинистые нечеткослоистые с линзами бурых суглинков и без примеси грубых обломков пород даже в базальной части, не сыпучие, в обнажениях

устойчивые. Перигляциальные пески детально изучены В.А.Поляниным [4] в долинах Волги и Камы на территории Татарии. В долине Волги В.А.Полянин назвал их потоковыми отложениями флювиогляциального типа и связал их происхождение с ледником. Действительно, перигляциальные пески этого флювиогляциального потока прослеживаются до г. Казани и выше, где они соединяются с краевыми зандами ледника [3]. В Самарской области по всем притокам Волги эти пески отсутствуют. Они перемещались только по Волге со стороны г. Казани транзитом через Самарскую область до Каспийского моря без дополнительного питания. В таком варианте решается один из трудных вопросов: почему бурые пески по Волге есть, а в притоках их нет.

Покровные суглинки, венчающие разрез хазарской террасы и перекрывающие одновременно русловую и пойменную фации, выходят за пределы террасы, также как красно-бурые глины, и входят в состав сыртовой толщи глин. Континентальность этих отложений несомненна. Следовательно, в хазарское время Волга дважды утрачивала поверхностный сток, и долина ее была сухой; подземный сток существовал постоянно. В процессе образования покровных суглинков подземный поток по русловой зоне местами промерзал и воды, сдавленные льдом, фонтанировали, образуя на поверхности террасы наледи, которые после вытаивания оставляли блюдцеобразные бессточные понижения. Наледи подтверждают наличие континентальной поверхности террасы и свидетельствуют об очень суровом арктическом климате в конце хазарского времени.

Разрез останца хазарской террасы с перигляциальными песками против г. Сызрань (см. рис. 1) можно считать стратотипом. Он получен по данным бурения большого количества скважин. Обнажения террасы единичны и охватывают только части ее разреза. Наиболее приближенный к статотипу геологический разрез известен на этом же останце в обрыве берега Волги у северной окраины райцентра Приволжье. Здесь в основании разреза видны серые старичные (сингильские) глины мощностью 1,5 м; выше залегают красно-бурые глины мощностью 3 м, погребенная почва — 1,5 см, перигляциальные бурые пески — 13 м и покровные суглинки — 1,5 м. Из разреза выпали погребенные почвы под красно-бурыми глинами, а суммарная мощность его такая же, как в стратотипе. Обнажение этого разреза несколько меняется в связи с обрушением берега.

Данные, полученные при описании останца хазарской террасы, сопоставлены нами с данными по Северному Прикаспию, где отложения террас охарактеризованы фауной или сочленяются с морскими слоями, содержащими руководящую фауну. Установлено следующее.

1. Покровные суглинки легко сопоставляются с ательскими, тоже перекрывающими хазарский разрез в Прикаспии. Ю.М.Васильев относит ательские (покровные) суглинки к московскому оледенению, а подстилающую нижнюю часть разреза — к днепровскому. По нашему мнению, в основании разреза должны быть красно-бурые глины с останками хазарских мамонтов в подошве.

2. Перигляциальные пески в Прикаспии тоже отвечают хазарским пескам с прослоями суглинков, охарактеризованным фауной.

3. Красно-бурые глины подобны красно-бурым глинам астраханского горизонта, которые в Прикаспии не включаются в разрез хазарской террасы по причине сопоставления их с континентальным аналогом серых (сингильских) глин раннеплейстоценового возраста.

4. Серые старичные глины, как упоминалось, сингенетичны дельтовым серым (сингильским) глинам раннеплейстоценового возраста.

5. Толща серых песков апшерон-раннеплейстоценового возраста сопоставляется с подсырцовыми песками апшеронского возраста Прикаспия. Именно в пойменной зоне на останце хазарской террасы под сырцовым разрезом глин залегают толща серых песков — аналог подсырцовых песков.

Сопоставленные отложения не отличаются по возрасту и достаточно близки по мощности.

Из описания видно, что хазарская терраса аккумулятивная, а остальные — ниже- и верхнехвалынская, как оказалось, врезаются в аллювий хазарской террасы, а не в коренной склон долины (рис. 4). Точнее говоря, все террасы вложены в коренную долину, не расширяя ее. При этом площадь поверхности хазарской террасы самая большая.

Эрозионный врез нижехвалынской террасы (абс. отм. 49 м) достигает красно-бурых глин хазарской террасы, а местами опускается до кровли толщи серых песков. Эрозионная площадка перекрыта бурными эльфонскими суглинками ($Q_{III}h_1$) мощностью 1—4 м. Эрозионный врез верхнехвалынской террасы углубился еще на 5 м и достиг толщи серых песков (абс. отм. 35 м). Собственные отложения представлены (енотаевскими) суглинками ($Q_{III}h_2$) мощностью 0,5—2 м и

частично шоколадными глинами. Высокая пойма тоже эрозионная, сложена толщей серых песков апшерон-раннеплейстоценового возраста, которая подстилает все террасы. Современное русло Волги углубилось в толщу серых песков до абсолютной отметки 10 м.

Ниже приведены необходимые, с точки зрения автора, замечания и разъяснения по аккумулятивному накоплению и доакчагыльскому рельефу в связи с их различной трактовкой.

В геологическом разрезе хазарской террасы Волги «транзитные» перигляциальные пески не являются местным материалом. Местный материал — это коричнево-бурые глины поймы, синхронные перигляциальным пескам. Они неслоистые и отложились не во время паводков, а в процессе континентальной аккумуляции. Поступая эоловым путем, коричнево-бурые глины откладывались всюду, в том числе на месте поймы, а попадая в русловую зону, уносились к морю вместе с перигляциальными песками.

За пределами долины Волги коричнево-бурые глины входят в состав сырцовой толщи глин. То же самое произошло с подстилающими красно-бурыми глинами и покровными суглинками, о чем упоминалось выше. Глинистый разрез (поймы) хазарской террасы Волги слился с разрезом сырцовой толщи глин потому, что они отлагались в одно время и в одних условиях — на суше эоловым путем. Из этого следует, что глинистая толща Сырцовой равнины — аналог глинистой хазарской террасы Волги. Соответственно поверхности Сырцовой равнины и хазарской террасы одного возраста. Поэтому в долинах рек на Сырцовой равнине есть только одна (хвалынская) терраса, врезающаяся в хазарскую (сырцовую) толщу всегда ниже красно-бурых глин, что обусловило их отсутствие по всем долинам малых рек.

Долина Волги от г. Казани до Каспийского моря, а также долины ее крупных притоков, находившиеся в контуре трансгрессии Каспийского моря в акчагыле, молодые. Они образованы в апшероне и подстилаются обычно акчагыльскими отложениями. Волга и ее притоки за контуром трансгрессии наследовали древние доакчагыльские долины, их долины подстилаются коренными (доакчагыльскими) породами.

Во время трансгрессии региональный базис эрозии (уровень воды в Каспийском море) находился очень высоко. Поэтому все реки за контуром трансгрессии были в подпоре, т.е. в условиях аккумуляции. После отступления моря в апшероне уровень базиса

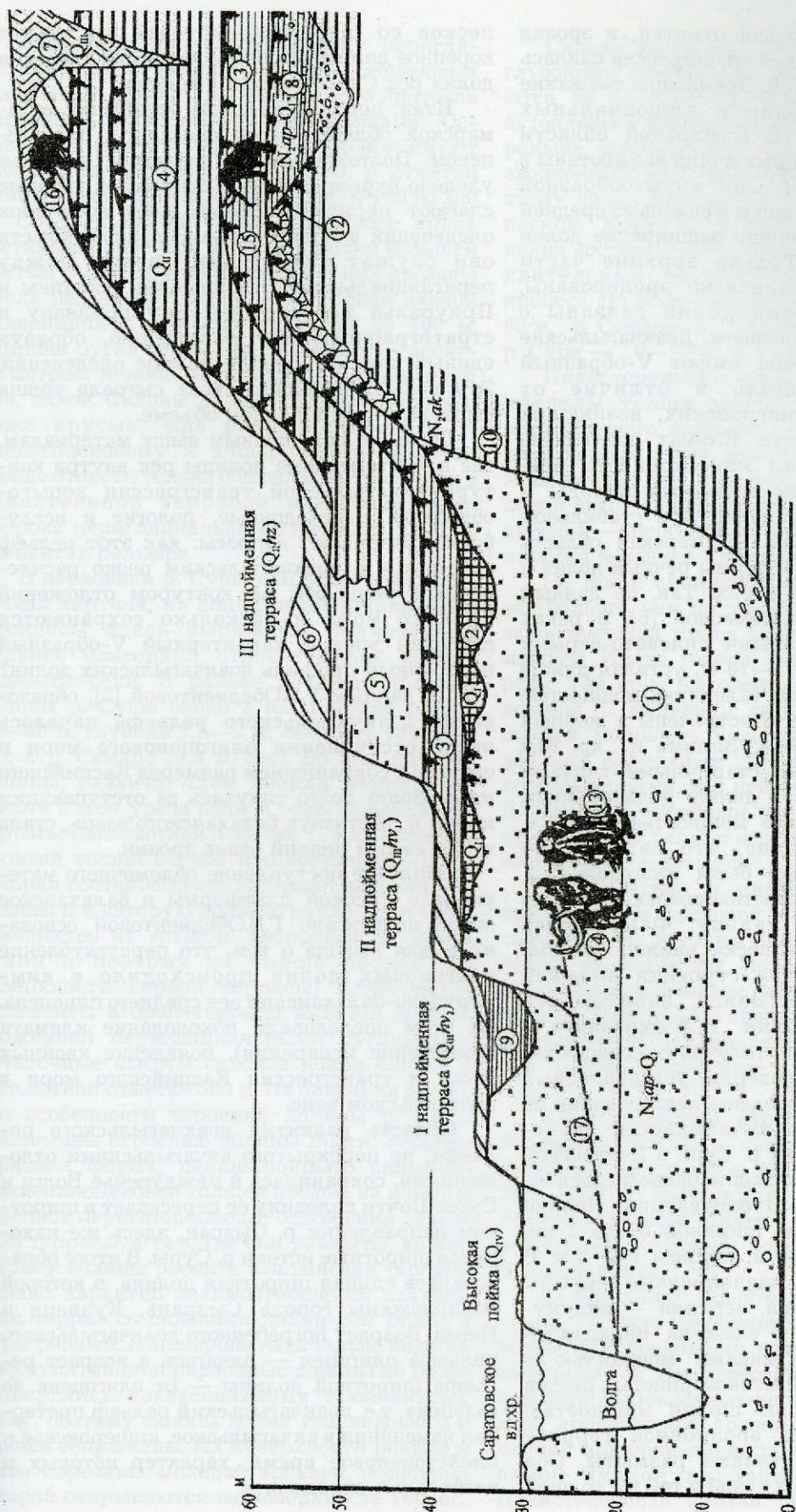


Рис. 4. Принципиальная схема расположения террас в долине Волги и их взаимоотношение с толщей сыртовых глин:

1 — серые пески, в кровле пески желто-серые, перемешанные; 2 — серые старичные (синильские) глины; 3 — красно-бурые (астраханские) глины; 4 — коричнево-бурые глины в пойме хазарской террасы и в сыртовой толще; 5 — бурые перигляциальные пески в русловой зоне хазарской террасы; 6 — покровные (ательские) суглинки; 7 — желто-бурые солифлюкционные супеси и суглинки; 8 — подсыртовая базальная пачка; 9 — слоистые глины шоколадного цвета; 10 — толща акчагыльских глин; 11 — дрова акчагыльских глин; 12 — погребенные почвы; 13 — южный слон; 14 — трогонтериевый слон; 15 — хазарский мамонт; 16 — шерстистый мамонт; 17 — граница зоны аэрации

эрозии упал до нулевой отметки, и эрозия внутри контура бывшей трансгрессии слилась с законтурной эрозией. Произошло смыкание форм рельефа долин и аллювиальных отложений в них. В Самарской области большинство эрозионных долин выработаны в апшеронское время. Они корытообразной формы с плоским дном и склонами средней крутизны. В плейстоцене расширение долин не происходило. Только верхние части древних склонов несколько эродированы. Основные изменения долин связаны с захоронением их аллювием. Доакчагыльские (погребенные) долины имеют V-образный поперечный профиль в отличие от корытообразных апшеронских, возникших при влажном климате. Климат длительное время обуславливал многоводность рек, которые разрушали коренные породы и выравнивали дно долин при стабильном уровне базиса эрозии. Самарская область может быть эталоном формы речных долин и положения аллювия в них. Так, по данным В.Л.Яхимович и В.К.Немковой [6], в реках Башкирии под озерными синевато-серыми глинами мощностью 3—10 м, устилающая дно до 25 м. Эти галечники встречаются в долинах рек Камы, Белой, Ика, Зилима и др. Как известно, под озерно-старичными глинами мощностью до 13 м в дне долины Волги залегает толща песков мощностью до 30 м. Совершенно очевидно, что башкирские притоки Волги также были многоводны и, обладая большой скоростью потока, способны были перемещать гальку. Фациальный переход галечника в пески налицо. Помимо упомянутого сходства строения аллювия башкирских рек и Волги, наблюдается сходство форм долин. В.Л.Яхимович и В.К.Немкова датируют галечники доокскими.

Автором для проверки установленных закономерностей проведены исследования за пределами контура акчагыльской трансгрессии (до 250 км) на р. Суре в Пензенской области. Этот приток Волги располагался по границе днепровского оледенения. Долина реки корытообразная, шириной около 3 км. Ширина русла 70—80 м, глубина 1,5—2 м. В долине имеются две надпойменные террасы: нижняя — эрозионная, верхняя — аккумулятивная. Последняя сложена перигляциальными бурыми суглинками мощностью до 5 м сверху и толщей мелкозернистых песков с обильной примесью щебня мощностью 10—12 м внизу. На эрозионной террасе перигляциальные суглинки размыты. Обе террасы подстилаются одной и той же толщей

песков со щебенкой, которая выстилает коренное дно долины. Аналогия в строении долин рек Суры и Волги очевидна.

Итак, перигляциальные отложения в Самарской области тесно связаны с плейстоценом. Поэтому главное внимание в статье уделено бурым глинам и суглинкам, которые слагают перигляциальные зоны всех эпох оледенений в плейстоцене. В данной области они служат связующим звеном между перигляциальными отложениями Украины и Приуралья по генетическому признаку и стратиграфическому положению, образуя единый пояс по южной границе оледенений. Эту роль связующего звена сыграла толща сыртовых глин в полном объеме.

Согласно изложенным выше материалам, все плейстоценовые долины рек внутри контура акчагыльской трансгрессии корытообразные, плоскостные, пологие и неглубокие. Возникают вопросы: как этот рельеф сочетается с доакчагыльским резко расчлененным рельефом за контуром отложений бывшего моря и насколько сохраняются глубокий врез и характерный V-образный поперечный профиль доакчагыльских долин?

По данным Г.В.Обедиентовой [3], образование доакчагыльского рельефа началось после отступления олигоценового моря и связано с сокращением размеров Каспийского моря. Волга долго тянулась за отступающим морем и, достигнув балаханского озера, стала иметь самый низкий базис эрозии.

Обильное поступление обломочного материала с Русской платформы в балаханское озеро послужило Г.В.Обедиентовой основанием для вывода о том, что переуглубление неогеновых долин происходило в киммерийско-балаханский век среднего плицена. За этим последовали похолодание климата (понижение испарения), появление хвойных лесов и трансгрессия Каспийского моря в акчагыльском веке.

Область развития доакчагыльского рельефа, не перекрытого акчагыльскими отложениями, сохранилась в междуречье Волги и Суры. Почти половину ее пересекает в широтном направлении р. Сызран, здесь же находятся широтные истоки р. Суры. В итоге образовалась единая широтная долина, в которой расположены города Сызрань, Кузнецк и Пенза. Возраст погребенного доакчагыльского рельефа олигоцен — акчагыл, а возраст рельефа широтной долины — от олигоцена до голоцена, т.е. доакчагыльский рельеф претерпел изменения в акчагыльское, апшеронское и плейстоценовое время, характер которых и необходимо определить.

Широтная долина пересекает перигляциальную зону, входя в поле плейстоценовых оледенений. Долины р. Сызрана и ее притоков изрезаны глубокими сухими балками. Остаточные высоты на бортах долин имеют абсолютные отметки 300—350 м, а отметки днищ повышаются к истокам рек от 100 до 200 м. Соответственно общая глубина вреза составляет 200—250 м. Днища долин большей частью выровненные широкие, в них врезаны русла рек на глубину до 5 м с одной низкой надпойменной террасой шириной до 100 м. Ширина русел первые метры, реже — десятки метров, течение воды, едва прикрывающей дно, вялое. Склоны долин средней крутизны, реже крутые, еще реже обрывистые. К плейстоценовому и апшеронскому времени можно отнести только образование русел рек с единственной террасой и маломощного покрова перигляциальных суглинков на всех элементах рельефа.

В верховьях р. Суры наблюдается аналогичная картина, но апшерон-плейстоценовые процессы здесь выражены значительно сильнее благодаря относительной многоводности реки. В районе г. Пензы ширина долины р. Суры около 3 км, ширина русла 70—80 м, глубина 1,8—2 м, скорость течения, как в р. Самаре (0,3 м/сек). Во всю ширину долины развита одна низкая терраса на высоте 5 м от уреза воды в реке. Поверхность террасы (абсолютная отметка 125 м) является кровлей толщи песков мощностью 10—12 м, которая соответственно занимает всю ширину долины и в которую врезано русло. Река Сура находилась на границе днепровского оледенения и поэтому на толще песков (на поверхности первой террасы) встречаются фрагменты второй террасы высотой до 5 м, сложенной перигляциальными суглинками. Остаточные высоты склонов долин близки к абсолютной отметке 300 м. Из описания видно, что особенности строения долины р. Суры аналогичны строению долины Волги: корытообразная форма, днище покрыто апшерон-нижнеплиоценовой толщей песков, на которой залегают перигляциальные отложения хазарской террасы, а там, где они размыты, во всю ширину долины развита хвалынская терраса. Однако характер взаимоотношений хвалынских террас со склонами долин рек Волги и Суры разный. В апшероне изначально пологие аккумулятивно-абразионные долины по Волге подверглись согласованному эрозионному врезу, поэтому склоны долин унаследованы и хорошо сопряжены. Их поверхности ровные и слабо изрезаны молодой эрозией, ложбинки которой открываются на поверхность террас.

Склоны долин по р. Суре густо изрезаны глубокими ложбинами, которые не открываются на поверхность террасы. Они как бы затоплены в песках террасы, т.е. образовались раньше апшеронской эрозии. Апшеронский эрозионный врез оказался неглубоким и поэтому сnivelирован толщей разновозрастных песков. Местами высота крутых склонов долин достигает почти 200 м, что указывает на длительный доапшеронский эрозионный процесс. По Волге апшеронский врез достигал 65 м, р. Самаре, в среднем течении, — 20 м, р. Суре — 10—12 м, р. Сызрану — 1—5 м.

Плейстоценовая эрозия не выходит за пределы толщи песков апшерон-раннечетвертичного возраста и поэтому не углубляет речных долин, за исключением мест, где этих песков нет. По существу, все склоны долин выше апшеронского вреза имеют более древний — неогеновый — возраст, начиная с миоцена и кончая акчагыльским веком.

По Волге апшеронский врез в несколько раз больше, чем по р. Суре и соответственно захороняющая толща песков в несколько раз мощнее. Иначе говоря, чем мощнее водоток реки, тем ярче выражена плоскостонность ее долины. С падением силы водотока сокращается мощность захороняющих песков. В долинах временных потоков плоскостонность исчезает совсем, а с ней — пески и террасы. Долины с V-образным поперечным сечением принадлежат балкам и рекам с непостоянным или слабым водотоком.

Апшеронская и плейстоценовая эрозия приурочена к русловой зоне рек, которые в свою очередь врезаны в выровненные днища долин на коренных породах. Это доапшеронское выравнивание, вероятнее всего, связано с акчагыльской трансгрессией моря, когда уровень его находился на уровне днища долин и реки, впадающие в море, были в подпоре.

Доакчагыльский непогребенный рельеф хорошо расчленен и врезан в палеогеновую толщу пород с отметок 300—350 м на глубину 200—250 м, примерно как и в долине доакчагыльской Волги. Каньонообразные долины отсутствуют, хотя по р. Суре есть похожие места.

Дальнейшее преобразование рельефа пошло по пути выравнивания днищ речных долин, обусловленного подпором рек водами акчагыльской трансгрессии. После отступления моря выровненные днища долин подверглись апшеронской эрозии и началось накопление апшерон-плейстоценового аллювия с одной низкой надпойменной террасой. Плейстоценовая эрозия не внесла сущест-

венных изменений в формы долин, а охватила русла рек и временные потоки.

Все элементы описанного рельефа значительно сглажены и это естественно для рельефа, возраст которого 25 млн. лет.

Итак, доакчагыльский рельеф за пределами контура трансгрессии Каспийского моря несет черты рельефа долин апшерон-плейстоценового возраста, расположенных на отложениях бывшего моря. Это подтверждается сходством строения плоскодонных долин рек. Апшеронские плоскодонные речные долины образовались в специфических тектонических и климатических условиях, которые не повторяются в истории развития рельефа изучаемого района.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Васильев Ю.М. Антропоген Южного Заволжья // Тр. ГИН АН СССР. 1961. Вып. 49.
2. Горецкий Г.И. Формирование долины р. Волги в раннем и среднем антропогене. — М.: Наука, 1966.
3. Обедиентова Г.В. Эрозионные циклы и формирование долины Волги. — М.: Недра, 1977.
4. Полянин В.А. Литологические исследования четвертичных отложений в долине Волги и Камы на территории Татарии: Автореф. дис... д-ра геол.-минер. наук. — Л., 1954.
5. Саваренский Ф.П. Сыртовые глины Заволжья в бассейне рек Б. и М. Узней // Бюл. МОИП. Нов. сер. 1927.
6. Яхимович В.Л., Немкова В.К. Средне- и верхне-плейстоценовые отложения Башкирского Предуралья // Плейстоценовые оледенения Восточно-Европейской равнины. М., 1981.

РЕЦЕНЗИИ

УДК (049.32)

© В.А.Нарсеев, 2000

ВЗГЛЯД ПРОФЕССИОНАЛОВ

В.А.Нарсеев (Интергеоконсалтинг)

В издательстве «Дальнаука» (г. Владивосток, 1998) вышла монография докторов геолого-минералогических наук В.А.Буряка и Ю.И.Бакулина «Металлогения золота».* Несмотря на общую стагнацию геологии, в особенности прикладной геологической науки в России в последнем десятилетии, два представителя именно этой науки подарили обществу интересную и оригинальную книгу о самом древнем металле человечества.

Работа многоплановая и неравноценная в своих частях.

Глава 1 содержит краткий ретроспективный анализ состояния металлогенических исследований вообще и золота, в частности. Анализ действительно краток и отражает, скорее, предпочтения авторов, чем истинное положение вещей. Дать такой анализ — дело очень непростое. Его авторы должны, на наш взгляд, выполнить минимум три условия: 1) связать эволюцию металлогенических исследований с практикой геологоразведочных работ и горно-добывающей промышленности мира по схеме запрос общества — ответ науки — реакция общества — реакция науки; 2) отразить роль и истинное значение ученых и практиков первого эшелона огромной массы специалистов, создававших и осваивавших сырьевую базу мира. Упоминание лишь «столпов» науки, чем обычно исчерпываются обзоры ее состояний, недостаточно, так как не раскрывает истоков и оснований любого научного направления. Не только единичные яркие личности, но и научные школы, их объем и вес определяют сегодня состояние и эффективность науки; 3) отдать должное остающимся до сих пор в неизвестности именам первопроходцев и первооткрывателей, определивших своими делами сам предмет металлогении и ее

существование. Давно настало время за общими понятиями — горно-геологическая служба, геологи, геологоразведчики и т.п. — показать человека-естествоиспытателя, человека-созидателя, человека-творца.

В главе 2 рассмотрены геохимические особенности золота. Выполнено это в традиционном стиле классической геохимии — свойства элемента обусловлены его положением в Периодической системе. Подчеркнуты самородность элемента, тесная связь с мышьяком и серой, биофильность. В отличие от традиций авторы отмечают важную роль кислорода в геохимической истории золота (с. 39—43). Правомерен также интерес авторов к определению типа близ-поверхностных месторождений по соотношению Au и Ag. Рационально использовать для классификации объектов не соотношение содержаний Au и Ag, а их кларков концентраций. При использовании местных кларков концентраций может оказаться, что на основе такой шкалы сравнения выявляется внутренняя структура рудообразующих систем. Можно поддержать заявление авторов (с. 56) о том, что роль геохимического сродства Au и Hg нами все еще недооценивается. Работы В.А.Степанова демонстрируют новые возможности использования совместной геохимии этих элементов. В еще большей степени справедливо утверждение (с. 59) о фатальной недооценке связей Au и металлов платиновой группы. Работы Н.П.Ермолаева, А.Ф.Коробейникова, В.Н.Долженко подтверждают справедливость этого явления. Совместная геохимия золота и платиновых металлов делает первые шаги, но уже сегодня можно говорить об их важном практическом значении. Не менее важны и интересны мысли, касающиеся связей золота с железом и фосфором. Здесь мы также в самом начале пути. О связях золота и теллура представления авторов традиционны. Нам кажется, что эти два элемента должны рассмат-

*Буряк В.А., Бакулин Ю.И. Металлогения золота. — Владивосток: Дальнаука, 1998.

риваться как индикаторы проявления мантйных флюидов, где золото, селен и теллур переносятся в газовой восстановленной среде и осаждаются при инверсии флюида в виде интерметаллидов. Несомненно, заслуживает поддержки акцент на сорбционных свойствах золота, так как выявленный в последнем десятилетии новый класс концентраций металла в аллохтонных глинах интересен в практическом отношении.

Несмотря на беглость изложения, авторам удалось показать многообразие и сложность отношений золота в мире элементов и минералов, его «многоликость» и полифильность. Поэтому неожиданным представляется заявление о том (с. 85), что не вполне корректно частое сонахождение (ассоциацию) золота с серой, железом, жильным кварцем интерпретировать как наличие у него соответственно халькофильных, сидерофильных и литофильных химических свойств.

Глава 3 «Средние содержания (кларки) золота...» включает ценные данные по основным типам пород и, что еще более интересно, по минералам (приложения 6—17). В.А.Буряк одним из первых начал серьезное изучение кларков золота для осадочных и метаморфических пород. Интересно отметить, что приводимые в монографии значения по многим разновидностям осадочных пород, особенно углеродистых, ниже, чем у ряда исследователей (В.Н.Долженко, В.В.Уваров, А.Ф.Коробейников и др.), в 1,5—2 раза. Авторы связывают это с несовершенством опробования и анализа проб, что сомнительно. Дело здесь, скорее, в элиминировании вклада сульфидов, которые авторы, видимо, относят к новообразованиям.

Глава 4 «Поведение золота...» — центральная в монографии. В ней последовательно рассмотрено поведение золота при литификации и метаморфизме осадков, ультраметаморфизме и гранитообразовании, контактовом метаморфизме и метасоматизме. Фактическая основа очень серьезна, помимо личных данных использованы десятки тысяч анализов ведущих специалистов. Главные выводы главы составляют суть полигенной модели рудообразования — от мобилизации и многоступенчатого концентрирования золота до участия в нем собственно эндогенных (магматогенных) факторов в виде интрузивов орогенной стадии.

В главе 5 «Роль состава пород...» всесторонне и детально рассмотрены механизмы генерации и накопления золота при метаморфизме пород различного состава, влияние их состава на характер минерализации.

Общеизвестные взгляды одного из авторов работы — В.А.Буряка — существенно эволюционировали за последние два десятилетия. Это нашло отражение в главе 6 «Характер связи...», где магматиты в золоторудном процессе выступают в виде источника энергии, источника золота, благоприятной структуры, парагенных образований. Такой взгляд несколько эклектичен, поскольку парагенность как раз проявляется через три первых свойства.

Глава 7 «Генетические типы...» — пример ортодоксального подхода к классификации месторождений золота. Она несет существенный элемент прогностики, особенно для группы осадочных, катагенных и вулканогенно-осадочных объектов. Выделяемая авторами группа метаморфогенно-гидротермальных месторождений, куда отнесен и Сухой Лог, оспаривается многими исследователями. Рецензенту кажется недостаточно обоснованным список всех объектов в трех формациях (с. 200—203). Такие месторождения, как Керкленд-Лейк, Холинджер и Мак-Интайр, относятся, по общему мнению, к плутоногенным. То же замечание можно высказать и по поводу отнесения месторождений зеленокаменных поясов к группе метаморфогенно-гидротермальных.

Несколько выпадает из общего контекста книги глава 8 «Особенности глубинного...». Представляется, что подобный подход к металлогении золота мало продуктивен в силу конвергентности свойств земной коры, с одной стороны, и особенностей металлогении золота — с другой.

В главе 9 «Закономерность размещения...» основное внимание уделено трансструктурам (трансрегиональные разломы, регматическая сеть и т.п.). Отмечается разношаговая упорядоченность размещения рудных районов и узлов, что весьма интересно и перспективно. Обсуждаются такие формы контроля золотого оруденения, как срединные массивы и блоки, гранито-гнейсовые купола, зеленокаменные пояса и трюги, морфоструктуры центрального типа неясного генезиса, системы входящих углов и многое другое. При всей важности таких структур остается открытым извечный вопрос: почему не во всех случаях в отмеченных контролирующих структурах выявляются месторождения? Более того, статистические данные свидетельствуют как раз об обратном — в подавляющем числе таких структур месторождения неизвестны.

В главе 10 отражена попытка авторов нарисовать полную картину эволюции рудообразования от раннего докембрия до

наших дней. Такая картина когда-то была создана С.Д.Шером в известном его двухтомнике «Металлогения золота». К сожалению, авторы рецензируемой книги мало продвинулись вперед после С.Д.Шера.

Глава 11 «Закономерность миграции...» была бы более уместна в геохимическом разделе. Она носит постановочный характер и более похожа на изящное эссе, выпадающее из общего плана книги.

Глава 12 «Прогнозирование...» — формальная дань традиции. Предмет прогнозирования и оценки золоторудных месторождений настолько значителен и велик, что

отдельными главами с изложением их принципов едва ли может быть сколько-нибудь серьезно раскрыт. Эта глава не подлежит критическому разбору из-за слишком общего подхода и тезисного изложения отдельных мыслей авторов.

Большую ценность представляют список литературы и приложения.

В заключение краткого отзыва еще раз отметим положительную оценку монографии в целом при явной неравноценности отдельных глав и спорности отдельных представлений авторов.

ВНИМАНИЮ АВТОРОВ !

При оформлении статей необходимо руководствоваться следующими правилами:

1. Объем статьи не должен превышать 15 страниц машинописного текста, включая аннотацию (1/3 страницы), таблицы и список литературы. Текст печатается через два интервала, на одной стороне листа, сверху (2 см), снизу (2 см), справа (1 см) и слева (3 см) оставляются поля, все страницы рукописи нумеруются. **В редакцию представляются два экземпляра статьи — распечатка с принтера, а также текст на дискете в форматах Text format (*.rtf) или 6,0/95 (*.doc) с использованием шрифта Times New Roman Cyr (размер 12, двойной межстрочный интервал); для таблиц — такой же шрифт (размер 9—10, один межстрочный интервал).** В отдельные файлы помещаются статья, список литературы, подписи к рисункам. По окончании работ дискеты возвращаются автору. Возможна передача статей по электронной почте: E-mail: tsnigri@pol.ru.

2. Рисунки и другие графические материалы (не более 4) прилагаются к статье в двух экземплярах. На оборотной стороне каждого рисунка карандашом указываются его порядковый номер, фамилия автора и название статьи. Размер оригиналов рисунков не должен превышать формата страницы журнала. **Рисунки принимаются на дискетах с распечаткой на бумаге.** Цифры и буквы в условных обозначениях, вынесенных за пределы рисунка, даются курсивом. Текстовые надписи на рисунках набираются на компьютере. Размер букв и цифр должен быть не менее 2 мм. Каждый рисунок помещается в отдельный файл в одном из следующих форматов: TIFF bitmap (*.tif), Paint Brush (*.pcx), Encapsulated Post Script (*.eps), Corel Draw (*.cdr), Диаграмма Microsoft Excel (*.xls). Графика должна быть связана с текстом и способствовать его сокращению. **Оформление и содержание иллюстративного материала должны обеспечивать его читаемость после возможного уменьшения (плакатный вариант).** Подрисовочные подписи печатаются на отдельной странице. Цветные рисунки и фотографии не принимаются. Рисунки, не удовлетворяющие требованиям редакции, возвращаются автору.

3. Математические формулы и химические символы вписываются в текст четко от руки тушью или черными чернилами. Во избежание ошибок следует тщательно писать буквы, имеющие сходные как прописные (подчеркнуть двумя линиями снизу), так и строчные (подчеркнуть сверху) начертания (V, S, O, M, P, Z). Греческие буквы обводятся красным карандашом, латинские — синим (кроме символов химических элементов). Для набора математических формул и химических символов рекомендуется использоваться Microsoft Equation 2.0.

4. Точность приведенных цитат должна быть заверена подписью автора на полях рукописи, обязательно указывается источник по списку литературы.

5. Список литературы (не более 15 названий) дается сквозной нумерацией в алфавитном порядке. Иностранная литература помещается после отечественной. Ссылки в тексте на источник из списка литературы приводятся соответствующим порядковым номером в квадратных скобках. В список не следует включать работы, на которые нет ссылок в тексте статьи, а также неопубликованные.

6. Статья подписывается автором (авторами), в конце ее приводятся фамилия, имя и отчество (полностью) автора, место работы, занимаемая должность, ученая степень, адрес служебный и домашний телефоны.

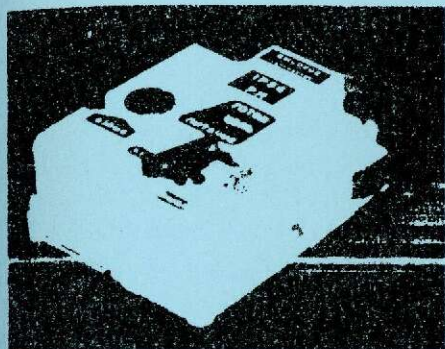
7. Рукопись представляется с установленными сопровождающими документами руководством организации или лично автором (авторами).

МИНИСТЕРСТВО РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ ПО АТОМНОЙ ЭНЕРГИИ



ВСЕРОССИЙСКИЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ АВТОМАТИКИ

Новый мощный конденсаторный взрывной прибор КВП-2/200



Контактный телефон
(095) 978-99-43

Взрывной прибор КВП-2/200 разрешен Госгортехнадзором России (Решение № 542-ЭН от 29.05.97 г.) к постоянному применению на открытых и подземных работах в условиях, не опасных в отношении взрыва газа и пыли.

Прибор обладает высокой эксплуатационной надежностью и безотказностью, не требует технического обслуживания в течение назначенного срока эксплуатации кроме проверки работоспособности, подзарядки аккумуляторов или смены гальванических элементов в блоке питания.

Технические характеристики КВП-2/200

Максимальное число взрываемых ЭД:	
пониженной чувствительности ($R_{зд}=0,5 \text{ Ом}$)	100
нормальной чувствительности ($R_{зд}=3,0 \text{ Ом}$)	570
Назначенный ресурс включений	10 000

Импульсные нейтронные генераторы и аппаратура на их основе

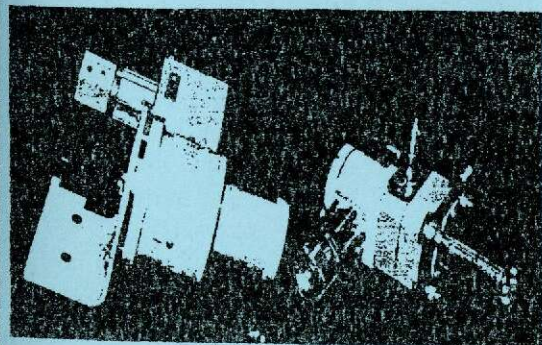
Импульсные нейтронные генераторы различного назначения обеспечивают импульсное нейтронное излучение в широком диапазоне потока, частот генерации и длительности импульсов. Выпускается специальная аппаратура на основе нейтронных генераторов для использования в следующих основных направлениях:

- картаж нефтегазовых скважин;
- нейтронно-радиационный анализ;
- исследования по физике ядерных реакторов и критсборок;
- контроль содержания ядерных материалов.



Контактный телефон
(095) 978-22-24

Датчики и сигнализаторы давления



Контактный телефон
(095) 281-52-24

Взрывозащищенные датчики и сигнализаторы давления предназначены для эксплуатации в составе систем контроля и управления технологическими процессами в газовой, нефтяной, химической и других областях промышленности. Датчики давления предназначены для непрерывного преобразования избыточного давления или перепада давлений жидкостей и газов в унифицированный выходной сигнал постоянного тока в системах контроля и управления давлением.

Сигнализаторы давления предназначены для коммутации электрических цепей при достижении заданных значений давлений или перепада давления.

Всероссийский НИИ автоматики

Адрес: Россия, 101000 Москва, Моспочтамт, а/я 918

Телефоны (095) 978-12-68, 978-78-03

Факс (095) 978-09-03

**Продолжается подписка
на РОССИЙСКИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ЖУРНАЛЫ
на 2001 год**

- **РУДЫ И МЕТАЛЛЫ**

6 выпусков в год

Редакция журнала: 113545 Москва, Варшавское шоссе, 129-б, ЦНИГРИ
Тел. (095) 315-2847

- **ОТЕЧЕСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЯ**

6 выпусков в год

Редакция журнала: 113545 Москва, Варшавское шоссе, 129-б, ЦНИГРИ
Тел. (095) 315-2847

- **МИНЕРАЛЬНЫЕ РЕСУРСЫ РОССИИ. ЭКОНОМИКА И УПРАВЛЕНИЕ**

6 выпусков в год

Редакция журнала: 109172 Москва, ул. Гончарная, 38, ЗАО «Геоинформмарк»
Тел. (095) 915-6122, факс (095) 915-6120

- **БЮЛЛЕТЕНЬ «ЭКОНОМИЧЕСКИЕ И ПРАВОВЫЕ ВОПРОСЫ НЕДРО-
ПОЛЬЗОВАНИЯ В РОССИИ»**

24 выпуска в год

Редакция журнала: 109172 Москва, ул. Гончарная, 38, ЗАО «Геоинформмарк»
Тел. (095) 915-6181, факс (095) 915-6120

- **ГЕОЛОГИЯ НЕФТИ И ГАЗА**

12 выпусков в год

Редакция журнала: 109172 Москва, ул. Гончарная, 38, ЗАО «Геоинформмарк»
Тел. (095) 915-6086, факс (095) 915-6120

Подписка на журналы принимается во всех отделениях связи по каталогу агентства «Роспечать» или может быть оформлена в отделе распространения изданий ЗАО «Геоинформмарк», тел/факс (095) 915-6724