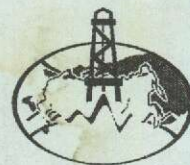


РУДЫ И МЕТАЛЛЫ



ЦНИГРИ МПР России

Главный редактор
И.Ф. Мигачёв



1/2003

ISSN 0869-5997



РУДЫ И МЕТАЛЛЫ



1/2003

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 2003



МЕТАЛЛЫ

УДК 66.001.01(07)

ISSN 0013-788X

Содержание



УДК 66.001.01(07)

ISSN 0013-788X

Содержание

Редакция: Н.И.Назарова, Г.В.Вавилова

Компьютерный набор, верстка и оригинал-макет: Г.В.Земскова, Н.И.Назарова

Сдано в набор 25.12.2002 г.

Подписано в печать 25.01.2003 г.

Тираж 430 экз.

Формат 185×270 1/8

Бумага офсетная № 1

Печать офсетная

Адрес редакции: 117545 Москва, Варшавское шоссе, 129«Б», ЦНИГРИ

Телефон: 315-28-47

Типография ЦНИГРИ: Варшавское шоссе, 129«Б»

Прикладная металлогения и недропользование

- Михайлов Б.М., Иванов Л.А.*
Проблемы Fe-Co-Ni месторождения Буруктал, Южный Урал 5
- Бойко Н.И.*
Закономерности распространения и условия образования титан-циркониевых россыпей на юге России 12
- Ефимов А.А., Бакушкин Е.М., Гавриленко Б.В.*
Носители медно-никелевого и платинометального оруденения Северо-Западного Беломорья 20
- Арсеньев В.А., Энрикеш Э.*
Вихревая мегаструктура бассейнов рек Конго и Окованго и связь с ней алмазоносных территорий 28
- Новожилова И.М.*
Системный подход к исследованию инвестиционной привлекательности месторождений благородных и цветных металлов 34

Строение рудных месторождений

- Берикболов С.Б.*
Минералого-геохимические особенности золоторудного месторождения Жаксы, Северная Бетпақдала 39
- Федоренко В.А.*
Геохимические типы платовулканических пород севера Сибирской платформы 45

Аппаратурно-технические средства и технологии геологоразведочных работ

- Абрамов В.Ю., Пятницкий В.И.*
Геоэлектрические характеристики неконсолидированных отложений 55
- Бакулин Ю.И., Черепанов А.А.*
Золото и платина в золошлаковых отходах ТЭЦ г. Хабаровска 60

Applied Metallogeny and the Subsurface Use

- Mikhailov B.M., Ivanov L.A.*
Problems of the Buruktal Fe-Co-Ni deposit, Southern Urals 5
- Boiko N.I.*
Regularities of distribution and conditions of formation of Ti-Zr placers in South Russia 12
- Efimov A.A., Bakushkin E.M., Gavrilenko B.V.*
Bearers of Cu-Ni and PGM mineralization in Northwest Belomorie 20
- Arseniev V.A., Enriques E.*
Whirl megastructure of the Kongo and Okovango basins and associated diamondiferous areas 28
- Novozhilova I.M.*
System approach to study of investment attractiveness of precious and base metal deposits 34

Structure of Ore Deposits

- Berikbolov S.B.*
Mineralogical-geochemical peculiarities of the Zhaksy gold deposit, North Betpakdala 39
- Fedorenko V.A.*
Geochemical types of plateau-volcanic rocks in the north of Siberian platform 45

Equipment and Technologies for Geological Prospecting

- Abramov V.Yu., Pyatnitsky V.I.*
Goelectric properties of unconsolidated deposits 55
- Bakulin Yu.I., Cherepanov A.A.*
Gold and platinum in ash and slag wastes from the Khabarovsk thermoelectric plant 60

*Ануфриева С.И., Тигунов Л.П., Михайлова Н.С.,
Ожогина Е.Г., Сладкова Г.А., Заживихина Л.И.,
Герцева Н.Д.*

Выявление закономерностей выщелачивания марганца из карбонатных руд Усинского месторождения

68

*Anufrieva S.I., Tiginov L.P., Mikhailova N.S.,
Ozhogina E.G., Sladkova G.A., Zazhivikhina L.I.,
Gertseva N.D.*

Determining the regularities of manganese leaching from carbonaceous ores of the Usinsky deposit

Памятные даты

Memorials

Ясковский П.П.

Время собирать камни (к 100-летию Н.В.Барышева)

75

Yaskovsky P.P.

Time to pick up rocks (100th birth anniversary N.V.Baryshev)

Поздравляем с юбилеем

Congratulations

Г.Д.Карамышеву, В.И.Зеленова

79

G.D.Karamysheva, V.I.Zelenov

Памяти Виталия Израиловича Пятницкого

81

Memory of Vitaly Izrailovich Pyatnitsky



УДК 553.31'48 (470.55)

© Б.М.Михайлов, Л.А.Иванов, 2003

ПРОБЛЕМЫ Fe-Co-Ni МЕСТОРОЖДЕНИЯ БУРУКТАЛ, ЮЖНЫЙ УРАЛ

Б.М.Михайлов, Л.А.Иванов (ВСЕГЕИ МПР России)

Показаны ошибочность применения элювиальной гипотезы к геометризации промышленных рудных тел Буруктала и невозможность экономически выгодной полной переработки буруктальских руд на Южноуральском никелевом комбинате. Выборочная добыча только богатых руд никеля, осуществляемая в настоящее время комбинатом в добычном карьере, ведет к невосполнимым потерям. Приведены основания для отнесения Буруктала к месторождениям термально-гипергенного типа и предложены пути его экономически целесообразной отработки в современных условиях.

Крупнейшее в России комплексное Fe-Co-Ni месторождение Буруктал было открыто в 1948 г. геологами ВСЕГЕИ Н.К.Овечкиным, Е.П.Бойцовой, Е.А.Мазиной в процессе геологической съемки м-ба 1:200 000 [2]. Оно приурочено к одноименному интрузивному массиву, расположенному на востоке Оренбургской области в 240 км восточнее г. Орска. Массив вытянут на 33 км в северо-северо-восточном направлении при ширине от 8 до 12 км (рис. 1). На глубину он практически не изучен. Судя по редким поверхностным выходам и керну многочисленных поисковых и разведочных скважин глубиной 50–100 м, массив сложен в различной степени серпентинизированными ультрабазитами преимущественно гарцбургитового ряда. В его составе присутствуют также габброиды, диориты, реже кварцевые диориты [1, 6, 9, 10, 14]. Породы диорит-габброидного комплекса слагают главным образом короткие линзовидные дайки или шшироподобные обособления, обычно гидратированные и с трудом распознаваемые в элювии. Весь массив интенсивно дислоцирован, рассечен зонами дробления, разломами различного возраста, вдоль которых развиты процессы гидротермального метаморфизма: тремолитизация, хлоритизация, оталькование. Позднее, во время раннемезозойской тектономагматической активизации Урала, породы зоны гипергенеза подверглись объемному термальному гидролизу.

Месторождение Буруктал состоит из семи рудных участков (см. рис. 1). Наиболее крупный

— третий, в котором сосредоточены основные запасы руд и расположен действующий с 1978 г. карьер, в настоящее время служащий основной сырьевой базой Южноуральского никелевого комбината (ЮУНК) в г. Орске [13], (таблица).

Разведка Буруктала велась в 50-е годы в разгар «холодной войны» между СССР и западными странами, когда все материалы по сырьевым базам никеля и кобальта как стратегических металлов не подлежали публикации в открытой печати. Потребности и цены на эти металлы диктовались оборонной промышленностью и дотировались государством.

Первый подсчет запасов месторождения был утвержден ГКЗ СССР в 1968 г. Основным параметром кондиций служило содержание «условного никеля», которое определялось по формуле $Ni_{\text{усл}}\% = Ni\% + 7Co\% \geq 1,3\%$ в подсчетном блоке. При этом минимальное содержание в руде Ni 0,6%, Co 0,05%.

В монографии [11] запасы Буруктала оцениваются в сумме 1377 тыс. т Ni и 121,37 тыс. т Co. Кроме того, балансом были учтены запасы природно-легированных Fe руд (1,3 млн. т), содержащих 35% Fe, 0,45% Ni и 0,034% Co (см. таблицу).

Для переработки комплексных руд Буруктала по технологии электроплавки с обязательным извлечением Ni и Co в конце 50-х годов в пос. Светлый, расположенном в 7 км от месторождения, началось строительство комбината. Но уже в 60-е годы для Буруктала наступили «черные

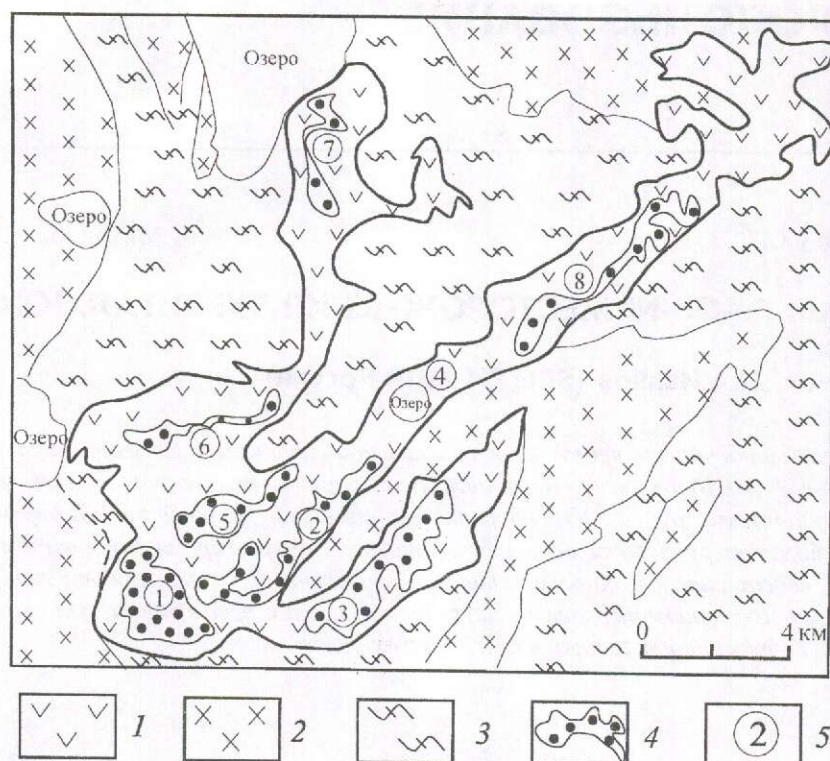


Рис. 1. Размещение рудных участков на Буруктальском массиве:

1 — серпентиниты; 2 — диориты, плагиограниты, гранодиориты, березиты; 3 — хлоритовые сланцы, гнейсы, порфириты, туфы; 4 — площади развития балансовых руд; 5 — номера участков

дни», которые продолжают до настоящего времени.

На рубеже 50–60-х годов на севере Сибири в Норильском районе был открыт Талнах — одно из крупнейших в мире месторождений Cu-Ni руд, что привело к резкому сокращению, а затем почти полному прекращению работ на никель в геологических организациях Урала, в том числе и на Буруктале. В 1958 г. на Кубе, занимающей одно из первых мест в мире по запасам никелевых руд, произошла революция, после которой начались поставки в СССР кубинских никелевых концентратов. Цеха Буруктальского комбината были перепрофилированы на переработку этих концентратов и включены в состав ЮУНКа.

Распад СССР и начавшаяся в 90-е годы перестройка экономики России сопровождалась акционированием уральских никелевых комбинатов и соответственно прекращением государственных дотаций [13]. Существенный урон комбинатам был также нанесен бесконтрольной продажей за рубеж никелевого лома, использование которого частично компенсировало низкое содержание никеля в перерабатываемых рудах.

До перестройки основной сырьевой базой ЮУНКа была расположенная в 80 км к югу группа Кемпирсайских никелевых месторождений, которая после 1991 г. оказалась на территории Казахстана. Попытки создать Российско-Казахстанское общество по разработке Кемпирсая закончились безрезультатно. Основная причина — не столько разрыв межгосударственных связей, сколько истощение кемпирсайских месторождений, интенсивно эксплуатировавшихся в последние полвека. Вместо руд, ранее содержащих 1,1–1,3% Ni и пригодных для применяемой на ЮУНКЕ технологии шахтной плавки, с кемпирсайских рудников могли поступать руды только со средним содержанием Ni около 0,9%.

В 90-е годы в институте «Гипроникель», вошедшим к этому времени в состав Российского концерна «Норильский никель», был проведен анализ состояния сырьевой базы ЮУНКа и обосновано положение о целесообразности использования Буруктала в качестве основного поставщика руды на комбинат. С этой целью к 1992 г. было составлено ТЭО (руководитель ра-

Содержания и запасы Ni, Co, Fe на месторождении Буруктал

Металл	Месторождение в целом		Рудный участок III					
	По Л.Н.Овчинникову, 1998		Утверждено ГКЗ СССР 01.05.68 г.		ТЭО «Гипроникель», 1992		Добычный карьер 2000–2001 гг.	
	запасы, тыс. т	содержание, %	запасы, тыс. т	содержание, %	запасы, тыс. т	содержание, %	содержание, %	
							На завод	На склад
Ni	1377,0	0,97	1032,0	0,89	715,196	1,11	По блокам 1,1–1,2 ~1,15	0,9–1,03
Co	121,37	0,06	96,769	0,084	67,404	0,105	—	
Условный («приведенный») Ni	2226,59 (Ni+7Co)	1,39	1639,476 (Ni+7Co)	1,3	782,6 (Ni+Co)	1,21	—	
Природно-легированные Fe руды	892 тыс. т		1,3 млн. т руды с содержанием Fe 35%, Ni 0,45%, Co 0,034%				На склад — руда с содержанием Fe 25–28%	

бот А.А.Бугаев), предусматривающее внесение ряда существенных изменений в утвержденные ГКЗ СССР в 1968 г. кондиции. Суть этих изменений в следующем.

Переработка бурукталских руд на ЮУНКЕ методом шахтной плавки значительно понижает извлекаемую ценность кобальта, который согласно кондициям 1968 г. должен был составлять 30% стоимости конечного продукта. В связи с этим ТЭО-92 предложено провести пересчет запасов по формуле $Ni_{\text{усл}}\% = Ni\% + Co\% \geq 1,2\%$, т.е. резко снизить роль кобальта в стоимости конечного продукта и одновременно поднять среднее содержание никеля в добываемой руде до 1,1%.

В настоящее время предложения «Гипроникеля», еще не рассмотренные ГКЗ России, с некоторыми изменениями учитываются при начавшейся с конца 90-х годов интенсивной разработке Буруктала.

По существу, комплексное Fe-Ni-Co месторождение Буруктал эксплуатируется как монометалльно-никелевое с общими запасами Ni 715,196 тыс. т (см. таблицу). Но если бы только в этом были «бурукталские беды».

Все никелевые месторождения зоны гипергенеза по морфологии рудных залежей подразделяются на два типа: жильный (штоковерковый) и пластовый (латеритных покровов) (рис. 2).

Первыми объектами промышленной разработки залежей гипергенных руд никеля в начале XX в. были жильные («тектонические») место-

рождения Новой Каледонии, содержащие 6–10% Ni [15]. Богатые руды этих месторождений залегают обычно под покровом никеленосных латеритов и приурочены к зонам дробления ультрабазитов, где образуют жилы, субвертикальные линейные штоковерки мощностью до 10–20 м (см. рис. 2). Последние прослеживались скважинами до забоя глубиной 100 м. Основной носитель никеля в жильных рудах — гарниерит в ассоциации с кварцем, халцедоном, опалом, карбонатами, оксидами железа и различными продуктами гидролиза серпентина. Средний состав руд, %: SiO₂ 42,56, Fe₂O₃ 15–20, MgO 20–30, NiO 5–10. Отработка велась до глубины около 100 м.

Характерным примером жильных (штоковерковых) месторождений никеля в России считается Чусовская залежь Черемшанского месторождения Уфалейской группы, отработанная карьером до глубины 240 м. Скважинами залежь вскрыта на глубину 400 м. Содержание никеля в руде на забое скважин достигало 4% [7]. К тому же жильному типу относятся и рудные линейные штоки Аккермановского месторождения (Южный Урал), отработанные в 40–60-е годы до глубин 20–40 м и закрытые из-за сильного притока грунтовых вод.

Основные запасы гипергенных руд никеля сосредоточены в пластовых месторождениях современного тропического пояса Земли (Новая Каледония, Индонезия, Бразилия и др.). Там они образуют относительно маломощные тела

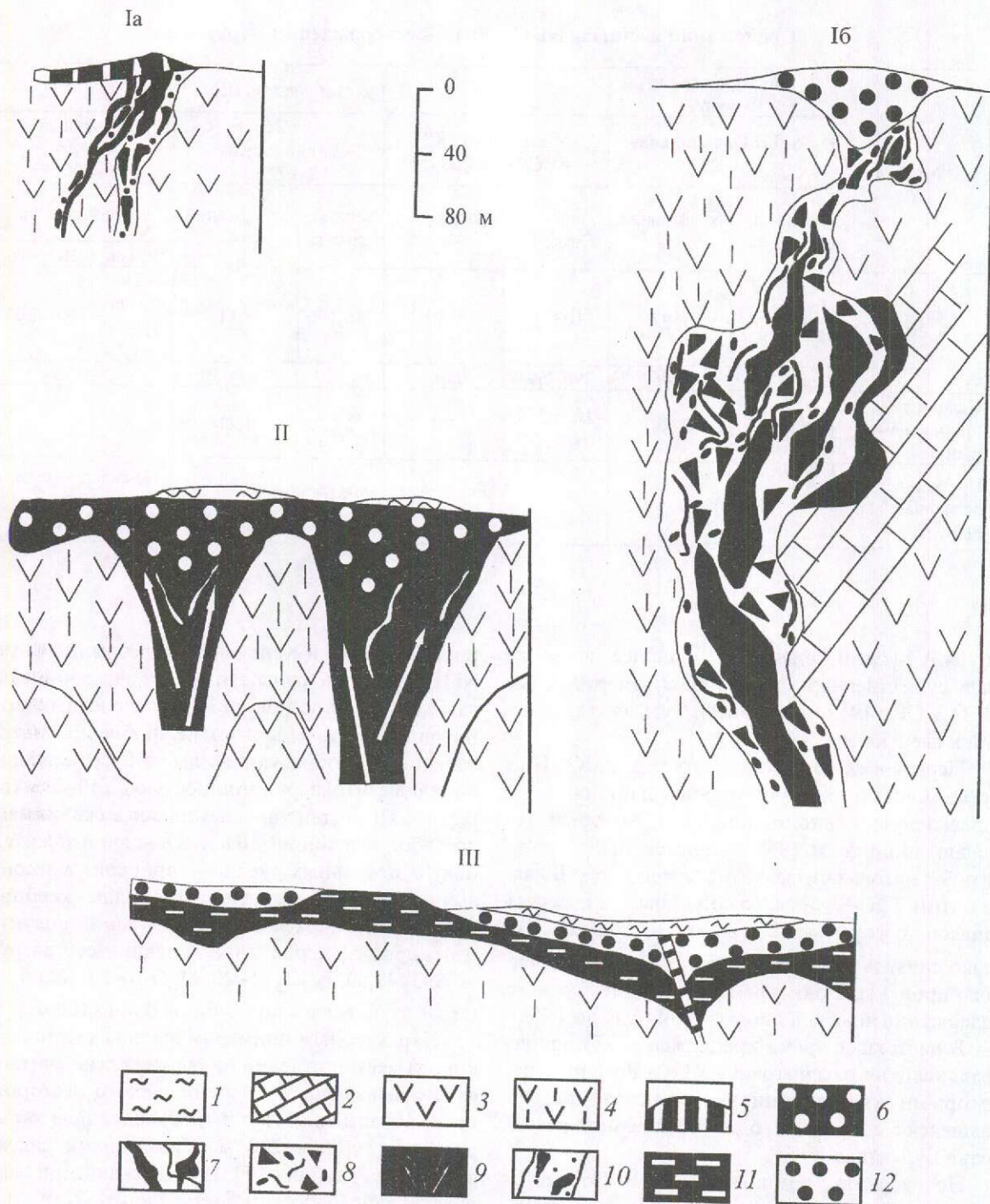


Рис. 2. Примеры разрезов различных морфологических типов залежей гипергенных руд никеля:

I — жильного (Ia — участок Боа-Каин, Новая Каледония [15]; Iб — Черемшанская залежь Уфалейского месторождения, Средний Урал [7]); II — пластово-жильного (часть профиля XIX участка III Буруктаьского месторождения, Южный Урал [9]); III — пластового (участок Кемпирсайского месторождения, Южный Урал [6]); 1 — покровные суглинки и супеси; 2 — известняки; 3 — серпентиниты; 4 — серпентиниты гидратированные, иногда слаборудоносные; типы руд: 5 — никеленосные латериты (Ni 1,4–2%), 6 — кобальт-никелевые охры (Ni 1,1–1,36%, Co 0,05–1,0%), 7 — кварц-гарниеритовые, иногда ожелезненные желваковые и линзовидные руды (Ni до 10–15%), 8 — серпентинитовый надвиговой приразломный меланж с гидросиликатами никеля (Ni 0,9–2,0%), 9 — интенсивно гидратированные серпентин-тальк-хлоритовые глинистые породы с реликтовой текстурой серпентинитов (Ni 2,0%), 10 — гидратированный окварцованный и ожелезненный серпентинит с гидросиликатами никеля (Ni 1,5–3%), 11 — нонтронитовые глины (Ni 0,7–1,3%); 12 — нерудоносные кремнистые охры

(обычно 3–5 до 10 м), приуроченные к охристо-глинистым зонам латеритных покровов, развитых на обогащенном никелем субстрате. Промышленные содержания Ni в рудах пластовых месторождений обычно не превышают 1,2–1,4%, иногда достигая 1,6%. К пластовому типу, например, относится Кемпирсайское месторождение (Мугоджары, Казахстан), основные запасы которого связаны с зоной нонtronитов мощностью 2–10 м [3].

Уникальность Буруктала по сравнению с другими гипергенными месторождениями мира состоит в следующем.

1. На месторождении практически отсутствует богатая никелем нонtronитовая зона.

2. Основные носители никеля и сопутствующего ему кобальта — зона кремнистых охр (2–6 м) и залегающая ниже зона гидратированных серпентинитов.

3. Зона охр характеризуется в общем относительно низким (0,7–0,9%) содержанием Ni и высоким (0,1–0,15%) Co.

4. Зона гидратированных серпентинитов имеет сложное строение. Рудные залежи представлены изменчивыми по мощности телами гидратированных обычно белесого цвета серпентинитов, местами пронизанных системой рудных зеленовато-бурых метасоматических жил. Последние собраны в субвертикальные линейные штоки и наследуют реликтовую трещиноватость массива. Мощность жил колеблется от 1 до 3–5 м, достигая в раздувах 10 м. Жилы сложены преимущественно серпентин-тальк-хлоритовыми агрегатами с гидроксидами марганца, обильной вкрапленностью мелких зерен магнетита и просечками опала, халцедона, кварца. Анализ слагающих жилы минералов показывает высокое содержание в них Ni и Co [1, 4, 5]. Содержание Ni в жилах часто составляет 3–5%, а в гидратированных серпентинитах лишь незначительно превышает его кларк и в среднем равно 0,3–0,5%.

Как гидратированные серпентиниты, так и метасоматические жилы в зоне гипергенеза представлены глинистыми породами. Визуальное отличие их в забое карьера определяется лишь цветом, изменение которого не всегда строго совпадает с изменением содержания в породе Ni и Co.

Утвержденная в 1968 г. ГКЗ СССР отработка месторождения сплошным забоем в современных условиях без государственной дотации не экономична. В связи с этим в 2000–2001 гг. в карьере третьей залежи проводилась выбороч-

ная добыча руды. При этом непосредственно в забое руда разделялась на три группы: кондиционные руды с бортовым содержанием Ni 1,03% при среднем 1,1–1,2%; бедные руды — 1,03–0,9% Ni; «отвал» — менее 0,9% Ni. Кондиционные руды отгружались на комбинат, бедные складировались в технологическом отвале. Очевидно, что такая система отработки ведет к невосполнимым потерям и в конечном счете к разграблению государственного достояния, которое попало в руки акционеров, вынужденных работать в условиях рыночной экономики.

Многие авторитетные ученые (И.И. Гинзбург, И.И. Савельев, Н.П. Херасков, Ф.Ф. Сысоев, И.З. Корин, а затем их последователи — К.К. Никитин, Ю.Ю. Бугельский, И.И. Эдельштейн, А.М. Кудряшев, К.Н. Бородин, И.В. Витовская и др.) вопреки фактам утверждали и до сих пор утверждают исключительно экзогенный, в основе своей элювиально-латеритный генезис всех известных в России и за рубежом месторождений гипергенных руд никеля. «Мы считаем доказанным, что все месторождения силикатных руд никеля Урала связаны с древней корой выветривания. Все теории о гидротермальном генезисе этих руд считаем несостоятельными. Образование коры связано с воздействием древних грунтовых вод на серпентинитовые массивы» [3].

Исходя из этого постулата залежи никелевых руд, в том числе и буруктальских, представлялись как останцы площадной коры выветривания, некогда покрывавшей весь массив. В местах тектонических нарушений и вблизи крупных даек площадная кора, по мнению упомянутых исследователей, приобретает черты линейной и образует глубокие карманы — апофизы, уходящие на большую глубину [10, 14]. При этом никого не смущал факт остановки многих скважин глубиной 100 м и более в руде без каких-либо признаков ее выклинивания. Более того, с глубиной в так называемых «карманах кор выветривания» появляются минералы гидротермального генезиса [8].

Проводимая в настоящее время отработка месторождения Буруктал однозначно подтверждает несостоятельность его исключительно экзогенного генезиса. Резкая неоднородность руд в зоне гидратированных серпентинитов не позволяет геометривать тела кондиционных руд в объемах, рентабельных для отработки. Последние локализуются не в крупных горизонтальных пластах, а в относительно узких субвертикальных штоках диаметром 5–15 м, некогда служивших путями проникновения в зону гипергенеза

гидротермальных рудоносных растворов. В настоящее время выходы этих штоков отчетливо проявляются на поверхностях зачищенных уступов в виде зеленовато-бурых пятен. Именно штоки, прослеженные на Буруктале скважинами до глубины 60–80 м, известны в литературе как «карманы кор выветривания» [1, 4, 10]. В действительности штоки являются телами термально-гипергенеза [12] и представляют собой самостоятельные объекты отработки богатых руд. В них сосредоточена основная масса рудных метасоматических жил (рис. 3).

Нам представляется, что формирование никелеворудных концентраций на Урале происходило на протяжении всего времени существования ультраосновных массивов от зарождения их в верхней мантии до полного разрушения в автономных болотах и озерах, возникавших на никеленосном элювии в период мезозойско-кайнозойской стагнации региона [8]. Пневмогидротермальные флюиды, сопровождавшие палеозойскую магматическую деятельность, в анионной части содержали серу, что послужило причиной формирования на их пути аномальных

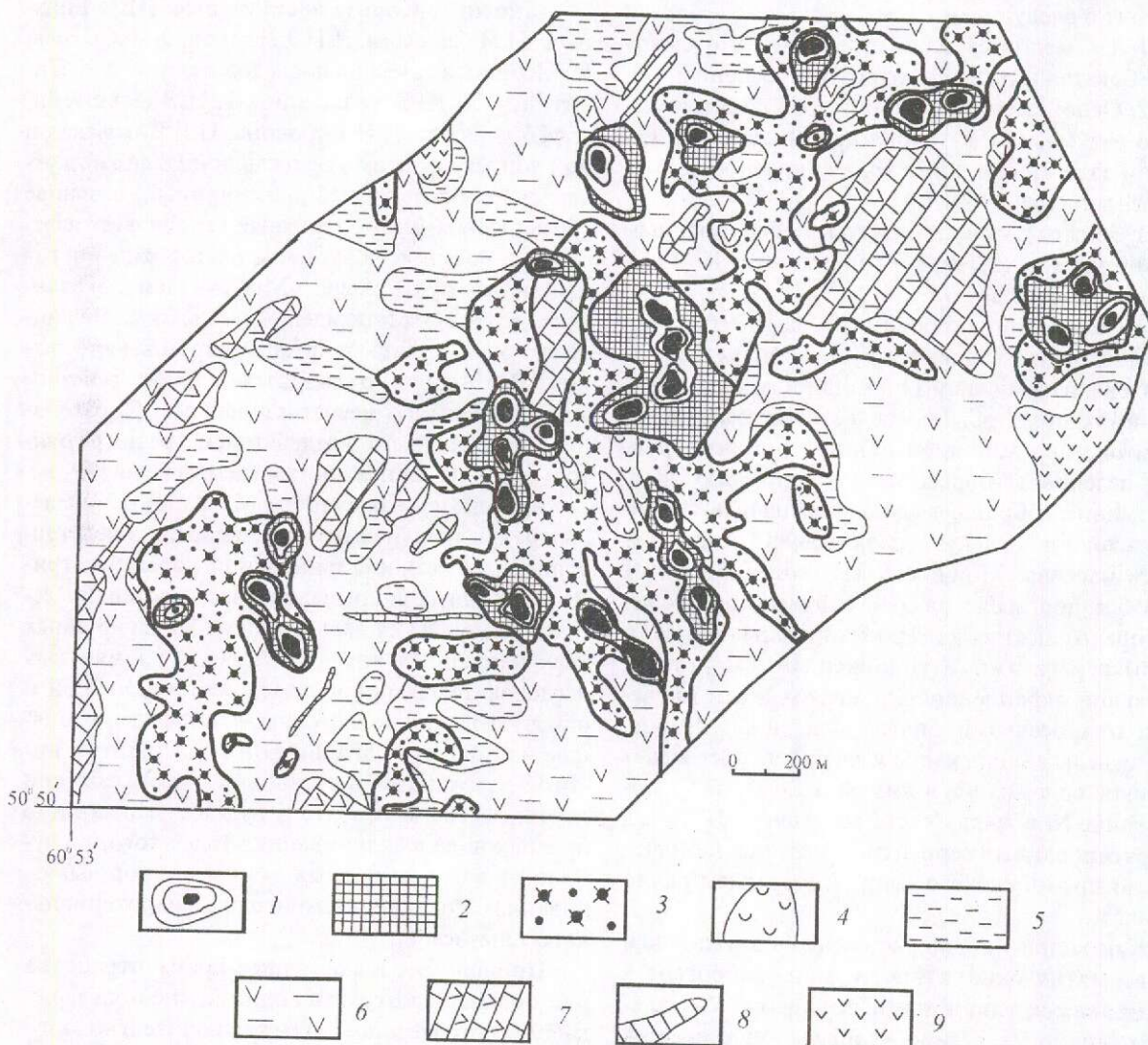


Рис. 3. Литологическая карта поздне триасового фумарольного плато для юго-западной части участка III Буруктальского кобальт-никелевого месторождения, по материалам В.Е.Вдовиной, О.С.Герасименко, И.Г.Зюзиной (1968) с дополнениями 2000–2001 гг.

1 — рудные штоки, вскрытые скважинами на глубину 80–120 м; 2 — тальк-хлорит-серпентинитовые породы — продукты переработки серпентинитов никеленосными гидротермами (образования рудоносных фумарол); 3 — охры, кремнистые охры, кобальт-никеленосные; 4 — окремненные и ожелезненные выщелоченные серпентиниты; 5 — нонтронитизированные серпентиниты, часто рудоносные; 6 — интенсивно гидратированные «пропаренные» серпентиниты белесого цвета, иногда никеленосные; 7 — карбонатизированные серпентиниты; 8 — гидратированные дайки преимущественно диоритового состава; 9 — серпентиниты

скоплений (возможно, месторождений) халькофилов (Fe, Cu, Pb, Zn, Ni и др.). Проявления сульфидных руд известны практически во всех крупных ультрабазитовых интрузиях Урала. Иногда содержания сульфидного Ni достигают 0,3–0,8%.

Существенно иначе магматическая (эндогенная) деятельность проявилась в раннемезозойский этап тектономагматической активизации Урала. В это время гидротермы приобрели «очаговый» характер, гидротермальные рудоносные растворы, уже лишённые серы, проникали в зону гипергенеза по субвертикальным каналам, образуя жилы, линейные штоки изометричного сечения. Очевидно, наиболее благоприятными для выщелачивания, переноса и последующего осаждения никеля на гипергенных барьерах были термальные карбонатные глеевые (восстановительные) воды, фильтровавшиеся через серпентинитовый меланж или интенсивно дробленные серпентиниты, первично обогащенные никелем. В этом случае в сферу гипергенеза поступали бессернистые существенно кремнисто-карбонатные воды, в катионной части которых содержались Fe^{2+} , Mn, а также Ni, Co, Mg и SiO_2 . Никель и кобальт в зоне гипергенеза выпадали из растворов на гипергенных барьерах спада температуры, давления, смены pH, образуя при этом различные гидросиликаты никеля. Железо, марганец и частично кремний поднимались выше, где на гипергенном окислительном барьере при смене Eh осаждались в форме минералов — гидроксидов железа и марганца [7, 8]. Поверхность месторождения в это время представляла собой своеобразное фумарольное плато, на которое по многочисленным ходам (трубам) поднимались с глубин никеленосные газовой-жидкие марганцево-кремнисто-железистые взвеси и растворы, образуя скопления бесструктурных охр, отчасти сохраняющих реликты первичного состава: Mg, Cr, Ni, Co а иногда и комплекс глубинных элементов — Mo, Sn, Au и других, не характерных для гипербазитов (см. рис. 3).

Таким образом в приповерхностной части дробленого серпентинитового массива возникали две зоны: нижняя — интенсивно гидратированных «пропаренных» горячими растворами серпентинитов с субвертикальной системой богатых рудных жил и верхняя — кремнисто-охристая, формирующая рудный пласт или «рудную шляпу».

Если верхняя кремнисто-охристая зона без особых потерь может быть отработана сплошным забоем, то для нижней зоны, местами, возможно, уходящей на глубины в сотни метров

(как это имеет место на Уфалейских месторождениях [7]), требуется индивидуальный подход к каждому рудному линейному штоку.

Итак, в Буруктале мы имеем дело с особым морфологическим типом гипергенных никелевых месторождений — пластово-жилным, отработка которого, на наш взгляд, должна производиться в два этапа.

1. Снятие верхней кремнисто-охристой обогащенной кобальтом зоны, руды которой должны либо складироваться, либо подвергаться комплексной переработке на Ni, Co, Fe. При этом следует обратить внимание на необходимость отдельной отработки железных руд. Среди них присутствуют руды с высокой (0,4–0,9%) концентрацией никеля, пригодные для переработки на дефицитный на мировом рынке ферро-никель, и руды, содержащие более 35–40% гидроксидов Fe, остродефицитные при плавке сидеритплезитовых руд Бакала. Сегодня же все добываемое железосодержащее сырье складировается в один общий отвал, в результате чего происходит его разубоживание (практически — ликвидация).

2. Отработка богатых никелем рудных штоков подземными горными выработками. Для выбора оптимального вида горных выработок необходимо на примере 2–3 штоков провести детальную разведку по сети 10×10 м на глубину 200–400 м. Только после обработки полученных материалов можно будет ответить на вопрос, как эффективно эксплуатировать уникальное комплексное Fe-Co-Ni месторождение Буруктал.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Вершинин А.С.* Месторождения никеля на Урале // Горный журнал. 1996. № 8–9. С. 23–27.
2. *Геологическое строение Тургайского прогиба* / Ред. Н.К.Овечкин // Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. 1961. Т. 53.
3. *Гинзбург И.И., Савельев И.И.* Образование никелевых месторождений силикатных руд на Южном Урале // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1939. С. 119–140.
4. *Григорьева В.М.* Распределение никеля, кобальта, шлакообразующих по минералам и промышленным типам окисленных никелевых руд // Тр. ин-та «Гипроникель». 1969. Вып. 39–40. С. 27–77.
5. *Григорьева В.М., Красильников Л.К.* Вещественный состав руд Буруктальского никель-кобальтового месторождения на Южном Урале // Сб. технической информации. Изд. «Гипроникель». 1959. № 1. С. 3–11.
6. *Григорьева В.М., Шешукова Г.М.* Генетические типы промышленных месторождений кобальт-никелевых руд коры выветривания // Тр. ин-та «Гипроникель». 1969. Вып. 39–40. С. 5–26.

7. Михайлов Б.М. О генезисе никелевых руд Уфалея (Средний Урал) // Литология и полезные ископаемые. 1997. № 1. С. 3–13.
8. Михайлов Б.М. Никелевые руды Урала // Литология и полезные ископаемые. 2000. № 4. С. 397–412.
9. Михайлов Б.М. Перспективы развития сырьевой базы никелевой промышленности Урала // Региональная геология и металлогения. 2002. № 5. С. 97–108.
10. Никитин К.К. Древние коры выветривания Буруктальского массива ультраосновных пород // Тр. ИГЕМ. 1962. Вып. 69.
11. Овчинников Л.Н. Полезные ископаемые и металлогения Урала. – М.: ЗАО «Геоинформмарк», 1998.
12. Прогнозная оценка зон гипергенеза на твердые полезные ископаемые при геологической съемке / Б.М.Михайлов, Б.Ф.Горбачев, А.П.Харлашин и др. – СПб.: ВСЕГЕИ, 1998.
13. Стукалов А.И., Муфталов А.С. Основные направления развития комбината «Южуралникель» // Горный журнал. 1996. № 8–9. С. 112–116.
14. Эдельштейн И.И. Вещественный состав продуктов выветривания на ультраосновных породах Буруктальского массива // Мат-лы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала. 1956. Вып. 1. С. 38–58.
15. Glasser M.E. Zes Richesses minerals de la Coledonie // Ann. des mines. Ser. X. T. IV. Paris, 1903. P. 397–535.

УДК 553.494'531.068.5 (470-1-13)

© Н.И.Бойко, 2003

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ТИТАН-ЦИРКОНИЕВЫХ РОССЫПЕЙ НА ЮГЕ РОССИИ

Н.И.Бойко (Ростовский государственный университет)

На основе литолого-фациального анализа вмещающих титан-циркониевые россыпи отложений Азово-Кубанского региона и палеогеографических реконструкций времени их накопления установлено, что, наряду с тортонскими переотложенными корами выветривания, важным источником рудных компонентов (рутила, ильменита, лейкоксена и циркона) была северная суша, с которой они выносились реками — Палеодоном и Палеоволгой. Показана существенная роль в образовании россыпей мшанковых органогенных построек, препятствовавших выносу рудного вещества в глубоководную часть бассейна и способствовавших его дифференциации в зоне палеоподнятия.

После распада еще недавно единой и мощной минерально-сырьевой базы бывшего союзного государства Россия оказалась без собственных эксплуатируемых россыпных месторождений титана и циркония, являющихся в настоящее время экономически наиболее выгодным источником получения концентратов этих элементов. Две крупные провинции древних прибрежно-морских титан-циркониевых россыпей на ее территории приурочены к Русской платформе и периферийным структурам Западно-Сибирской плиты. На Русской платформе обнаружены месторождения Центральное и Кирсановское в Тамбовской области, Лукояновское — в Нижегородской, перспективные площади — в Тима-

но-Печорском регионе. К этой провинции в пределах Скифской плиты относится и Ставропольский россыпной бассейн. Его россыпи локализованы на трех стратиграфических уровнях: чокракском, среднесарматском и средне-верхнесарматском. При этом наиболее перспективные из них (Бешпагирская, Камбулатская, Ташлинская, Грачевская, Высоцкая, Тугулукская и др.), характеризующиеся промышленным содержанием минералов титана и циркония (суммарно более 50 кг/м³), сопряжены в основном со среднесарматским стратиграфическим уровнем. Россыпи сложены преимущественно мелкозернистыми (размер частиц в пределах 0,1 мм) прибрежно-морскими песками. Тяжелая фракция продук-

тивных песков выражена ильменитом, рутилом, цирконом, лейкоксеном и сопутствующими им турмалином, ставролитом, эпидотом, гранатом и единичными зернами других минералов. В легкой фракции преобладает кварц (90–94%). Прогнозные ресурсы Ставропольского россыпного бассейна составляют по данным Северо-Кавказского регионального отделения ВИЭМС (г. Ессентуки) 38 522,4 тыс. т минералов титана и циркония. По геологическим предпосылкам и технико-экономическим показателям Ставропольский бассейн — наиболее перспективный объект на титан-циркониевые россыпи в европейской части России. Однако явно недостаточный уровень геологической изученности бассейна не позволяет оценить его, а тем более начать разработку россыпей.

Ставропольский россыпной бассейн, в пределах которого установлена промышленная концентрация рудных минералов, — лишь часть единого Азово-Кубанского седиментационного бассейна, в тектоническом отношении связанного с Индоло-Кубанским краевым прогибом и выходящего за его пределы к югу в Альпийскую геосинклинальную область, а к востоку и западу в сопредельные структуры Скифской плиты. На севере среднесарматское море перекрывало не только Скифскую плиту, но и южный край докембрийского Украинского щита Восточно-Европейской платформы, образуя здесь крупный Танаисский залив [4].

Среднесарматские отложения в пределах Азово-Кубанского осадочного бассейна прослеживаются в виде полосы выходов на дневную поверхность в предгорьях Западного Кавказа, обнажаются в Центральном Предкавказье (на Ставропольском своде), на Керченском и Таманском полуостровах, в восточной (Присивашской) части равнинного Крыма, Северном Приазовье, а также на Нижнем Дону. На нефтеразведочных площадях в Западном и Центральном Предкавказье, а также в акватории Азовского моря они вскрыты скважинами.

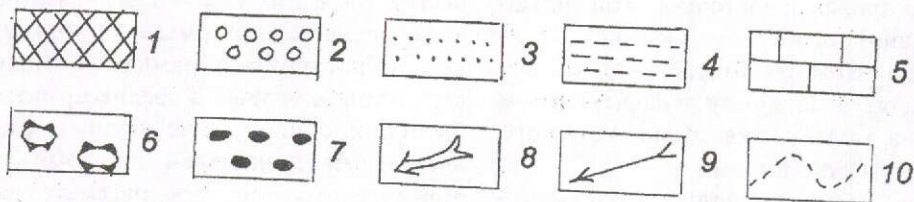
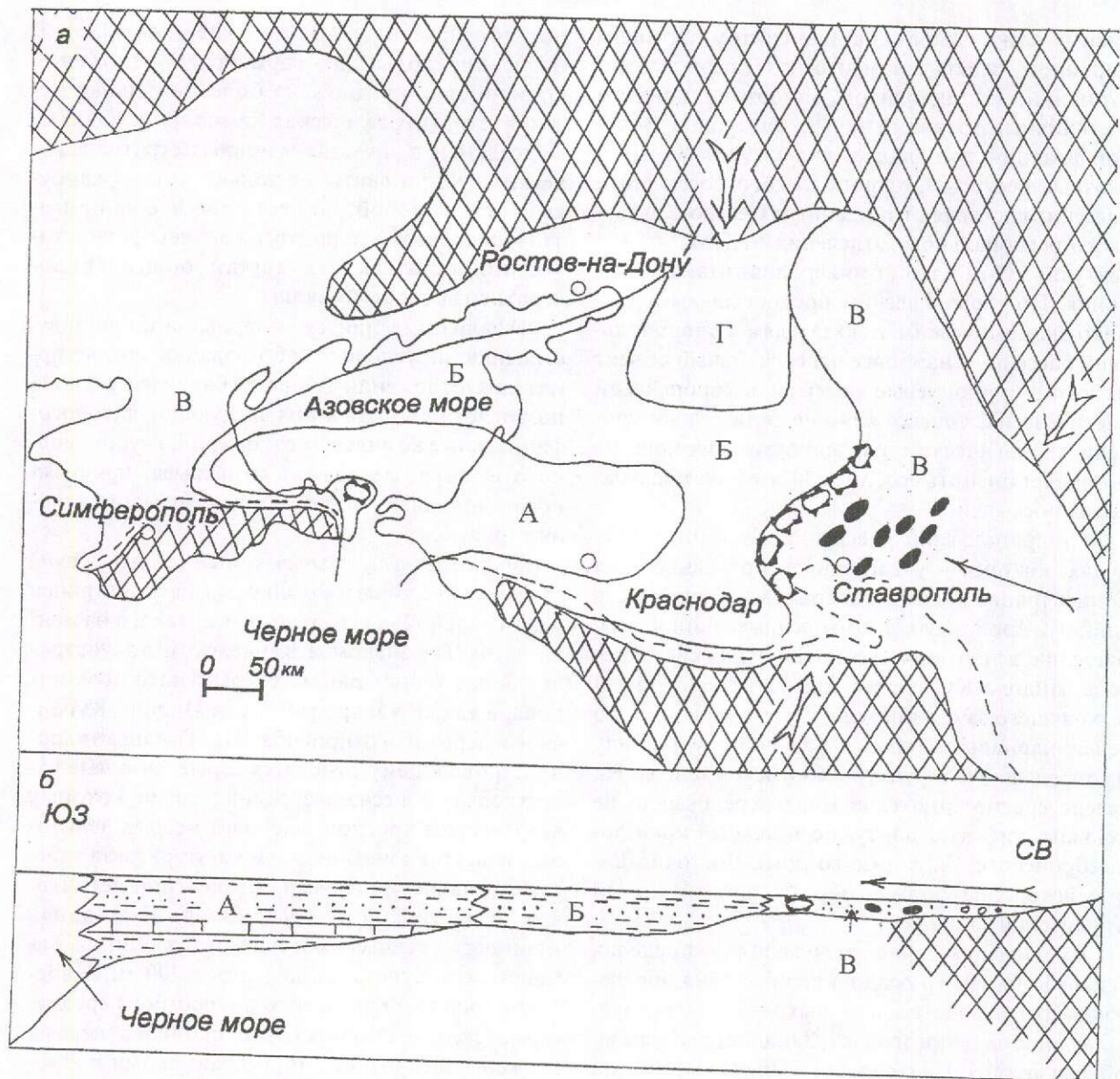
На большей части площади своего развития среднесарматские отложения хорошо выделяются в разрезах и отчетливо разделяются на две литологические толщи: нижнюю — преимущественно глинистую (криптомактровые слои) и верхнюю — преимущественно известковую (слои с типичной среднесарматской фауной). В подошве подъяруса в отдельных районах (чаще всего на Ставрополье и в Западном Предкавказье) наблюдается пачка переслаивания карбонатных и глинистых пород, извест-

ная под названием «мамайские слои» [13]. В последние годы для сарматских отложений Ставрополья предложена более детальная местная стратиграфическая схема [10]. Однако выделяемые в качестве основных стратиграфических единиц свиты не только не коррелируются между собой, но часто вообще не привязаны достоверно (с подтверждением фаунистическими остатками) к ярусам общей хроностратиграфической шкалы.

Анализ имеющихся материалов по составу, строению и условиям образования среднесарматских отложений Азово-Кубанского региона позволяет наметить в них следующие литолого-фациальные комплексы отложений: глубоководного шельфа, мелководного шельфа, прибрежно-мелководные, подводно-дельтовые равнинные (рисунок).

Литолого-фациальный комплекс отложений глубоководного шельфа широко распространен в центральной части среднесарматского бассейна — на Таманском и Керченском полуостровах, в восточных районах Крымского полуострова, а также в закрытой части Индоло-Кубанского передового прогиба. На Таманском полуострове к нему относятся серые слоистые известковые и песчаные глины, среди которых встречаются прослойки зеленовато-серых пелитовых известняков. В верхней части разреза залегают глины с прослоями органично-детритовых известняков и песчаников. Суммарная мощность среднесарматских отложений на Таманском полуострове достигает 200 м. В восточной части Керченского полуострова среднесарматские отложения глубоководного шельфа сложены алевролитистыми, песчанистыми и известковистыми глинами с прослоями песков и известняков. В них мшанковые известняки слагают отдельные биогермы и биогермные массивы. Эти постройки обрамляют антиклинальные структуры, которые в среднесарматское время были приподняты выше уровня моря [12]. Аналогичными глинистыми породами, только без органических построек, рассматриваемый литофациальный комплекс сложен в восточной части Крымского полуострова. Мощность его здесь составляет 100–150 м.

В Индоло-Кубанском передовом прогибе среднесарматские отложения глубоководного шельфа по данным бурения представлены глинами с прослоями песков и известняков доломитисто-пелитовых. Среди глин выделяются два типа: серые слоистые известковистые и алевролитистые с раковинами пеллеципод и редкими ос-



Палеогеографическая схема (а) и литолого-фациальный профиль (б) Азово-Кубанского региона в среднесарматское время:

1 — суша; 2 — гравийники, гравелиты; 3 — пески, песчаники; 4 — глины; 5 — известняки; 6 — органогенные постройки; 7 — титан-циркониевые россыпи; 8 — направления выноса осадочного материала с областей денудации; 9 — направление течения; 10 — современный контур выходов на поверхность отложений среднего сармата; литолого-фациальные комплексы отложений: А — глубоководного шельфа, Б — мелководного шельфа, В — прибрежно-мелководные, Г — подводно-дельтовой равнины

татками рыб; темно-серые слоистые известковистые. Мощность отложений 300–350 м.

Отложения литолого-фациального комплекса мелководного шельфа наиболее распространены в Центральном Предкавказье и северных районах Западного Предкавказья. Они прослеживаются также, чаще всего по скважинам, в восточных районах Западного Предкавказья, равнинном Крыму и на северо-западе Керченского полуострова. В Центральном Предкавказье, в пределах Ставропольского свода, разрез отложений мелководного шельфа подразделяется на три части [7]. Нижняя (10–20 м), соответствующая мамайскому горизонту, сложена чередующимися слоями глин и серых пелитовых известняков. Средняя часть (40–45 м) представлена известковистыми глинами с прослоями пелитовых известняков и песка. Венчает разрез литофациального комплекса толща (170 м) светло-серых песчаных глин с прослоями кварцевого мелкозернистого песка.

В северных районах Западного Предкавказья породы мелководного шельфа прослеживаются в разрезах по скважинам в южной части Ростовской области (города Сальск и Зерноград, поселки Целина, Песчанокопское и др.). Комплекс сложен здесь преимущественно песками с подчиненными прослоями глин и протягивается в виде полосы широтного направления в южной части Танаисского залива. Пески серые, иногда с зеленоватым оттенком, мелко- и среднезернистые с примесью гравийного и галечного материала. По составу преобладают пески кварцевые, часто плохо отсортированные, содержащие значительное количество глинистой примеси. Глины, чередующиеся с песками, также имеют серую окраску, иногда с зеленоватым и коричневым оттенком. Глины слоистой текстуры, известковистые, в западной части полосы — известковые. Суммарная мощность пластов песка в юго-восточной части залива составляет 75–80% от общей мощности песчано-глинистой толщи среднего сармата. В западном направлении количество песка убывает, в скв. К-8 (Порт-Катон) они составляют лишь 30% [6]. В этом районе песчаная толща замещается пачкой (16,5 м) известняков-ракушечников и оолитовых известняков. Известняки серые до белых, пористые, слаболитифицированные (легко ломаются руками). Ядрами оолитовых форменных элементов обычно являются мелкие раковины фораминифер. Известняки-ракушечники состоят из крупных раковин пластинчатожаберных и гастропод. Содержание песчаного материала в известняках 5–7%.

В предгорных районах Западного Кавказа комплекс мощностью 150–250 м сложен чередующимися глинами, песками и известняками при преобладании глинистых прослоев.

В равнинном Крыму к отложениям мелководного шельфа относится толща (60–100 м) чередующихся известняков, песчаных известняков и песков. Известняки оолитовые, ракушечные и органогенно-детритовые, сильно пористые и квернозные. На Керченском полуострове рассматриваемый комплекс сложен известняками (до 150 м), замещающимися в восточном направлении глинами.

Прибрежно-мелководные среднесарматские отложения прослеживаются в виде выходов на дневную поверхность по периферии среднесарматского бассейна седиментации. Так, в предгорной части Западного Кавказа (от станицы Гостагаевская на западе до р. Белая на востоке) этот комплекс сложен в нижней части разреза органогенно-детритовыми известняками (мощность 4–4,5 м), которые перекрываются пачкой (4,5 м) конгломератов, состоящих из глыб, валунов и галек известняков, пелитовых известняков и глин. Выше залегает толща (10 м) детритовых, сильно пористых известняков, переслаивающихся с известковой глиной пятнистой окраски [7]. Завершают разрез среднего сармата глины с редкими прослоями известняков и известковых песчаников. Мощность глин колеблется от 0 до 220 м.

К востоку от р. Белая, вплоть до р. Кубань, характер разреза литофациального комплекса среднего сармата меняется. На контакте с нижним сарматом залегает пачка (10–20 м) пелитовых известняков мамайского горизонта, выше сменяющаяся глинами (85–90 м) с тонкими прослоями песков. Верхняя часть среднего сармата сложена песками, песчаниками, рыхлыми ракушечниками с прослоями нелитифицированного раковинного детритуса. Среди песков отмечаются крупные (до 12 м) органогенные постройки типа биогермных массивов. Сложены они мшанковыми известняками и протягиваются непрерывной полосой от станицы Убежинская до г. Армавир.

Широко распространены среднесарматские прибрежно-мелководные отложения в пределах Ставропольского свода (Центральное Предкавказье). Они представлены преимущественно песками с прослоями оливково-серых желтоватых глин, а также известняков-ракушечников. Пески серые и желтовато-серые косослоистые и волнисто-слоистые, очень часто с пляжевой слоистостью, сыпучие или рыхлые, мелкозернистые (раз-

мер зерен в пределах 0,1 мм), мономинеральные (кварцевые), на отдельных участках алевролитистые и гравелитистые, часто с повышенным (вплоть до промышленных значений) содержанием рудных компонентов (рутила, ильменита, лейкоксена, циркона и др.). Пески содержат линзовидные прослойки песчанников массивных, тонкозернистых, мономинеральных (кварцевых), известковистых. К востоку от р. Калаус вещественный состав прибрежно-мелководных отложений изменяется. В песках появляются прослойки песчанников, местами переходящих в гравелит и даже в мелкогалечный конгломерат. Непосредственно в береговой зоне среднесарматские отложения состоят из ракушечников, песков с прослойками детритуса и галечников. Мощность среднего сармата в Центральном Предкавказье достигает 115 м.

Характерно обрамление с запада и северо-запада среднесарматских прибрежно-мелководных отложений в Центральном Предкавказье полосой биогермных органогенных построек, которые непрерывной полосой протягиваются от станицы Убежинская до г. Армавир и далее в северо-восточном направлении до села Труновское. Постройки представлены биогермами и биогермными массивами мощностью до 20–25 м. Основными биогермообразователями являются мшанки.

Прибрежно-мелководные среднесарматские отложения установлены также по северному обрамлению Азово-Кубанского бассейна седиментации, где занимают северную часть площади Танаисского залива. Породы комплекса обнажаются в многочисленных выходах в нижнем течении р. Дон и на северном побережье Таганрогского залива. Комплекс представлен преимущественно известняками, среди которых наблюдаются прослойки песков и глины. Известняки белые, рыхлые, брекчиевидной текстуры, псефитовой и оолитовой структуры, песчанистые. В обломках содержание песчаного материала не превышает 3–4%, а в цементирующей массе достигает 20–25%. Скопления фауны в известняках образуют ракушечные разности карбонатных пород. Мощность известняков данного литофациального комплекса изменяется от 2,5 до 10 м.

В восточной части равнинного Крыма среднесарматские прибрежно-мелководные отложения представлены ракушечниками с прослойками песков и глин. Мощность их достигает 60 м, а на отдельных участках 100 м.

Отложения литолого-фациального комплек-

са подводной дельтовой равнины распространены в северной части Азово-Кубанского бассейна седиментации. В виде расширяющейся в южном направлении полосы они протягиваются вдоль северо-восточного побережья Танаисского залива, внедряясь между одновозрастными прибрежно-мелководными отложениями и осадками мелководного шельфа. Разрезы комплекса прослеживаются на правобережье Дона в районе станицы Мелиховская, по правому берегу р. Аксай, а также в окрестностях станицы Тагинская.

Рассматриваемый литолого-фациальный комплекс сложен песками с тонкими прослойками и линзами глин. Пески в нижней части разреза (до 7 м) светло-серые, часто пестрые (бурые, ржаво-желтые, желтые, зеленые), косослоистые (с преобладающим наклоном слоев на юг), неравнозернистые, часто грубозернистые, содержат гравий и мелкую гальку. Местами среди песков наблюдаются линзы глин.

Вверх по разрезу грубозернистые пески сменяются мелкозернистыми светло-серыми или совершенно белыми горизонтально-слоистыми или косослоистыми (также с наклоном слоев на юг) разностями. В песках часто наблюдаются явления срезания одних слоев другими. По составу пески кварцевые, хорошо отсортированные. Их мощность колеблется от 15 до 20 м.

Анализ вещественного состава, строения и закономерностей распространения выделенных среднесарматских литолого-фациальных комплексов указывает на их формирование в полуизолированном мелководном морском бассейне, охватывающем значительную часть Западного и Центрального Предкавказья, современную акваторию Азовского моря и прилегающую к нему с севера территорию юга Украины и Нижнего Дона, северную и восточную части Керченского полуострова, восточные районы равнинного Крыма, а также Таманский полуостров. Характер осадконакопления в среднесарматском водоеме во многом был унаследован от предшествующих этапов развития Азово-Кубанского бассейна. Его связь с глубоководным Черноморским бассейном на юге осуществлялась через Еникальский (Керченский) пролив, на востоке, в пределах Ставропольского сводового поднятия, бассейн имел связь с Терско-Каспийским (Балаханским) морем, а на западе через воздымающиеся структуры Крымского полуострова — с Даккским бассейном [8].

Воды среднесарматского морского бассейна были опреснены, особенно в северной его части,

находившейся под влиянием интенсивного речного стока. Среднесарматское море было мелководным (до 70 м) и лишь в южной его части, примыкающей к Еникальскому (Керченскому) проливу, глубины соответствовали внешнему шельфу (более 70 м). В прибрежно-мелководной зоне по северному и западному обрамлению бассейна седиментации, как отмечалось выше, накапливались карбонатные осадки, а на востоке, в пределах Ставропольского свода, — терригенные. В северной части Танаисского залива карбонатные осадки формировались в условиях активной гидродинамики, на что указывают значительное количество в них оолитов и примесь терригенного материала. Обломочный характер известняков свидетельствует о весьма неустойчивом гидродинамическом режиме. В результате колебательных движений первично-биогенно-хемогенные известняки подвергались неоднократному механическому разрушению и перетолжению, обусловившими их обломочную структуру. Колебания, по-видимому, были отражением процессов горообразования, которые происходили в сарматское время на Кавказе [5]. В западной части среднесарматского моря отложение карбонатных пород происходило в более спокойной гидродинамической обстановке. Это подтверждается отсутствием обломочных известняков и преобладанием ракушечников.

Прибрежно-мелководные терригенные осадки на Ставропольском своде сформированы под воздействием интенсивного течения, направленного с востока на запад. Это течение приносило обломочный материал, поступающий, по мнению предшествующих исследователей, при разрушении Кавказской суши. Оно, вероятно, способствовало образованию по западному обрамлению Ставропольского свода органогенных построек, создавая благоприятный гидродинамический режим и обеспечивая бентосные организмы необходимым количеством питательных веществ. Как будет показано ниже, это течение во многом способствовало и формированию россыпей на прибрежно-мелководных участках.

В зоне перехода от суши на севере к среднесарматскому морю на юге, в Танаисском заливе, отлагались дельтовые терригенные осадки. Фациальная принадлежность песков подтверждается их широким распространением в прибрежной части залива, наличием косой слоистости со срезанием одних пачек другими, хорошей сортировкой обломочного материала, линзовидным выклиниванием прослоев глин среди песков.

Формирование дельты происходило путем ее постепенного нарастания в северо-восточном направлении, синхронно с продвижением в этом направлении вод Танаисского залива в период раннесарматской трансгрессии [6].

Обломочный материал дельтового литофациального комплекса поступал, вероятнее всего, при разрушении палеогеновых пород, обнажившихся к северу от Танаисского залива. Палеогеновые породы Среднего и Нижнего Поволжья не могли служить источником питания, так как их минеральный состав резко отличается от состава дельтовых отложений среднего сармата, прежде всего, значительно большим количеством граната.

Отложения литолого-фациального комплекса мелководного шельфа формировались на некотором, иногда значительном, удалении от береговой линии, но под воздействием довольно интенсивного течения со стороны Ставропольского пролива. Это широтное течение захватывало в пределах Ставропольского пролива обломочный материал и выносило его на мелководный шельф Азово-Кубанского среднесарматского моря.

Глубоководная (более 70 м) южная часть шельфа, расположенная вдали от основных питающих провинций, аккумулировала преимущественно глинистые осадки.

Как отмечалось выше, литолого-фациальные особенности и условия образования среднесарматских отложений Азово-Кубанского бассейна могут рассматриваться в качестве основы генетических реконструкций для вмещаемых ими титан-циркониевых россыпей. Такой подход к восстановлению генезиса россыпей определяется тем обстоятельством, что они формировались в результате перемещения и осадочного материала в специфических условиях седиментогенеза, которые трудно, а скорее всего, невозможно понять без учета и анализа общих закономерностей осадконакопления в Азово-Кубанском среднесарматском морском водоеме в целом.

В настоящее время общепринятой схемы образования титан-циркониевых россыпей на юге России не существует. В немногочисленных публикациях [9, 11 и др.] утверждается, что формирование россыпей происходило в прибрежно-мелководной зоне среднесарматского бассейна седиментации, контролируемой поднятиями Ставропольского свода. Питающей провинцией принято считать Кавказскую сушу. Поскольку в пределах Большого Кавказа в сарматское и

предшествующее время отсутствовали региональные коры выветривания, в качестве источника рудных минералов среднесарматских россыпей обычно принимают тортоновые (прежде всего чокракские) отложения, относящиеся к формации переотложенных кор выветривания. Образование же последних связывается с корами выветривания Русской платформы, являющимися поставщиком титан- и цирконсодержащих минералов. Все модели россыпеобразования построены исключительно на материалах изучения известных россыпей Ставропольского свода.

Выполненные региональные литолого-фациальные построения и палеогеографические реконструкции для среднесарматских отложений Азово-Кубанского региона позволяют считать, что основная масса рудных компонентов выносилась реками с севера. Подтверждается это наличием в составе вмещающих россыпи отложений четко диагностируемого литолого-фациального комплекса подводной дельтовой равнины, сформированного, как уже отмечалось, в Танаисском заливе за счет терригенного материала, поставляемого крупной рекой — условно Палеодоном. При этом легкая фракция песков подводной дельтовой равнины представлена кварцем с единичными зернами глауконита, полевых шпатов и мусковита. Тяжелая фракция, наряду с другими минералами, содержит рудные компоненты россыпей, %: ильменит 17–37, лейкоксен 12–30, циркон 4–18, рутил 1–12. Источником дельтового материала, в том числе и рудного, служили в основном продукты разрушения палеогеновых пород, слагающих водосборную площадь. А наблюдаемое увеличение циркона и рутила в верхних частях описываемой толщи, по видимому, связано с миграцией на запад Палеодона и вовлечением в сферу размыва каменноугольных пород Донбасса, характеризующихся высоким содержанием этих минералов [6, 14].

Учитывая гидродинамические условия среднесарматского бассейна седиментации, прежде всего наличие течения из Терско-Каспийского моря в западном направлении, можно полагать, что выносимое Палеодоном рудное вещество не участвовало в формировании россыпей Ставрополя. Однако имеются веские основания считать, что оно послужило основой образования не менее перспективных, но еще не выявленных россыпей по северному и южному обрамлению бассейна.

Анализ минерального состава обломочных пород среднего сармата показывает, что, кроме

выноса Палеодоном, существовал перенос терригенного, а вместе с ним и рудного материала в морской бассейн другой палеореки. Нами установлено, что в восточном направлении, в сторону Ставропольского свода, в составе тяжелой фракции повышается содержание минералов группы эпидота (22–54%), гранатов (20–30%) и дистена (10–13%), в заметных количествах появляется роговая обманка (до 2%). Анализ геологического строения предполагаемых питающих провинций, с одной стороны, и минерального состава терригенного материала — с другой, не позволяет считать источником этих минералов вынос Палеодона. Так, гранаты и дистен характерны для палеогеновых пород в районе Волгограда, находящемся за пределами терригенной провинции Палеодона. А повышенные содержания роговой обманки и эпидота делают вероятной связь их с районами развития магматических пород, расположенных на Урале. И, действительно, минеральный состав аллювия р. Камы подтверждает это: содержание минералов группы эпидота в нем до 80%, а роговой обманки до 1% [1]. Поэтому можно предположить существование в среднесарматское время, кроме Палеодона, крупной реки, верховья которой достигали Уральского хребта. Протекая через район Среднего и Нижнего Поволжья, река, условно названная Палеоволгой, впадала в Ставропольский пролив где-то в районе Юго-Восточных Ергеней. С Уральского хребта она приносила минералы группы эпидота и роговую обманку, а размывая палеогеновые отложения и майкопскую толщу в своем нижнем течении, поставляла гранаты и дистен, а также рудные минералы. Терригенный материал, доставляемый Палеоволгой в бассейн седиментации, направленными с востока на запад течениями перемещался в зону Ставропольского поднятия с благоприятными для россыпеобразования гидродинамическими условиями.

Выполненные литолого-фациальные построения и палеогеографические реконструкции указывают на важную роль в образовании среднесарматских титан-циркониевых россыпей Ставрополя мшанковых органогенных построек. Последние формировались в аномальных для биогермообразования условиях терригенной седиментации на западном и северо-западном склоне Ставропольского поднятия и служили своего рода биологическим баром, препятствовавшим выносу субширотными течениями терригенного, а вместе с ним и рудного материала из Терско-Каспийского в Азово-Кубанское мо-

ре, а также способствовали его дифференциации в зоне россыпеобразования. Важно учитывать, что поступление терригенного материала в морской бассейн осуществлялось не только за счет абразии южных берегов, сложенных чокракскими и караганскими переотложенными корами выветривания, но и за счет его выноса с севера Палеоволгой. Наличие этого источника рудных компонентов хорошо подтверждается результатами анализа минерального состава осадков, перемещаемых течениями с запада на восток через Ставропольское поднятие, являющееся зоной россыпеобразования. При таком механизме формирования россыпей находит объяснение и тот факт, что все известные в пределах поднятия россыпи расположены к востоку от полосы развития рифов (см. рисунок).

Предлагаемая схема среднесарматского россыпеобразования для юга России дополняет построенную ранее модель сопряженности рифообразования и рудогенеза [2, 3 и др.]. Полученные результаты указывают на необходимость использования закономерностей рифогенного рудообразования и при изучении россыпных месторождений, в формировании которых определяющая роль принадлежит гидродинамическому фактору, часто контролируемому сингенетичным, а в отдельных случаях и предшествующим по времени биогермообразованием.

Установленные закономерности распространения и условия образования титан-циркониевых россыпей на юге России позволят не только оценивать известные россыпи в пределах Ставропольского свода, но и выявлять новые перспективные площади на территории Ростовской области и особенно Краснодарского края, Адыгеи и Карачаево-Черкесии. Учитывая унаследованное развитие Азово-Кубанского бассейна в течение значительного отрезка времени неогенового периода, россыпи в равной мере могут быть связаны с разновозрастными терригенными породами — от тортонских по киммерийские включительно.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта Минобразования России по фундаментальным исследованиям в области естественных наук (проект Е00-9.0-104).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Батулин В.П. Палеогеография по терригенным компонентам. — Баку-Москва: ОНТИ, 1937.
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. Власов Д.Ф. Фации нижнесарматских отложений Ростовской области // Ученые записки Ростовского-на-Дону государственного университета. Ростов-на-Дону, 1955. Т. XXXIII. Вып. 6. С. 69–84.
5. Власов Д.Ф. Некоторые сведения о генезисе верхнетретичных известняков Ростовской и Каменской областей // Ученые записки Ростовского-на-Дону государственного университета. Ростов-на-Дону, 1956. Т. XXXIV. Вып. 7. С. 77–84.
6. Власов Д.Ф. Фации среднесарматских отложений Танаисского залива // Ученые записки Ростовского-на-Дону государственного университета. Ростов-на-Дону, 1959. Т. XLIV. Вып. 8. С. 33–41.
7. Геология СССР. Т. IX. Северный Кавказ. Ч. 1. — М.: Недра, 1968.
8. Колесников В.П. Верхний миоцен (сарматский ярус, неогенский ярус) // Стратиграфия СССР. Т. XII. Неогеновая система. М.-Л., 1940. С. 223–373.
9. Мирошников А.М. Титан-циркониевые россыпи на Ставрополье, механизм и условия их формирования // Основные проблемы геологического изучения и использования недр Северного Кавказа: Мат-лы VIII Юбилейной конференции по геологии и полезным ископаемым. Ессентуки, 1995. С. 340–341.
10. Рудянов И.Ф. Стратиграфия средне-верхнемиоценовых отложений Ставропольского свода // Основные проблемы геологического изучения и использования недр Северного Кавказа: Мат-лы VIII Юбилейной конференции по геологии и полезным ископаемым. Ессентуки, 1995. С. 190–192.
11. Рудянов И.Ф. Условия формирования титан-циркониевых россыпей Ставропольского россыпного района // Проблемы геологии и геоэкологии Южно-Российского региона: Тр. Южно-Российского государственного технического ун-та (НПИ). Новочеркасск, 2001. С. 159–169.
12. Руководство по учебной геологической практике в Крыму / Под ред. М.В. Муратова // Геология Крымского полуострова. М., 1973. Т. II.
13. Стратиграфия СССР. Т. I. Неогеновая система. — М.: Недра, 1986.
14. Шамрай И.А., Беляев В.К. Некоторые закономерности распределения редких акцессорных элементов в каменноугольных породах восточной части Большого Донбасса // Мат-лы по минералогии и петрографии Нижнего Дона и Северного Кавказа. Ростов-на-Дону, 1970. С. 18–26.

УДК 553.062+553.4 (470.21)

© А.А.Ефимов, Е.М.Бакушкин, Б.В.Гавриленко, 2003

НОСИТЕЛИ МЕДНО-НИКЕЛЕВОГО И ПЛАТИНОМЕТАЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО БЕЛОМОРЬЯ

А.А.Ефимов (Кольский ГИЛЦ), **Е.М.Бакушкин**, Б.В.Гавриленко (Геологический институт КНЦ РАН)

Среди интрузивов перидотит-габбро-норитовой формации ковдозерской группы выделены породы центральной дифференцированной серии и краевой зоны. Комплексное Cu-Ni+Pt-Pd оруденение приурочено к породам краевых зон. Сульфиды кристаллизовались на позднемагматической стадии с водными силикатами при участии флюидной фазы, что равноценно увеличению R-фактора. Причиной повышенного содержания PGE и Au в сульфидах могла быть и высокая концентрация этих элементов в исходном расплаве. Проводится сравнение геохимической специализации вмещающих оруденение пород массивов ковдозерской группы с таковыми потенциально платиноносных массивов Федорово-Панский и Карикъявр.

В состав ковдозерской группы массивов перидотит-габбро-норитов входят один крупный (Ковдозерский) и значительное число мелких (Глубокий, Тридцатка и др.). Эти интрузивные образования обнаруживают сходство с расчлененными базит-ультрабазитовыми комплексами перидотит-габбро-норитовой формации [7]. Во многих из них отмечаются проявления сульфидного (Cu-Ni) и платинометалльного (PGE) оруденения [6].

Массивы Ковдозерский (около 70 км², возраст пород 2,44 млрд. лет [5]) и Глубокий (3–4 км²) располагаются на юго-западе Мурманской области вблизи оз. Ковдозеро (рис. 1).

Геологическое строение массивов Ковдозерский и Глубокий рассматривалось в работах [4–7]. В их составе нами выделены два комплекса пород, или две структурно-петрографические серии: центральная дифференцированная серия

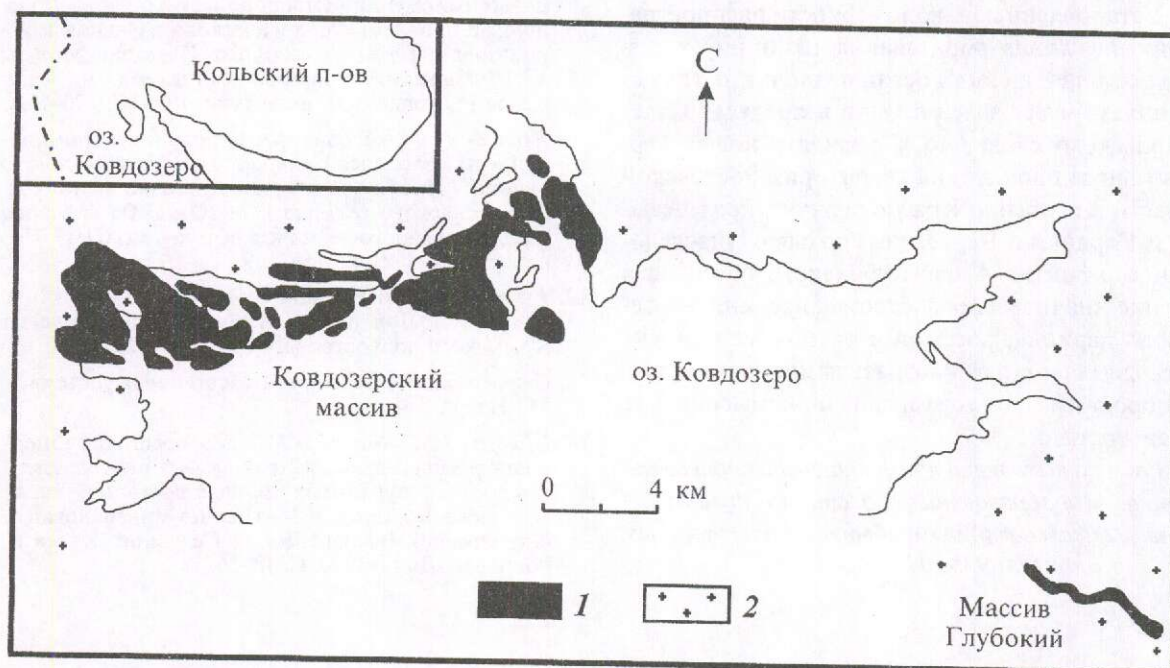


Рис. 1. Схема расположения массивов Ковдозерский и Глубокий:

1 — базит-ультрабазитовые породы расчлененных массивов; 2 — вмещающие гнейсы и граниты

и краевая зона. Первая представлена породами, среди которых преобладают оливинсодержащие разновидности габброидов и плагиопироксенитов. Вторая имеет существенно пироксенитовый состав. Породы краевой зоны изучены в лежачем и висячем боках массива Глубокий, представленном пластообразным телом длиной 5,5 км, видимой мощностью до 450 м, падающим под углом 20–60° на северо-северо-восток (рис. 2). В лежачем боку видимая мощность краевой зоны ко-

иногда оливин. В обнажении Г-40 на контакте с вмещающими породами располагаются мелкозернистые меланократовые нориты (3,2 м), содержащие 44–74% ортопироксена, 25–32% плагиоклаза и до 10% оливина. За ними следуют оливиновые меланократовые габбро-нориты и нориты (25,3 м), содержащие 0–27% оливина, 41–73% ортопироксена, 6–15% клинопироксена, 17–28% плагиоклаза. Кроме того, в составе краевых зон интрузивов присутствуют мало распро-

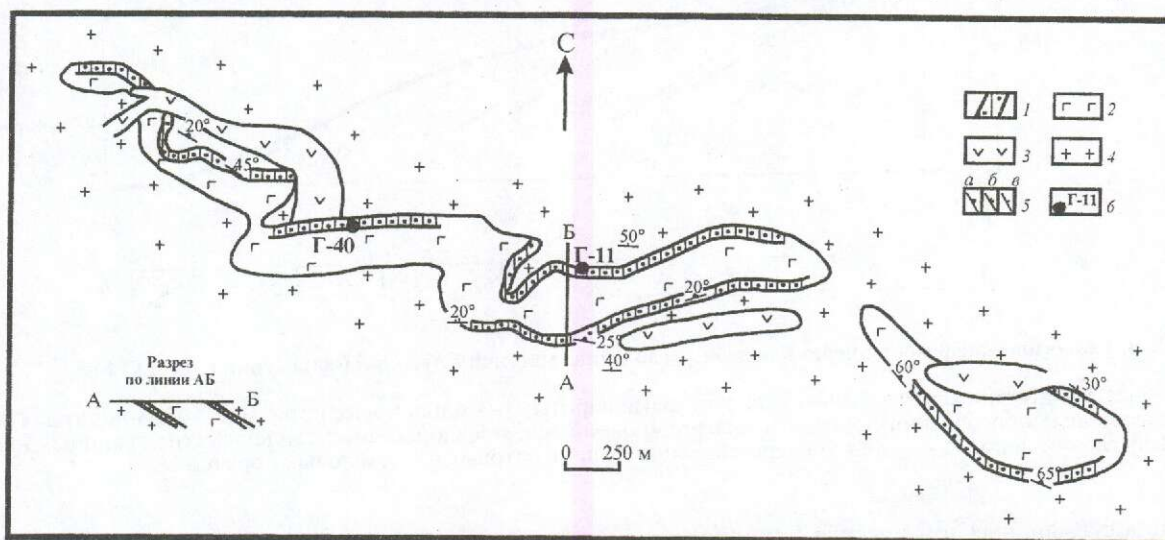


Рис. 2. Схема геологического строения массива Глубокий, составлена авторами с использованием материалов С.С.Караваева, 1989:

1 — рудоносные породы краевой зоны; 2 — оливиновые меланократовые габбро-нориты и плагиоортопироксениты; 3 — гранатовые габбро-диабазы; 4 — гнейсы и граниты; 5 — элементы залегания (а — трахитоидности базитов; б — гнейсовидности гнейсов; в — контактов); 6 — обнажения

леблется от 1–3 до 10–15 м, в висячем она достигает 20–30 м. Сходную мощность имеет краевая зона и в Ковдозерском массиве. Вблизи контакта с вмещающими породами постоянно отмечаются мелкозернистые плагиоортопироксениты или меланократовые нориты (так называемая зона закалки мощностью 0,2–0,5 м), сменяющиеся более крупнозернистыми ортопироксенитами (1–3 м), а затем постепенно породами центральной дифференцированной серии. Представление о строении зоны дают геологические разрезы обнажений Г-11 и Г-40 (рис. 3), по которым в шлифах подсчитаны количественные соотношения породообразующих минералов. Разрез обнажения Г-11 (видимая мощность 19 м) представлен чередованием слоев (2–5 м) плагиоортопироксенитов и меланократовых норитов, содержащих 54–86% ортопироксена, 6–34% плагиоклаза и

страненные разновидности пород: мелкозернистые габбро-нориты и крупнозернистые (размер кристаллов до 3–4 см) ортопироксениты. Здесь же, а также в наружных частях центральной дифференцированной серии встречаются шлировые выделения размером от 1–2 см до 1–2 м, сложенные мелкозернистыми плагиоортопироксенитами или норитами.

Сульфидное медно-никелевое и платино-палладиевое оруденение. Рудная минерализация, охарактеризованная в работах [4, 6, 8], концентрируется исключительно в породах краевой зоны, крайне редко распространяясь внутрь массивов. В краевой зоне Ковдозерского массива в блоках Габриш (на северо-востоке) и Якушиха (на востоке) выявлены две зоны сульфидного оруденения. Протяженность сульфидной зоны только в блоке Якушиха составляет 3,5–4 км. Суммарная

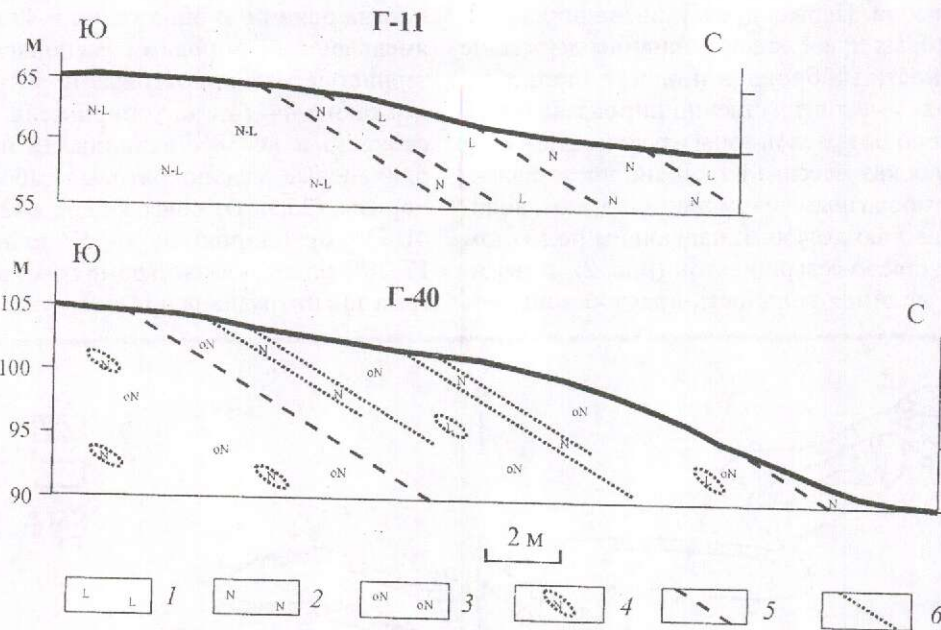


Рис. 3. Геологические разрезы через породы краевой зоны массива Глубокий (обнажения Г-11 и Г-40):

1 — плагиоортопироксениты; 2 — меланократовые нориты; 3 — оливиновые нориты и габбро-нориты; 4 — шпировидные обособления норитов и плагиоироксенитов; предполагаемые геологические границы; 5 — между слоями пород, 6 — участков переслаивания меланократовых и оливиновых норитов

длина сульфидных зон массива Глубокий около 8 км. Мощность зон от 1–2 до 30 м. Сульфиды концентрируются в виде шпиров мощностью от нескольких сантиметров до 1–2 м и представлены мелкой вкрапленностью и гнездовидными выделениями (до 2–3 см) халькопирит-пентландит-пирротинового состава. Содержание их в породе варьирует от 1–3 до 10–15%. Количество пирротина сопоставимо или преобладает над суммарным содержанием пентландита и халькопирита, а пентландита несколько больше, чем халькопирита. Халькопирит часто содержит кубанит в виде пластинчатых выделений как продуктов распада твердого раствора. Пирротин в ходе вторичных изменений замещается пиритом, пентландит — виоларитом, а халькопирит — борнитом, ковеллином, халькозином. На первом этапе исследований в сульфидных зонах качественно были выявлены минералы-носители PGE [4, 6, 8]. Размеры их выделений обычно составляют первые микрометры. Проведенный микрорзондовый анализ двух выделений размером 10–20 мкм позволил диагностировать висмут-теллуриды ряда мончеит-меренскиит (рис. 4), составы которых приведены в табл. 1.

Сульфиды ксеноморфны относительно оливина, ортопироксена и плагиоклаза. В ассоциации с ними отмечаются вторичные силикаты —

биотит, амфибол, тальк, гранат, кварц и скаполит. Сульфиды замещаются виоларитом, пиритом и халькопиритом поздней генерации. Отмечается ряд характерных типов сульфид-силикатных сростаний: каймы биотита (иногда с амфиболом) вокруг сульфидных выделений, крупные клиновидные биотит-сульфидные сростания; субграфические сростки сульфидов с ортопироксеном; субграфические сростки сульфидов с тальком, замещающие оливин и ортопироксен, каемки талька на границе ортопироксена и сульфидов.

Наиболее часто встречаются сростания первых двух типов. В безоливиновых породах сульфид-силикатные парагенезисы сравнительно однообразны и представлены преимущественно каймами биотита, иногда роговой обманки вокруг сульфидов. В оливинсодержащих разновидностях пород краевой зоны сульфид-силикатные сростания более обильны и разнообразны. На участках развития крупных гнезд сульфидов могут встречаться все выделенные типы взаимоотношений минеральных видов. Чаще других распространены парагенезисы сульфидов с биотитом и ортопироксеном-II. Сростания ортопироксена-II с сульфидами нередко находятся внутри реакционных кайм, образующихся на границе оливина (рис. 5, а). Этот минерал отличается по

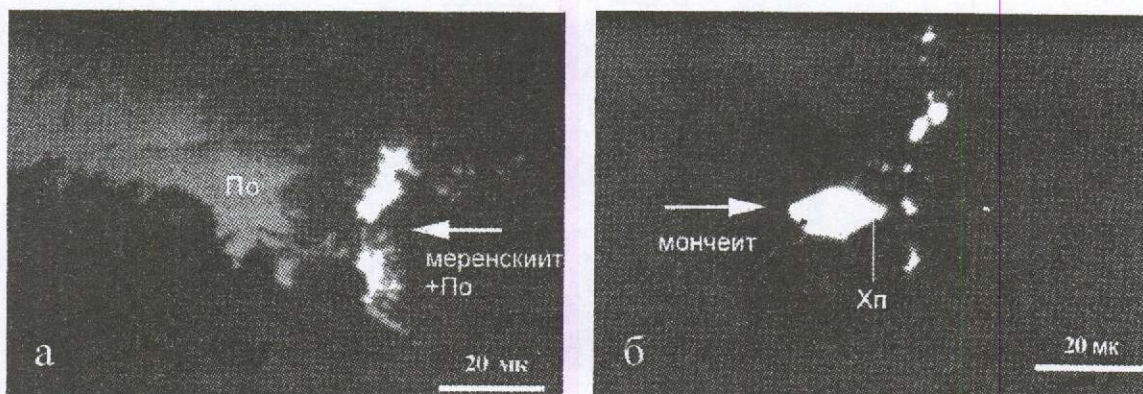


Рис. 4. Морфология выделений минералов элементов платиновой группы:

а — эмульсионное срастание пирротина (По) с меренскиитом; б — срастание мончеита с халькопиритом (Хп); темное — силикатная матрица

составу от ортопироксена-I более низким содержанием CaO и Al_2O_3 . Сульфид-тальковые субграфические сростки замещают оливин и ортопироксен-I, образуя выделения округлой формы (см. рис. 5, б). Присутствующий в ассоциации тальк надежно диагностируется микрозондовым анализом. Кроме того, тальк встречается в виде реакционных каемок на границе ортопироксена и сульфида; иногда совместно с ним присутствует куммингтонит. Тонкие прожилки талька рассекают по трещинам крупные зерна сульфидов.

Состав сульфидной минерализации определен по 127 штучным и бороздовым пробам. Содержание Ni и Cu в рудоносных породах обычно не превышает 0,1–0,3%, а PGE+Au колеблется в интервале 0,5–1,5 г/т. Максимальное содержание Ni в штучной пробе из Ковдозерского массива 2,86%, Cu 0,43%, Pt 0,42 г/т, Pd 5,84 г/т. В рудных пробах массива Глубокий максимальные концентрации составили: Ni 0,81%, Cu 0,30%, Pt 0,41 г/т, Pd 4,12 г/т. Содержание Pt и Pd в оруденелых породах краевых зон коррелируется с концентрациями Ni, Cu, S, т.е. определяется общим содержанием сульфидов.

Основные разновидности пород и руд изученных массивов были дополнительно проанализированы на благородные металлы. Использовался метод, в котором предварительное концентрирование определяемых элементов осуществляется с помощью разделительной сульфидно-силикатной плавки [2]. Результаты анализов приведены в табл. 2, а спайдер-диаграммы нормированных к хондриту отношений — на рис. 6. Согласно полученным данным, ультрабазит-базиты Ковдозерского массива несколько обогащены Rh, Pt, Pd, Au, Ag по сравнению с аналогичными породами массива Глубокий, а богатые руды его содержат повышенные концентрации металлов иридиевой подгруппы (Os, Ir, Ru) и Pd при близких концентрациях Rh, Pt, Au, Ag. В работе [2] было показано, что спайдер-диаграммы в массивах одной формационной группы достаточно близки. Это наглядно иллюстрируется для массивов Ковдозерский и Глубокий (см. рис. 6) и свидетельствует о едином механизме дифференциации близких по составу исходных магм. По геохимическим характеристикам ($\Sigma\text{Pd}/\Sigma\text{Ir}$, Pd/Ir , Pd/Pt , Ru/Ir) вмещающие породы массивов ковдозерской группы наиболее близки таковым массива Карикъявр [2].

1. Химический состав мончеита и меренскиита из Ковдозерского массива, %

Элементы	Мончеит	Меренскиит
Pt	34,64	1,29
Pd	3,56	24,14
Te	49,42	56,95
Bi	10,62	17,16
Ni	0,18	—
Fe	0,52	—
Сумма	98,94	99,54

Примечание. Анализы выполнены на рентгеновском микроанализаторе Я.А.Пахомовским.

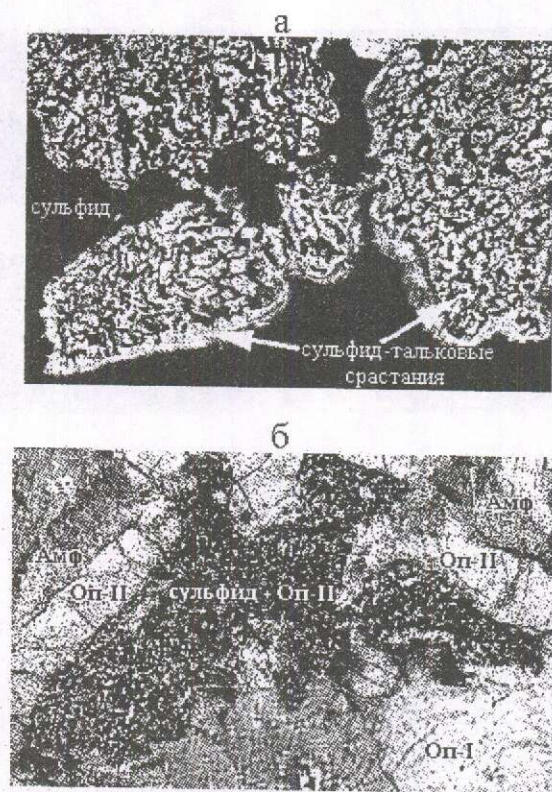


Рис. 5. Сростания сульфидов с силикатами:

а — субграфические сростания сульфидов с ортопироксеном, окруженные каймами из ортопироксена-II и амфибола (паргасит), ув. 100; б — субграфические сульфид-тальковые сростки внутри крупных зерен сульфидов, ув. 40

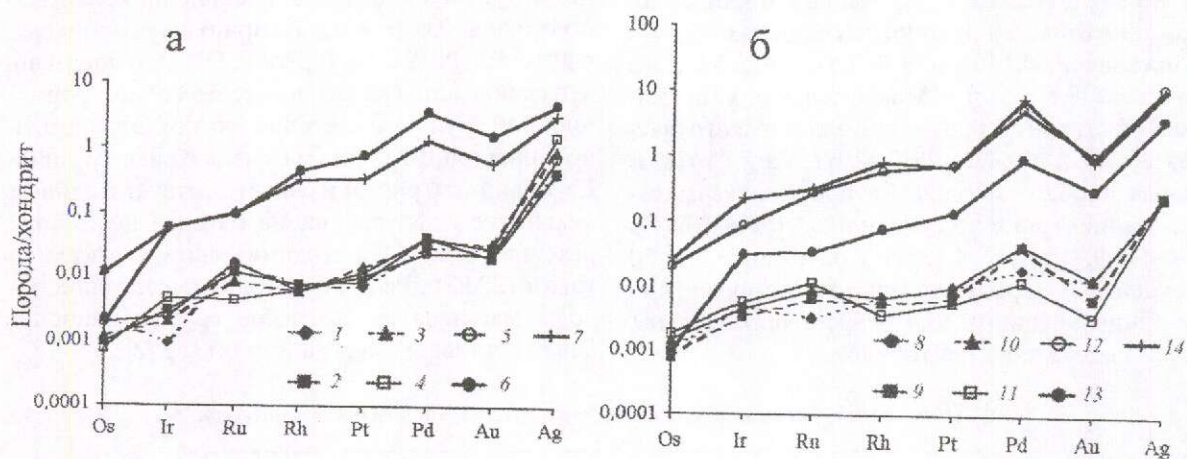


Рис. 6. Нормированное к хондриту распределение благородных металлов в пробах из пород и руд массивов Ковдозерский (а) и Глубокий (б):

1 — лерцолит; 2 — оливинный норит; 3 — габбро-норит; 4 — оливинный габбро-норит; 5 — оливинный норит; 6 и 7 — богатые Cu-Ni руды; 8 — норит краевой зоны; 9 — габбро-норит краевой зоны; 10 и 11 — оливинные нориты центральной серии; 12-14 — богатые Cu-Ni руды

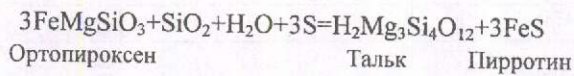
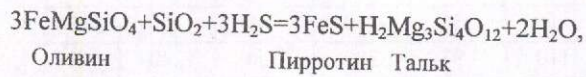
2. Содержание благородных металлов в породах и рудах массивов ковдозерской группы, мг/т

Порода, руда	Os	Ir	Ru	Rh	Pt	Pd	Au	Ag
<i>Массив Ковдозерский</i>								
Лерцолит	1,2	0,5	11	1,5	7,2	16	4,3	50
Оливиновый норит	1,0	1,3	11	1,2	10	13	3,5	80
То же	0,5	1,6	8,2	1,5	8,8	23	3,1	50
Оливиновый габбро-норит	0,4	2,5	3,0	1,2	12	23	4,2	180
Габбро-норит	0,6	1,1	5,8	1,2	15	20	5,0	110
То же	0,5	2,4	3,6	1,5	19	62	11	120
Гарцбургит	0,4	4,3	12	7,0	29	39	8,6	120
<i>Среднее из 7</i>	0,7	1,9	7,8	2,2	14	28	5,7	100
Cu-Ni руда, бедная	1,0	4,8	21	40	65	450	38	380
Cu-Ni руда	6,1	31	66	88	760	1950	240	560
То же	4,7	21	55	36	340	890	160	1000
«	4,0	38	110	97	390	1250	240	1410
«	1,0	31	68	63	350	730	86	390
<i>Среднее из 4</i>	4,8	33	100	81	520	1560	177	950
<i>Массив Глубокий</i>								
Норит красной зоны	0,5	2,5	2,2	1,4	10	10	2,0	30
Габбро-норит краевой зоны	0,4	1,8	4,1	1,1	6,5	23	1,0	30
Оливиновый норит центральной серии	0,7	2,2	5,9	1,3	9,4	24	2,0	30
То же	0,9	2,9	7,7	0,7	5,6	6,3	0,5	30
<i>Среднее из 4</i>	0,6	2,4	5,0	0,9	7,9	16	1,4	30
Cu-Ni руда, бедная	0,5	19	3,0	17	85	300	29	440
То же	0,5	16	23	15	140	510	47	470
<i>Среднее из 2</i>	0,5	18	13	16	110	400	38	460
Cu-Ni руда	10	46	200	120	780	3000	160	1400
То же	13	120	220	170	740	4370	140	1270
<i>Среднее из 2</i>	12	83	210	140	760	3680	150	1340

Из проб, отобранных в сульфидной зоне Ковдозерского массива, была составлена одна групповая проба. Из нее выделен сульфидный концентрат (~95% сульфидов), в котором содержится 11,91% Ni, 3,44% Cu, 32,84% S, 0,71 г/т Pt, 21,51 г/т Pd, 2,20 г/т Rh, 0,91 г/т Au. При пересчете на 100% сульфида по методике [9] получены следующие значения: Ni 10,2%, Cu 4,9%, (Pt+Pd+Rh+Ru+Au) 52,5 г/т для Ковдозерского массива (рассчитано по 32 анализам) и соответственно 9,0%, 5,9% и 55,5 г/т для массива Глубокий (по 95 анализам). Ранее отмечалось [1], что содержание PGE+Au в сульфидах из массивов ковдозерской группы выше по сравнению с таковым большинства базит-ультрабазитовых комплексов Кольского полуострова с Cu-Ni или Pt-Pd специализацией, кроме сульфидов Федорово-Панского массива.

О генезисе оруденения. Главная особенность оруденения описываемых массивов — нахождение его в краевых и отсутствие в центральных частях, составляющих основную массу пород интрузивов. Это указывает на низкое содержание серы в родоначальной магме. Существенно ортопироксеновый состав пород краевых зон определяется несколькими причинами: контаминацией базитовой магмы гранитным материалом, дифференциацией расплава по принципу Соре или совместным воздействием обоих факторов [4]. Указанные процессы приводили к увеличению в составе кристаллизующегося расплава SiO₂, снижению растворимости S и отложению сульфидов. Дополнительную информацию о генезисе оруденения дает изучение сульфидно-силикатных взаимоотношений. Представляется, что сульфиды выделялись после кристаллизации

оливина и ортопироксена. Основной этап процесса их формирования связывается с позднемагматическим преобразованием комплекса пород краевых зон — кристаллизацией водных силикатов. Температурным репером, отвечающим, по-видимому, завершающим этапам выделения сульфидов, является формирование куммингтонит-талкового парагенезиса. Этот процесс мог происходить в широком интервале P_{H_2O} и диапазоне температур 600–800°C [9]. Замещение оливина и первичного ортопироксена сульфид-талковой ассоциацией указывает на увеличение концентрации SiO_2 , H_2O и S на завершающих этапах кристаллизации пород краевых зон и, наиболее вероятно, отвечало реакциям:



Следует отметить (см. рис. 6), что спайдердиаграммы для вмещающих пород и богатых руд массивов ковдозерской группы практически идентичны. Это также говорит о магматическом генезисе руд [2]. Таким образом, оруденение массивов Ковдозерский и Глубокий может быть отнесено к маргинальному типу (краевых зон), встречающемуся во многих расслоенных базит-ультрабазитовых комплексах мира с платинометальной минерализацией (Бушвельд, Стиллуотер, Маскокк и др.), в том числе и Балтийского щита (Койлисмаа, Мончеплутон).

Выделение основной массы сульфидов на этапе позднемагматического формирования пород могло стать одной из причин повышенного содержания в них благородных металлов — Pt, Pd, Rh, Au. Высокая халькофильность обусловила их накопление в позднемагматической флюидной фазе, обеспечив предварительное обогащение ими растворов, из которых кристаллизовались сульфиды, что равноценно увеличению значения R-фактора. Другой возможной причиной повышенного содержания PGE и Au в сульфидах из массивов ковдозерской группы могла быть повышенная концентрация этих компонентов в исходных расплавах интрузивов. Такое предположение вытекает из сопоставления состава пород и руд массивов ковдозерской группы с другими комплексами. В числе последних — Cu-Ni месторождение Карикъявр, связанное с дифференцированным ультрабазит-базитовым массивом, и Pt-Pd месторождение Федорово-Панского расслоенного массива.

В табл. 3 приведены средние концентрации Cu, Pd, Au, S в «бессульфидных» породах интрузивов ковдозерской группы и средневзвешенные концентрации этих компонентов в Федорово-Панском и Карикъяврском массивах, рассчитанные по породам, визуально не содержащим сульфидов. Обнаруживается высокая близость средних концентраций S и Au в бессульфидных породах массивов ковдозерской группы и Федорово-Панского при несколько повышенной концентрации Pd и пониженной Cu в первых. Это свидетельствует, с одной стороны, о близком генезисе оруденения в сопоставляемых расслоенных массивах и об их геохимической и металло-

3. Среднее содержание рудогенных элементов и серы в «бессульфидных» породах массивов Ковдозерский, Глубокий, Федорово-Панский и Карикъявр

Серия	Число проб	Cu, %	Pd, г/т	Au, г/т	S, %
<i>Ковдозерский</i>					
Краевая зона	10	0,005	0,022	0,006	0,026
Дифференцированная серия	12	0,006	0,021	0,005	0,019
<i>Глубокий</i>					
Краевая зона	9	0,005	0,015	0,004	0,043
Дифференцированная серия	10	0,005	0,009	0,004	0,035
<i>Карикъявр-1</i>					
Средневзвешенное	26	0,006	0,006	0,003	0,068
<i>Федорово-Панский [3]</i>					
Средневзвешенное	49	0,012	0,010	0,006	0,030

Примечание. Анализы выполнены в Геологическом институте КНЦ РАН. Pd и Au анализировались атомно-абсорбционным методом. Предел обнаружения обоих элементов 0,004 г/т. Концентрация Cu определялась методом пламенной фотометрии с чувствительностью 0,001%, S — весовым методом с чувствительностью 0,01%.

генической специализации — с другой. Несмотря на более высокую концентрацию S в породах Карикъявра, количество в них Pd в 1,5–3,7, а Au в 1,3–2 раза ниже, чем в породах массивов ковдозерской группы. Содержание Cu в сопоставляемых образованиях почти одинаково. Определенный характер соотношений этих металлов, наблюдаемый для существенно силикатной матрицы рассматриваемых комплексов, существует и для их сульфидов. В сульфидах месторождения Карикъявр содержание Pd в 16–17, Au в 2,6–2,8 раза ниже, а Cu на 0,8–1,3% выше, чем в сульфидах из массивов ковдозерской группы.

Проведенные исследования позволяют сформулировать следующие выводы:

сульфиды массивов Ковдозерский и Глубокий концентрируются в краевых зонах и несут повышенное содержание Pt, Pd, Rh, Ru и Au;

основная масса оруденения ассоциирует со вторичными водными силикатами и кристаллизовалась на позднемагматическом этапе формирования пород;

причинами повышенного содержания Pt, Pd, Rh, Ru и Au в сульфидах могли быть их поздняя кристаллизация и высокая концентрация благородных металлов в исходном расплаве.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бакушкин Е.М., Ефимов А.А., Войтеховский Ю.Л. Ni, Cu Pt, Pd, Rh, Au в сульфидах как критерии их генезиса и формационной принадлежности расслоенных и дифференцированных базит-гипербазитовых комплексов Кольского полуострова // Рифтогенез, магматизм, металлогения докембрия: Тез. докл. Петрозаводск, 1999.
2. Благородные металлы в породах и рудах интрузивных комплексов Кольского региона / Б.В. Гавриленко, Е.М. Бакушкин, Е.Г. Балаганская и др. // Зап. ВМО. 2002. № 1.
3. Гавриленко Б.В., Веселовский Н.Н. Геохимические особенности распределения благородных металлов в Федорово-Панском интрузивном комплексе (Кольская платиноносная провинция) // Золото, платина и алмазы Республики Коми и сопредельных регионов. Сыктывкар, 1998.
4. Ефимов А.А. Геологическое строение, условия формирования и платиноносность Ковдозерского базит-гипербазитового массива (Северо-Западное Беломорье): Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. – Воронеж, 1999.
5. Ефимов А.А., Каулина Т.В. Геологические особенности и U-Pb датирование (первые данные) пород юго-восточной части Ковдозерского габбро-перидотитового комплекса // Беломорский подвижный пояс (геология, геодинамика, геохронология): Тез. докл. Петрозаводск, 1997.
6. Караваяев С.С., Вороняева Л.В. Платиноиды в массивах Ковдозерского комплекса // Новое в изучении минерально-сырьевых ресурсов Мурманской области. Апатиты, 1989. (Препринт).
7. Степанов В.С. Основной магматизм западного Беломорья. – Л.: Наука, 1981.
8. Barkov A.Y., Laajoku K.V.O., Karavaev S.S. First occurrences of Pd-Pt minerals in the Kovdozero mafic-ultramafic complex, NE Fennoscandian Shield // Mineral Deposits. Balkema, Rotterdam, 1997.
9. Barnes S.J., Francis D.M. The distribution of platinum-group elements, nickel, copper, and gold in the Muskox layered intrusions, Northwest Territories, Canada // Econ. Geol. 1995. Vol. 90.
10. Herman R.G., Engi M., Greenwood H.J., Brown T.H. Deviation of internally-consistent thermodynamic data by the technique of mathematical programming: a review with application to the system MgO-SiO₂-H₂O // J. Petrology. 1986. Vol. 27. № 6.

УДК 553.2:551.24

© В.А.Арсеньев, Э.Энрикеш, 2003

ВИХРЕВАЯ МЕГАСТРУКТУРА БАССЕЙНОВ РЕК КОНГО И ОКОВАНГО И СВЯЗЬ С НЕЙ АЛМАЗОНОСНЫХ ТЕРРИТОРИЙ

В.А.Арсеньев (МГГРУ), Э.Энрикеш (Ангола)

Демонстрируется закономерная позиция в вихревой мегаструктуре, объединяющей крупнейшие геотектоногены Африки — прогибы Конго, Окованго и граничащие с ними щиты, рудоносных территорий, в том числе уникально алмазоносных площадей Анголы и Конго. Обсуждаются особенности взаимосвязи алмазоносных территорий с элементами мегаструктуры, которые могут служить региональными прогнозно-поисковыми критериями алмазоносности высокой продуктивности.

К вихревым относят структуры спиралевидных, дугообразных и эксцентричных кольцевых форм, возникающие при вращательных (ротационных) усилиях [9–11]. Механизм вращения обычно объясняется поворотом микроплит при коллизии крупных литосферных плит или вращением небольших монолитных блоков при деформациях сдвигового типа вдоль границ крупных блоков. Иными словами, вихревые структуры — результат вращательных усилий, действующих в одной, чаще всего субгоризонтальной, плоскости [10, 11]. Их проявления до сих пор остаются слабо изученным феноменом, хотя зафиксированы многими исследователями. Еще в меньшей степени изучена взаимосвязь вихревых структур с полезными ископаемыми.

Нам удалось выявить новый тип вихревых структур, контролирующих положение рудоносных геоблоков с уникальными и крупными месторождениями [1, 2]. Механизм возникновения ротационных сил при их образовании, скорее всего, иной, чем принято считать. Он определяется характером обмена веществом и энергией между глубинными слоями Земли и поверхностью по глубокопроникающим структурам, имеющим на отдельных участках спиралевидную (винтовую) форму [1, 2]. При этом по мере приближения к поверхности проницаемые для флюидов структуры меняют свое простирание на 90° и более, т.е. перемещение флюидов происходит по спиралевидной (винтовой) траектории, являющейся и причиной, и следствием интенсивного перемещения вещества и энергии по вертикали. Так, на участках значительного изгиба проницаемой структуры миграция флюидов замедляется и формируется термобарическая аномалия, обусловленная накоплением вещества и, следо-

вательно, энергии. При нарастании интенсивности такой аномалии насыщенные флюидом глубинные массы, испытывающие плавление и дифференциацию, ввинчиваются в разрез земной коры и доставляют к поверхности продукты фракционирования по траектории серпантина — самой оптимальной траектории для перемещения масс, находящихся под действием гравитационных сил. Есть основания полагать, что такой механизм возникновения ротационных сил реализуется на разных уровнях строения рудоносных и тектоногенных систем, начиная от крупных мегаструктур, контролирующих положение отдельных рудных областей и районов [1, 2, 17], до структур, определяющих позицию отдельных месторождений [3]. В связи с этим была выполнена работа по реконструкции структурно-тектонической позиции вихревой мегаструктуры на территории, прилегающей к уникально алмазоносному щиту Касаи.

Методика работы определялась задачей выявления признаков вихревых структур, контролирующих интенсивную рудоносность. Все вихревые структуры, проявленные на поверхности, образуют ансамбли спиралевидных, дуговых и эксцентрических кольцевых форм [9, 10]. Интенсивно рудоносные вихревые структуры обладают признаками глубинности, два из которых фиксируются наиболее отчетливо: 1) изменение с глубиной простирания структур, аналогичное изменению простираний винтовой вертикальной поверхности [1, 2]; 2) проявление базитового и гипербазитового магматизма, закономерно вписывающегося в морфологию ротационных структур.

Выделено четыре морфологических типа вихревых структур поверхности (рис. 1). Их эле-

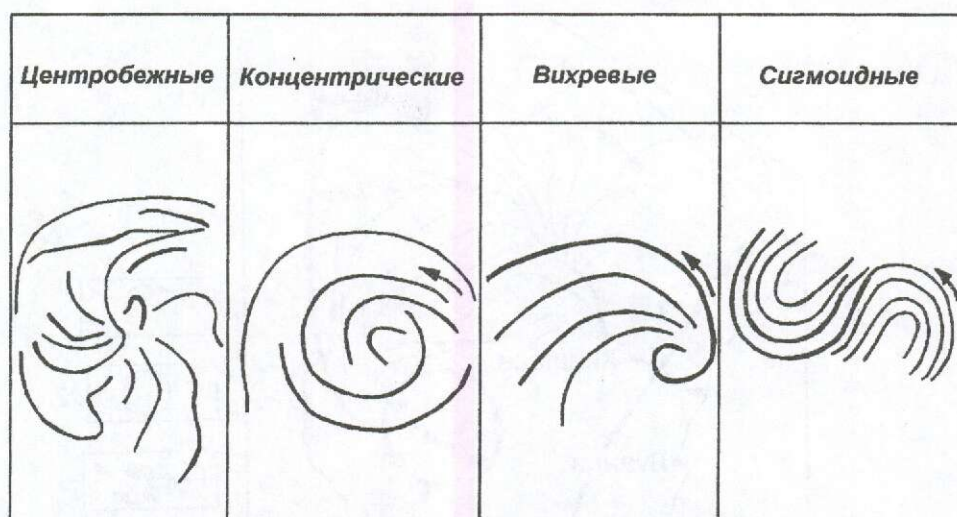


Рис. 1. Морфологические типы вихревых структур поверхности, по [10]

менты трассируются формами рельефа, границами отдельных типов пород, комплексов пород и тектонических элементов. Удобный прием при реконструкции вихревых форм — использование осевых линий территорий, однородных по геоморфологическим, структурно-тектоническим или формационным признакам [2]. Для дешифрирования проявленных на поверхности морфологических элементов вихревой мегаструктуры использовались геологическая, тектоническая, неотектоническая карты мира [5, 12, 13] и географическая карта Африки [7], на которых выделялись сопоставимые с размерами реконструируемой структуры тектонические, неотектонические и геоморфологические элементы (рис. 2–4) вихревой морфологии, т.е. такие элементы, форма и взаимное расположение которых показаны на рис. 1. В качестве элементов вихревой морфологии использованы: 1) границы отложений мезокайнозойского платформенного чехла прогибов Конго и Окованго, приведенные на Международной тектонической карте мира [12], а также осевая сигмоидная линия этих отложений (см. рис. 3); 2) границы надводных и шельфовых S-образных неотектонических структур бассейнов рек Конго и Окованго, заимствованные с неотектонической карты мира [13]; 3) осевые линии долины и главных водоразделов бассейна р. Конго (см. рис. 2), имеющие характерную для вихревых структур форму дуг различной кривизны [6], расходящихся из небольшой по размеру территории к северо-востоку от Киншасы; 4) изопакиты мезокайнозойских отложений бассейна р. Окованго, очертания которых

конформны границам южной части характеризуемой структуры (см. рис. 2); 5) границы гранито-гнейсового овала щита Касаи, выделенного Е.Д.Сулиди-Кондратьевым [14] с помощью космических снимков. Все перечисленные элементы строения бассейнов рек Конго, Окованго и щита Касаи неоднократно фиксировались различными исследователями, авторы лишь увязали конформность этих элементов в единой вихревой структуре.

Охарактеризованные поверхностные элементы вихревой морфологии совмещаются с двумя признаками глубинных вихревых структур. Первый из них, отражающий изменение простиранения структур с глубиной, невозможно обнаружить без геофизических данных. В качестве таковых использованы результаты осреднения магнитометрических данных в скользящих площадках 1200×1200 км. Полученные при этом изодинамы нормальных значений напряженности геомагнитного поля содержат информацию об интегральных направлениях максимальной и минимальной изменчивости свойств геоблоков до глубин, на которых реализуются условия точки Кюри (около 50 км). Известные разломы глубокого заложения, ортогональные к упомянутым изодинамам, трассируют на глубине области вероятного поворота простиранений структур не менее чем на 90°. Такие разломы (положение и конфигурация их заимствованы из работы [8]), показаны на рис. 3 и 4. Проявления полихронного (от архея до мезокайнозоя) базит-гипербазитового магматизма, относимые ко второму признаку вихревых структур, отражены на рис. 2.

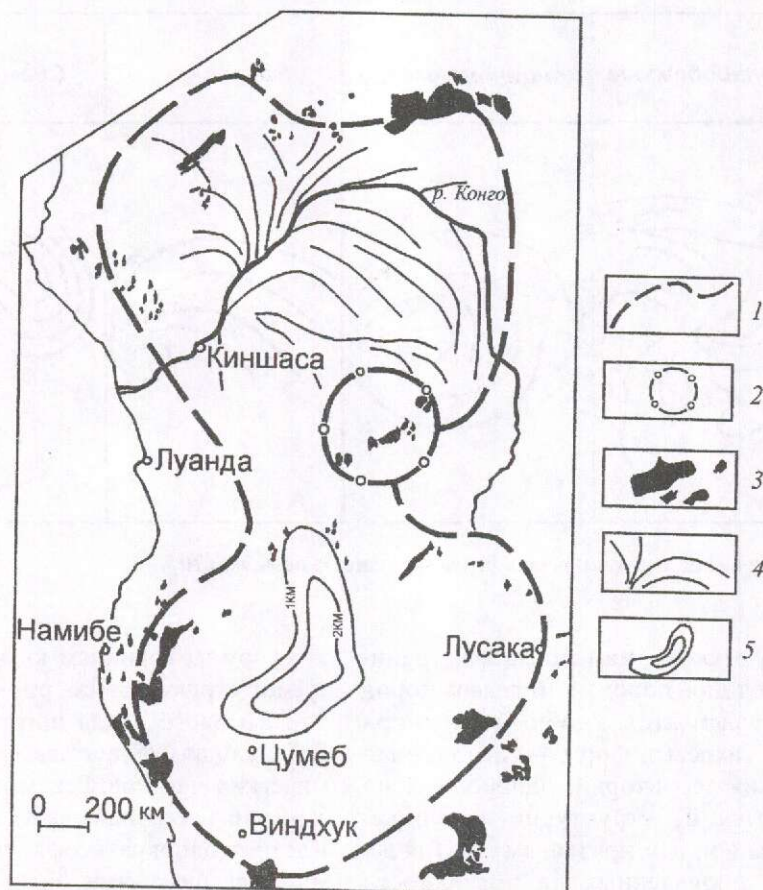


Рис. 2. Магматические и геоморфологические критерии вихревой мегаструктуры:

1 — границы вихревой мегаструктуры, 2 — границы центральной части; 3 — проявления полихронного базит-гипербазитового интрузивного и эффузивного магматизма; 4 — основные водоразделы бассейна р. Конго; 5 — изопахиты мезокайнозойских отложений бассейна р. Окованго

По комплексу признаков зафиксирована сигмоидная вихревая структура, объединяющая бассейны рек Конго и Окованго и включающая в центральной части щит Касаи. По отношению к ней проявления интенсивной рудоносности, в том числе алмазносности, занимают закономерное положение (см. рис. 4).

Сигмоидная форма мегаструктуры наиболее отчетливо проявлена в конфигурации области распространения платформенных отложений бассейнов рек Конго и Окованго и осевой линии этой области (см. рис. 3). В центре мегаструктуры располагается кольцевая структура щита Касаи, выделенная Е.Д.Сулиди-Кондратьевым и др. как метаморфогенный гранито-гнейсовый овал [14]. Конформно ему изгибается верхняя (северная) часть сигмоидной структуры, трассируемая отложениями платформенного чехла. В

северной, центральной и южной частях мегаструктуры известны крупные разломы глубинного заложения, ортогональные по отношению к среднему простиранию наименьшей изменчивости свойств геоблоков, о котором можно судить по магнитометрическим данным (см. рис. 3, 4). Иными словами, как краевые, так и центральные части характеризуемого структурно-тектонического феномена являются областями возможного формирования спиралевидных глубокопроникающих структур. Щит Касаи находится на изгибе изодинам нормальных значений напряженности геомагнитного поля (см. рис. 3, 4), построенных путем осреднения магнитометрических данных в скользящей площадке 1200×1200 км. Благодаря такой позиции щита глубинные разломы двух различных простираний (северо-восточного и субмеридионального)

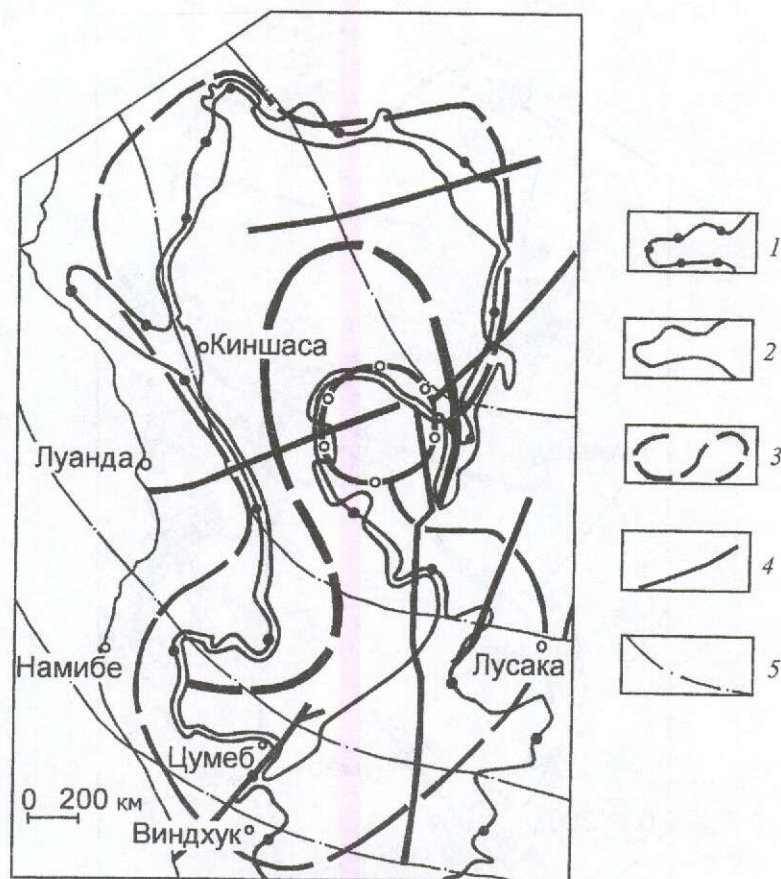


Рис. 3. Тектонические и неотектонические критерии вихревой мегаструктуры:

1 — границы надводных и шельфовых неотектонических структур, по [13]; 2 — границы отложений мезокайнозойского платформенного чехла, по [4]; 3 — осевая линия платформенных отложений бассейнов рек Конго и Окованго; 4 — центральные части региональных зон разломов, по [17], ортогональных к изодинамам напряженности геомагнитного поля; 5 — изодинамы нормальных значений напряженности геомагнитного поля, построенные путем осреднения магнитометрических данных в скользящих площадках 1200×1200 км; остальные усл. обозн. см. рис. 2

на его территории ортогональны к простираю изодинам. Следовательно, щит Касаи — область наиболее вероятного формирования глубокопроникающих и максимально эшелонированных по вертикали спиралевидных вихревых структур, так как разломы двух различных направлений свидетельствуют о возможности образования глубинных вихревых эффектов, связанных с проникновением к поверхности вещества и энергии. Ортогональное взаимоотношение глубинных разломов фундамента платформы и средних направлений наименьшей изменчивости свойств геоблоков в интервале глубин от поверхности до примерно 50 км свойственно алмазным провинциям на юге Африки, Индии, Австралии [3]. Однако разломы перечисленных провинций характеризуются только одним

направлением простираения. Существование в пределах щита Касаи региональных разломов двух различных направлений указывает на более высокие интенсивность и экстенсивность вихревого процесса. Эта особенность щита Касаи вполне коррелируется с масштабом алмазности на его территории. Лунда-Норте, Касаи, Бакванга — высокоалмазносные площади, из которых последняя считается крупнейшей на Земном шаре [16].

Характеризуемая мегаструктура фиксируется также по отчетливо выраженным геоморфологическим элементам. Река Конго и основные ее водоразделы имеют вид сходящихся дуг, трассирующих северную половину мегаструктуры (см. рис. 2), а на юге срединная линия наиболее глубокой части мезокайнозойского про-

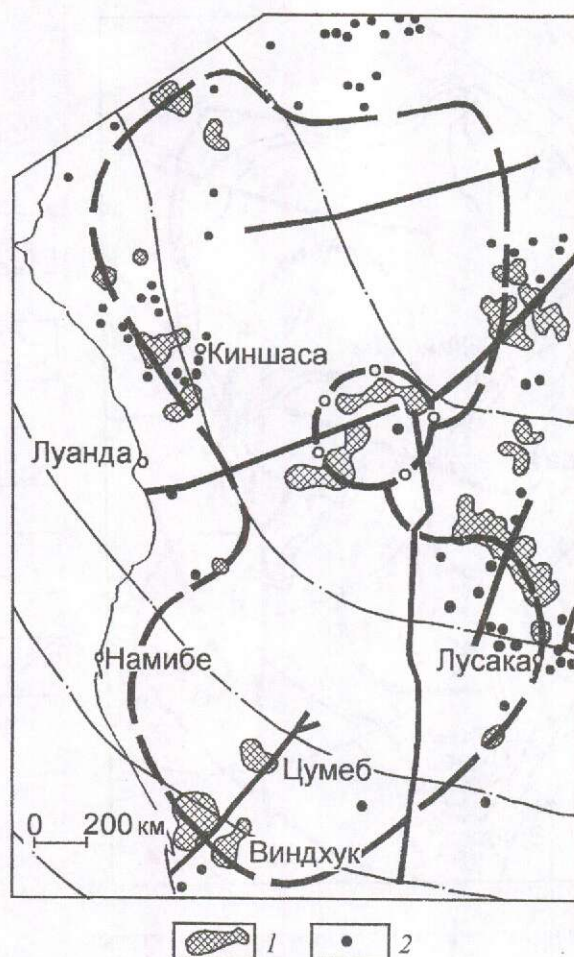


Рис. 4. Распределение рудных полезных ископаемых и алмазов в вихревой мегаструктуре:

1 — рудные узлы районов различной минерагенической специализации, по [5]; 2 — небольшие месторождения; остальные усл. обозн. см. рис. 2, 3

гиба совмещается с южной оконечностью сигмоидной мегаструктуры. Изгибы геоморфологических элементов на севере и юге мегаструктуры направлены в противоположные стороны, что характерно для единой вихревой структуры сигмоидного типа (см. рис. 2). В ней сочетаются геотектоногены противоположных тенденций — прогибы Конго, Окованго с прилегающими щитами, составляющими единую тектонопару, в которой восходящие тенденции развития щитов сочетаются с уравнивающими тенденциями противоположного знака крупных прогибов. Позиция алмазоносной площади на щите Касаи соответствует общим закономерностям распределения кимберлитового магматизма, отмеченным многими исследователями, начиная с работ В.С.Трофимова [15]. Проявления кимберлитового магматизма

тяготеют к области сочленения периферических зон щитов или антеклиз с окраинными частями крупных синеклиз. Такие части платформ характеризуются интенсивной тектонической проработкой как пород фундамента, так и чехла.

Проявления базитового и гипербазитового магматизма известны только по периферии северного и южного звеньев сигмоидной мегаструктуры и на щите Касаи, закономерно вписываясь в структуру, имеющую форму восьмерки. Этой же закономерности подчиняется размещение рудоносных территорий, к числу которых относятся такие крупные месторождения, как Россинг (уран), Цумеб (полиметаллы), месторождения медного пояса Центральной Африки, редкометального пояса Африки (см. рис. 4). Единство их позиций по отношению к вихревой

мегаструктуре свидетельствует о взаимозависимости между рудогенезом и процессом формирования вихревых структур, а также подтверждает объективность выделения самой мегаструктуры. Закономерную приуроченность интенсивной рудоносности, а также проявлений базит-гипербазитового магматизма к периферии сигмоидной вихревой структуры можно объяснить, используя данные недавно опубликованной монографии П.М.Горяинова, Г.Ю.Иванюка [6]. В ней убедительно показано, что многие структуры вихревой морфологии относятся к классу так называемых диссипативных, возникающих в неравновесных открытых системах самых различных размеров. Стремление природных систем сохраниться в условиях мощного энергетического воздействия приводит к формированию структур, способствующих диссипации (преобразованию и рассеянию) энергии. Наиболее интенсивное преобразование энергии с переходом ее, в том числе, в тепловую происходит по периферии ячеек диссипативных структур. Это позволяет объяснить приуроченность рудоносных территорий к периферии характеризующей вихревой структуры и взаимосвязь интенсивной алмазоносности с овальной структурой на щите Касаи. Последняя располагается в самой узкой части вихревой структуры сигмоидной формы (см. рис. 4), где ее границы сближены и, следовательно, процессы перемещения и преобразования энергии могли быть наиболее длительными и интенсивными. Возможно, что формирование гранито-гнейсового овала щита Касаи, зафиксированного различными исследователями на снимках из космоса [14], также обусловлено позицией этой территории в наиболее узкой части вихревой структуры.

Согласованность закономерностей распределения в вихревой структуре рудоносности, в том числе алмазоносности, с современными данными об условиях образования таких структур [6] служит дополнительным аргументом, позволяющим использовать эти закономерности в качестве прогнозно-поисковых критериев.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Арсеньев В.А., Дубов В.А.* Связь интенсивной рудоносности с несогласиями между поверхностными и глубинными структурами // Изв. Вузов. Геология и разведка. 1997. № 5.
2. *Арсеньев В.А., Корчуганова Н.И.* Вихревые структуры континентов: новые аспекты строения, условий образования, металлогенического значения (на примере юго-востока Канадского щита) // Изв. вузов. Геология и разведка. 2000. № 4.
3. *Арсеньев А.А., Корчуганова Н.И., Макаров Д.В.* Новый структурный критерий алмазоносности // Изв. вузов. Геология и разведка. 2002. № 1.
4. *Геолого-минералогическая карта мира* масштаба 1:1 500 000 / Гл. ред. Л.И. Красный. – СПб., 2000.
5. *Геологическая карта мира* масштаба 1: 1 500 000 / Гл. ред. Б.А. Яцкевич. – СПб., 2000.
6. *Горяинов П.М., Иванюк Г.Ю.* Самоорганизация минеральных систем. – М.: Геосистем, 2001.
7. *Извлиева К.В., Ковылина Н.М.* Географическая карта Африки масштаба 1:10 000 000. – М., 1980.
8. *Карта разломной тектоники Африки* масштаба 1:5 000 000 / В.А.Ярмолюк, Ю.А.Иванов, Ю.Я.Кузнецов и др. М., 1984.
9. *Кац Я.Г., Козлов В.В., Полетаев А.И., Сулиди-Кондратьев Е.Д.* Кольцевые структуры Земли: миф или реальность. – М.: Наука, 1989.
10. *Кац Я.Г., Козлов В.В., Полетаев А.И.* Ротогенез Земли: структурный анализ и проблемы. – М.: Знание, 1991.
11. *Ли-Сы-Гуан.* Вихревые структуры Северо-Западного Китая. – Государственное научно-техническое издательство литературы по геологии и охране недр, 1958.
12. *Международная тектоническая карта мира* масштаба 1:15 000 000. – М.: Комиссия по изданию международной тектонической карты, 1981.
13. *Николаев Н.И., Кузнецов Ю.Я., Наймарк А.А.* Нео-тектоническая карта мира масштаба 1:15 000 000. – М., 1981.
14. *Сулиди-Кондратьев Е.Д.* Кольцевые структуры Африки и Аравийского полуострова // Кольцевые структуры континентов Земли. М., 1987.
15. *Трофимов В.С.* Основные закономерности размещения и образования алмазных месторождений на древних платформах и в геосинклинальных областях. – М., 1967.
16. *Харьков А.Д., Зинчук Н.Н., Зуев В.М.* История алмаза. – М.: Недра. 1997.
17. *Шевалье Л.* Распределение и тектоника меловых кимберлитов Южной Африки: приложение для динамики мантии // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 2.

УДК 553.41 / .48:330.322.013

© И.М.Новожилова, 2003

СИСТЕМНЫЙ ПОДХОД К ИССЛЕДОВАНИЮ ИНВЕСТИЦИОННОЙ ПРИВЛЕКАТЕЛЬНОСТИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ БЛАГОРОДНЫХ И ЦВЕТНЫХ МЕТАЛЛОВ

И.М.Новожилова (ЦНИГРИ МПР России)

Рассматриваются основы системного анализа месторождений как объектов инвестирования. Приведена структурная схема системы привлечения инвестиций, предложена постановка задачи оптимизации и намечены пути ее решения.

В результате многолетнего опыта работы с крупными транснациональными (RTZ, Barrick Gold, WMC, Newmont, Homestake и т.д.), а также средними и мелкими зарубежными компаниями и различными финансово-промышленными группами, заинтересованными в инвестиционной деятельности по отношению к горно-рудным проектам в России, появилась возможность анализа различных аспектов их интересов, проблем, с которыми они сталкивались, и факторов, привлекательных для потенциальных инвесторов. Кроме того, ЦНИГРИ участвовал в создании и деятельности совместных горно-рудных предприятий в СНГ (Россия, Казахстан) и за рубежом (Чили), где уже сам выступал в роли учредителя, пройдя все стадии от обоснования и создания предприятия до его закрытия, а также осуществляя оценку и выбор перспективных горно-рудных проектов в качестве объектов инвестирования. Полученный опыт позволил разработать основы для определения стратегии привлечения инвестиций в разведку и разработку месторождений полезных ископаемых, используя системный подход [1–4].

Системный подход состоит, прежде всего, в выделении системы, определении ее границ, входящих и выходящих параметров. Системный анализ заключается в следующем:

определение цели функционирования системы;

выявление ограничений, в условиях которых работает система;

определение структуры системы, т.е. составных блоков и элементов, образующих систему (подсистему), их функционального назначения и параметров;

выявление альтернативных (т.е. исключающих друг друга) способов и средств достижения цели;

выбор критериев оптимальности (для упоря-

дочения альтернатив по их предпочтительности); синтез оптимального варианта системы.

Цель исследования любой системы — решение задачи ее оптимизации в рамках существующих ограничений. В данном случае рассматриваем систему привлечения инвестиций в разведку и разработку месторождений цветных и благородных металлов.

Система состоит из ряда подсистем (блоков), которые функционируют независимо и в то же время во взаимодействии для достижения намеченной цели (рис.1). Входом в систему являются сигнальная информация и связанный с ней запрос инвестора. Например, в начале 90-х годов, когда Россия стала открытой для запада, в страну начали приезжать представители горно-рудных компаний, финансово-промышленных групп, отдельные инвесторы, а иногда и просто спекулянты. Часто сигнальная информация выражалась для них понятием «золото России». Позднее потенциальные инвесторы формулировали свои запросы более четко.

На выходе системы — принятие решения об инвестировании. Например, в зарубежных компаниях, как правило, в конце отчетного финансового года комплексная группа специалистов (геологи, горные инженеры, экологи, юристы, экономисты), проводивших обследование предложенного инвестиционного проекта, докладывает на совете директоров свои соображения. Совет директоров принимает (или не принимает) так называемое «окончательное решение об инвестировании» (FID — Final Investment Decision). После принятия решения компания приступает к разработке схемы финансирования, составлению плана работ и другим функциям, т.е. начинаются работы по реализации инвестиционного проекта.

Формирование интереса у инвестора иллюстрирует рис. 2. На начальной стадии формиро-

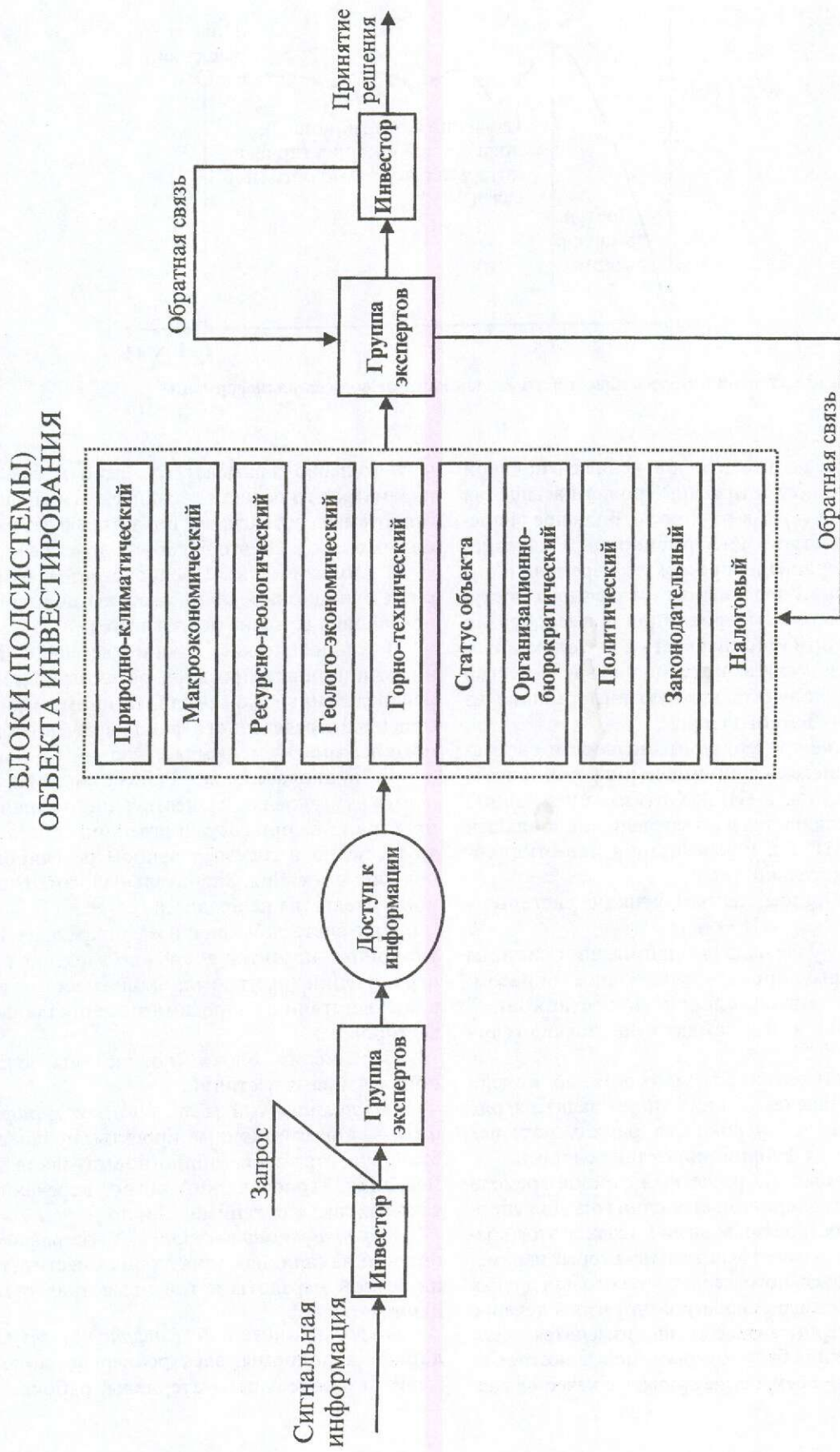


Рис. 1. Структурная схема системы привлечения инвестиций в разведку и разработку месторождений

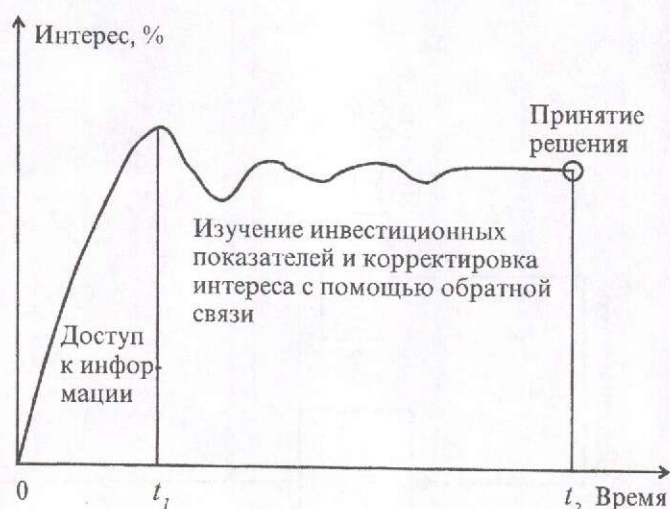


Рис. 2. Изменение степени интереса инвестора в зависимости от получения информации

вания интереса с момента получения сигнальной информации до достижения уровня насыщения информацией (время от 0 до t_1) большое значение имеет доступ к информационным материалам. Для сокращения промежутка времени (0– t_1) и обеспечения оперативного удаленного доступа к достоверной информации целесообразно создать информационную сеть с выходом в Интернет с тем, чтобы потенциальный инвестор мог быстро получить нужную информацию из любой точки Земного шара.

В качестве критерия оптимальности рассматриваемой системы принимаем инвестиционную привлекательность (ИП). Оптимизация данной системы заключается в обеспечении наибольшей величины ИП, т.е. максимизации инвестиционной привлекательности.

Таким образом, целевая функция системы:
ИП \rightarrow max.

В этом случае задачу оптимизации системы можно сформулировать следующим образом: достижение максимальной инвестиционной привлекательности в рамках существующих ограничений.

При построении оптимизационной модели системы привлечения инвестиций задается ряд ограничений, т.е. условий, в рамках которых предполагается функционирование системы.

1. **Временные.** За расчетный отрезок времени работы системы принимается один год. Для упрощения при построении модели в течение этого периода считаются постоянными некоторые параметры законодательного, геологического или других блоков. Например, маловероятно, что в течение расчетного периода существенно изменится законодательство или будут открыты новые месторождения. В то же время, если принять в качестве рас-

четного периода пять лет, то можно перевести ряд параметров из области ограничений в область регулируемых переменных показателей инвестиционных блоков. Но это будет уже другая система.

2. **Политические.** Предполагается, что в период функционирования системы политическая обстановка в стране не изменится.

3. **Геологические.** В качестве совокупности инвестиционных проектов рассматривается нераспределенный фонд недр. Принимаем, что состав нераспределенного фонда в течение расчетного периода не меняется.

4. **Законодательные.** Работа системы исследуется в условиях существующего правового пространства при государственной собственности на недра и государственном регулировании недропользования. Значительных изменений законодательства не предполагается.

При системном анализе конкретных инвестиционных проектов возможно введение других ограничений (ресурсных, экологических и т.д.) в соответствии с запросами потенциальных инвесторов.

Перечислим блоки (подсистемы) системы привлечения инвестиций:

информационный (блок доступа к информации) — инвестиционные проекты, правовая обстановка, организационно-нормативная документация, геологический обзор, перечень контактных лиц и организаций и др.;

природно-климатический — географическое положение (аридная зона, горная местность, зона вечной мерзлоты и т.д.), высотная отметка, климат, рельеф;

макрэкономический (инфраструктура) — дороги, аэродромы, электроэнергия, водоснабжение, строительные материалы, рабочая сила,

наличие горно-добывающих и других промышленных предприятий;

ресурсно-геологический — запасы руды и металла, содержания полезных компонентов, геолого-промышленный тип, минеральный состав руд, характеристика рудных тел, вмещающие породы, степень геологической изученности;

геолого-экономический — производительность предприятия и срок его обеспеченности запасами, количество товарной продукции, капитальные вложения, эксплуатационные расходы, стоимость продукции, себестоимость добычи 1 т руды и 1 г металла, срок окупаемости капитальных вложений, рентабельность, чистая прибыль;

горно-технический — способ отработки (открытый, подземный), потери и разубоживание, схема обогащения руд и ее показатели;

блок статуса объекта — геологический (по классификации, принятой в России), лицензионный (лицензия разведочная, добычная, смешанная);

организационно-бюрократический — этапы и процедуры различных согласований и утверждений, получение разрешений;

налоговый — федеральные налоги, местные налоги, налоговые скидки и льготы, специальные соглашения о налогообложении, таможенные тарифы;

политический — политическая стабильность, уровень коррумпированности*, гарантия охраны капиталовложений, гарантия охраны и репатриации прибыли;

законодательный (или правовой) — права на недра, действия с лицензиями (например, переуступка прав), соглашения о разделе продукции, положения об иностранных инвестициях.

Можно рекомендовать такую последовательность операций по оптимизации системы (расчету оптимальных вариантов).

1. Внутри каждого блока системы по каждому элементу разработать набор количественных показателей инвестиционной привлекательности (в баллах, процентах или других единицах измерения).

2. Оценить проект, предлагаемый для инвестирования, по всем показателям каждого блока. Для каждого инвестиционного проекта построить матрицу рейтинга по показателям блоков.

3. Проверить каждый полученный вариант на соответствие принятым ограничениям. Вари-

анты, не удовлетворяющие ограничениям, из дальнейшего рассмотрения исключаются.

4. Для каждого допустимого варианта выбрать вычислить суммарное значение функционала, характеризующего инвестиционную привлекательность.

5. Вариант, при котором ИП приобретает максимальное значение, считать оптимальным.

6. Построить упорядоченное распределение (ранжировку) вариантов по ИП в форме таблицы или графика (рис. 3).

7. Выделить область наиболее перспективных вариантов объектов для инвестиций.

На рис. 3 показано распределение вариантов объектов инвестирования по величине инвестиционной привлекательности. Видно, что из совокупности рассмотренных объектов семь имеют величину ИП от 50 до 80%.

При исследовании системы некоторые блоки можно объединить (например ресурсно-геологический и геолого-экономический) и решать оптимизационную задачу, в данном случае для геологической подсистемы, рассматривая другие показатели в качестве ограничений.

При выборе критерия оптимальности для оптимизации инвестиционных систем можно ориентироваться не на один критерий, а на некоторую совокупность критериев, которую следует определить и обосновать, т.е. доказать, что она является оптимальной. При этом нужно учитывать возможное несоответствие критериев на различных уровнях. Например, оптимальный с геологической точки зрения инвестиционный проект может оказаться не оптимальным по экологическим соображениям или то, что окажется оптимальным для крупной компании, может не быть оптимальным для среднего или мелкого инвестора.

В случае нескольких критериев производится фиксирование достоинств, недостатков и компромиссов между этими оценочными критериями по каждому выбранному варианту и принимается вариант, представляющий собой наилучшее компромиссное решение оптимальной системы.

На основании результатов системного анализа намечаются пути оптимизации. Для повышения инвестиционной привлекательности можно предложить следующие меры.

1. В качестве первого шага с целью расширения круга потенциальных инвесторов разработать и внедрить единую унифицированную компьютерную систему с удаленным доступом (с выходом в Интернет) к данным об инвестици-

*В 1999 г. по данным Международного института бизнеса Россия по уровню коррумпированности среди стран мира занимала пятое место от конца, уступая лишь Индонезии, Филиппинам, Бангладеш и Нигерии.

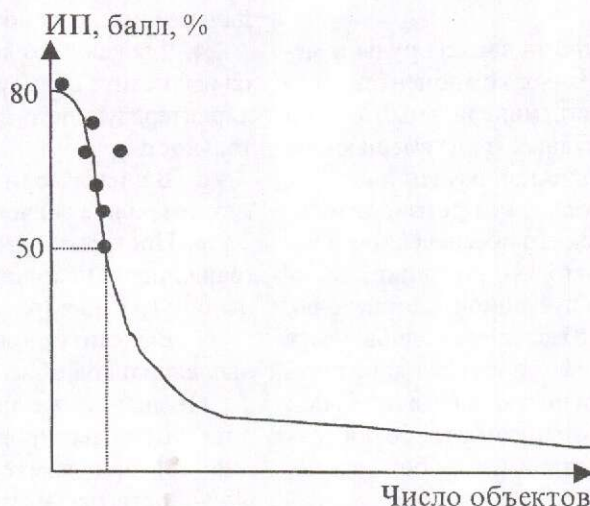


Рис. 3. Распределение вариантов объектов по величине инвестиционной привлекательности

онных проектах России (геологоразведочных и добычных), а также к вспомогательной информации, влияющей на принятие инвестиционных решений, с использованием опыта разработки таких систем геологическими службами других стран (США, Канада, Аргентина, Марокко).

2. Добиваться перевода показателей, наиболее сильно влияющих на ИП (законодательных, организационно-бюрократических), из области параметров ограничений в область регулируемых переменных инвестиционных показателей.

3. Повышать ИП для каждого элемента в пределах подсистем. Например, если в законодательном блоке обеспечить возможность переуступки прав на недра непосредственно от владельца к владельцу на экономической основе при сохранении за государственным органом только функции регистрации, то значение ИП для этого элемента существенно повысится и повлияет на общую величину ИП рассматриваемой системы.

Итак, при исследовании геологических инвестиционных проектов необходим системный подход. При этом рекомендуется: по каждому инвестиционному проекту провести системный анализ его инвестиционной привлекательности в рамках ограничений, существующих на момент оценки и на перспективу; на основании результатов системного анализа по каждому инвестиционному проекту (или группе проектов) наметить пути оптимизации и разработать комплекс мероприятий по их реализации.

В упрощенном виде исследование системы и решение задачи оптимизации производятся с помощью простого рейтинга показателей. В случае усложнения системы можно применить математический аппарат метода линейного программирования.

В данной статье рассмотрена приближенная модель системы привлечения инвестиций. Реальная система имеет существенно большее число переменных параметров и подвержена различным возмущающим воздействиям. Однако даже значительно упрощенная модель позволяет понять взаимодействие элементов системы, объясняет влияние различных факторов, наблюдающееся в практике принятия решений об инвестировании и дает достаточно четкое обоснование выбора оптимальных вариантов инвестиционных проектов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кунц Г., О'Доннел С. Управление. Системный и ситуационный анализ. Т. 2 / Общая ред. Д.М.Гвишиани. – М.: Прогресс, 1981.
2. Четыркин Е.М. Статистические методы прогнозирования. 2-е изд., перераб. и доп. – М.: Статистика, 1997.
3. Blair M.B. Ownership and Control: Rethinking Corporate Governance for the Twenty-First Century. – Washington, DC: Brookings Institute, 1995.
4. Kaplan R.S., Norton D.P. The Balanced Scorecard: Translating Strategy into Action. – Boston: Harvard Business School Press, 1996.

СТРОЕНИЕ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ



УДК 553.411:550.4 (574)

© С.Б.Берикболов, 2003

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЖАКСЫ, СЕВЕРНАЯ БЕТПАКДАЛА

С.Б.Берикболов (ОАО «Волковгеология», Республика Казахстан)

Рассмотрены строение и состав золото-кварцевых жил, околорудные изменения вмещающих пород небольшого, но богатого месторождения Жаксы, в рудах которого практически отсутствует мышьяк.

Месторождение Жаксы располагается в рудном поле площадью около 100 км² в северо-западной части Алтынсайской структуры длительной эндогенной активности, контролирующей одноименный рудный узел. Месторождение открыто в 1977 г. В.М.Добрыниным при геологосъемочных работах м-ба 1:200 000. С 1979 по 1983 гг. Балхашская ГРЭ проводила на нем поисково-оценочные работы. Поиски и тематические исследования на прилегающей территории с 1979 по 1997 гг. велись ВСЕГЕИ, ЗАО «Жамбыл Дидар», СП «Central Asia Goldfields». Был выполнен большой объем горно-опробовательских работ, составлены детальные геологические карты, проведены магниторазведка и литохимическое опробование, а также пробурены скважины. Старатели отработали приповерхностную часть месторождения.

Площадь месторождения (рис. 1) сложена терригенными образованиями верхнеордовикской узунтобинской свиты. На южном и западном флангах рудного поля они перекрыты терригенно-вулканогенными породами нижнедевонской каркалдинской свиты. По терригенным породам развита глинистая кора выветривания, занимающая около 50% территории. Породы узунтобинской свиты смяты в складки, оси которых вытянуты в северо-восточном и субмеридиональном направлениях, а крылья падают под углами от 30 до 75°; отношение их длины к ширине составляет примерно 2:1. Интрузивные образования представлены мелкими телами и дайками гранит-порфиров, микрогранитов, гранодиорит-порфиров и граносиенит-порфиров среднедевонского тастобинского, штоками и

дайками диоритов позднепермского кокдомбакского комплексов, а также поясовыми дайками долеритовой серии триасового возраста. Дайки и дайкообразные тела имеют близмеридиональную ориентировку. Все геологические тела рудного поля разбиты разломами, среди которых преобладают сбросы и сдвиги северо-западного и северо-восточного направлений. Породы тастобинского комплекса интенсивно березитизированы. В березитах часто развивается сеть тонких (0,1–1 см) кварцевых прожилков, в которых присутствует лимонитизированный пирит и отмечаются аномальные содержания золота (0,01–1,5 г/т).

По данным детальной магниторазведки в пределах рудного поля выделяются разрывные нарушения северо-восточного и северо-западного простирания, образующие правильную диагональную сеть. При интерпретации геофизических данных намечены малые тела диоритов, залегающие на глубине.

Разведанные рудные тела находятся в центральной части рудного поля и представляют собой серию кварцевых жил, приуроченных к западному крылу синклинали складки в терригенных породах узунтобинской свиты. Падение пластов восточное под углом 30–50°. Крыло складки нарушено секущими северо-восточными и субмеридиональными дайками тастобинского комплекса мощностью до 30 м, протяженностью до 1 км и мелкими (площадь до 0,2 км²) межпластовыми и секущими телами диоритов кокдомбакского комплекса. На поверхности жилы залегают в глинистой коре выветривания.

Рудоносные жилы контролируются межпла-

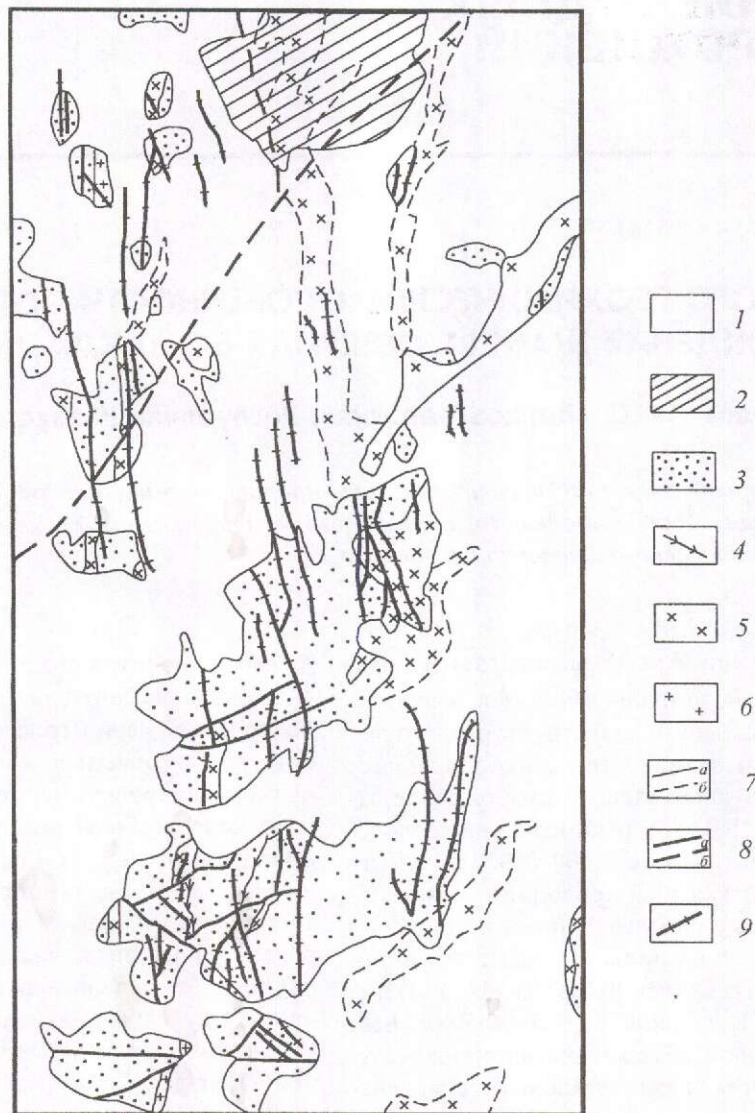


Рис. 1. Схематическая геологическая карта месторождения Жаксы:

1 — делювиально-пролювиальные рыхлые четвертичные отложения; 2 — мезозойская кора выветривания; 3 — конгломераты, песчаники, алевролиты, туффыты позднего ордовика (узунтобинская свита); 4 — триасовые (?) дайки долеритов; 5 — позднепермские диориты кокдомбакского комплекса; 6 — среднедевонские гранит-порфиры, микрограниты; 7 — геологические границы: (а — достоверные, б — предполагаемые по геофизическим данным); 8 — разрывные нарушения: (а — достоверные, б — предполагаемые); 9 — золотоносные кварцевые жилы

стовыми срывами и в основном залегают согласно с вмещающими породами. Некоторые из них круто падают на восток под углом 70–80°. Секущие жилы чаще всего размещаются в контактах даек тастобинского комплекса. Их мощность колеблется от 0,1 до 1 м, протяженность — от 20 м до 3 км. Нередко они образуют серии близкорасположенных параллельных прожилков мощностью от 2–3 до 30 см. Мощность жил по простиранию изменяется, в них имеются пережимы и

раздувы. Контакты жил с вмещающими породами четкие, иногда сопровождаются брекчированием. Среди жильного кварца макроскопически выделяются две морфологические разновидности: молочно-белый, крупнокристаллический кварц массивной текстуры и серый различных оттенков (от светлого до темного), средне-, мелко- и тонкозернистый, полупрозрачный, неоднородного сложения с характерной пятнистой текстурой и плитчатой отдельностью.

Большинство жил имеет симметрично-зональное строение. Центральная часть жил выполнена молочно-белым, массивным, крупнокристаллическим кварцем, а призальбандовые части — серыми сильно трещиноватыми его разновидностями с ожелезнением и пустотами выщелачивания. Граница между разновидностями кварца нечеткая. Основная часть рудной минерализации приурочена к зальбандовым частям жил, т.е. к серому кварцу.

При изучении кварца в шлифах наблюдаются четыре его генерации.

Кварц первой генерации (кварц I) — крупнокристаллический, гипидиоморфнозернистый, насыщенный множеством газовой-жидких включений, сильно замутненный. Размер отдельных зерен и кристаллов 0,5–5 мм. Встречаются кристаллы зонального строения и зерна со следами воздействия динамометаморфизма, проявляющегося как в виде кластических деформаций (волнистое погасание, двойникование, блочная и мозаичная структура), так и в виде катаклазирования (трещиноватость, брекчирование). При интенсивных кластических деформациях происходит локальная перекристаллизация кварца I с образованием гранобластовых структур. Кварц I отвечает молочно-белой морфологической разновидности и не содержит рудной минерализации. Все серые разности кварца представляют в основе тот же кварц I, но претерпевший всевозможные изменения под воздействием метаморфизма, и с наложениями на него более поздних генераций кварца II и III.

Кварц второй генерации (кварц II) — среднезернистый (~0,1 мм), полупрозрачный, менее замутненный, чем кварц I. Структура его аллотриоморфнозернистая; он выделяется в промежутках между зернами кварца I, являясь цементом для него. Количественное соотношение кварца I и II различно, но, как правило, преобладает кварц I. Нередко кварц II довольно трудно отличить от среднезернистого кварца гранобластовой структуры, возникающего при перекристаллизации кварца I под воздействием динамометаморфизма.

Третья генерация кварца (кварц III) представлена тонкозернистым кварцем (0,05–0,01 мм), полупрозрачным до прозрачного. Он постоянно наблюдается в микропрожилках (по тонким трещинкам, параллельным зальбандам жил), секущих кварц I и II генераций. Сохраняя общее направление, прожилки кварца III причудливо ветвятся, часто прерываются, занимают межзерновые пространства кварца II и перекристаллизованного кварца I. От центра к зальбандовым ча-

стям жил количество кварца III увеличивается, отдельные прожилки сливаются в зоны «микробрекчий», где этот кварц выступает в качестве цементирующей массы.

Кварц четвертой генерации (кварц IV) наблюдается эпизодически и представлен халцедоном. Он тесно ассоциирует с гидроксидами железа и выделяется в виде сферолитовых агрегатов в небольших гнездах, выполняет тонкие трещинки, образует «рубашки» на кристаллах кварца более ранних генераций. Повсеместно наблюдаются так называемые «псевдопрожилки» позднего водяно-прозрачного кварца мощностью до 0,2 мм.

Для выяснения температурных условий образования кварцевых жил проведена декрипитация 36 проб кварца. На всех декриптограммах изученных кварцев отмечается наиболее интенсивный пик в интервале 270–350° С, соответствующий температуре кристаллизации основной массы кварца, т.е. кварца I. В области более низких температур фиксируется несколько слабо выраженных пиков (фоновые значения), отвечающих, вероятно, остальным более низкотемпературным генерациям кварца.

При визуальном просмотре кварцевых пластинок под микроскопом установлена насыщенность кварца многочисленными мельчайшими газовой-жидкими включениями размером ~0,001 мм и менее. Иногда такие включения в пределах отдельных зерен создают своеобразные замутненные зоны. Наиболее крупные включения, доступные для изучения в них фазовых границ, наблюдались только в кварце I. Обычно включения в кварце двухфазные (газово-жидкие), содержат от 5–10 до 20–25% газа, хотя иногда концентрация газовой фазы колеблется в широком интервале от 10–15 до 70–80%. Наряду с газовой-жидкими включениями, отмечаются существенно газовые вакуоли, предположительно углекислотные (некоторые с жидкой CO₂). Различное наполнение включений газовой фазой в пределах одних и тех же зерен кварца свидетельствует о резком вскипании раствора в момент кристаллизации кварца, т.е. о близкповерхностных условиях образования золотоносных кварцевых жил. В некоторых вакуолях присутствует третья фаза, занимающая от 5 до 25% объема. Чаще всего это бесцветные кристаллы, реже голубоватые кубики (NaCl?).

Помимо кварца, среди жильных минералов постоянно присутствует серицит, эпизодически (в единичных образцах) встречаются кальцит и турмалин. Серицит ассоциирует чаще всего с

кварцем III, но развивается также по кварцу I и кварцу II в виде мелко- и тонкочешуйчатых агрегатов. Турмалин встречается крайне редко, образуя очень мелкие (<0,05 мм) призматические зерна и игольчатые кристаллики зеленоватого цвета, группирующиеся в тонкие прожилки (не более 0,2 мм). Кальцит слагает маломощные прожилки (~1 мм), а также небольшие гнезда и линзы в кварце.

Рудная минерализация месторождения представлена сульфидами в ассоциации с золотом. Сульфидная минерализация вместе с золотом не превышает 1% от общей массы жил. Распределение рудных минералов в жилах крайне неравномерное: по простиранию меняется как состав рудных минералов, так и их количество. Встречаются безрудные жилы. Пространственно рудная минерализация приурочена к зальбандовым частям жил, где образует рассеянную вкрапленность, а также прожилки и небольшие гнездовые выделения. Из рудных минералов наиболее распространен пирит, затем в порядке убывания следуют галенит, халькопирит, блеклая руда, арсенопирит, самородное золото, сфалерит. Вторичные минералы зоны окисления: гидроксиды железа, ковеллин, халькозин, борнит. Отмечаются две пространственно разобщенные минеральные ассоциации, содержащие золото: золото-пиритовая и золото-полиметаллическая.

Пирит золото-пиритовой ассоциации образует в кварце рассеянную вкрапленность или маломощные прожилковые выделения. Для него характерны идиоморфные кристаллы в виде пентагондодекаэдра или куба. Размеры кристаллов пирита варьируют в широких пределах от 0,011 до 2 мм. Нередко в пирите имеются мелкие включения галенита, халькопирита, золота. Когда количество включений рудных минералов значительно, пирит приобретает так называемую ситовидную внутреннюю структуру. Структурным травлением в пиритах было выявлено зональное строение. С помощью микронзондового анализатора MS-46 «Самеса» среди примесей в пирите обнаружен мышьяк (от 2,4 до 0,6%). Значительная часть пирита лимонитизирована; неизменный пирит наблюдается в виде разъеденных реликтовых зерен среди массы лимонита.

Самородное золото, ассоциирующее с пиритом, встречается в основном в самом пирите в виде небольших включений, порой различных только при самых больших увеличениях. Среди окисленного пирита постоянно присутствует золото в виде мелких зерен неправильной формы размером 0,02–0,005 мм и выделений по волосо-

видным трещинкам, не выходящим за пределы зерен пирита. По-видимому, при окислении пирита происходит перераспределение золота с сегрегацией его в более крупные выделения в пределах тех же зерен пирита. В нескольких случаях золото наблюдалось в промежутках между кристаллами пирита, играя роль цемента. Подобные включения содержатся в пирите, ассоциирующем с турмалином. Турмалиновые прожилки секут кварц, вдоль них группируются в виде цепочек кристаллы пирита, между которыми и выделяется золото.

Помимо кварцевых жил, пирит образует рассеянную вкрапленность во вмещающих породах у контактов с жилами. В обнажениях он почти всегда полностью лимонитизирован и только в образцах из скважин есть неокисленный пирит, образующий совместно с арсенопиритом вкрапленность размером от 0,05 до 2,5 мм. Арсенопирит представлен идиоморфными ромбовидными кристаллами, пирит — ксеноморфными зернами или метакристаллами преимущественно кубического габитуса. Пирит из вмещающих пород имеет блочную или гранобластовую структуру, свидетельствующую о его перекристаллизации, внутренняя зональность в нем отсутствует.

Сульфиды золото-полиметаллической ассоциации представлены галенитом и халькопиритом, редко — блеклой рудой, в единичных зернах — сфалеритом. Эти минералы рассеяны в кварце в виде вкрапленных ксеноморфных зерен размером от 0,011 до 0,5 мм и небольших гнездовых скоплений не более 1–2 мм. Срастаясь между собой, они образуют аллотриоморфнозернистые структуры, свидетельствующие о близком во времени или одновременном их выделении. По данным микронзондового анализа (MS-46 «Самеса») сфалерит представлен клейофаном $0,3\% (Zn_{0,97}Fe_{0,02}Cd_{0,002})_{0,992}S_{1,0}$, блеклая руда — мышьяковистой разновидностью — теннантитом $(Cu_{10,17}Fe_{0,99}Zn_{0,96})_{12,12}(As_{2,63}Sb_{1,29})_{3,92}S_{13}$.

Самородное золото этой ассоциации образует неправильные зерна, иногда в сростаниях с галенитом. Размер его выделений от мельчайшей пылевидной вкрапленности до 2 мм. Центральные части крупных золотинок часто насыщены мелкими включениями кварца.

Помимо ассоциаций с сульфидами, золото образует самостоятельные интерстициональные выделения в кварце, достигающие 2 мм. Для такого золота также характерна насыщенность центральных частей зерен тонкозернистым кварцем. Кроме того, на месторождении отмечаются тонкие пленки и дендриты гипергенного

золота в ожелезненных трещинах кварцевых жил. Оно ассоциирует с гидроксидами железа, не имеющими непосредственной связи с пиритом. Первичным источником гипергенного золота все же нужно считать пирит, при окислении которого происходило его высвобождение и затем миграция вместе с гидроксидами железа. Наиболее значительные выделения гипергенного золота наблюдаются в пустотах выщелачивания в кварце. Микросондовым анализом (MS-46 «Самеса») в зернах золота из протолочных проб в качестве примесей, помимо серебра, в заметном количестве отмечаются ртуть, реже медь. Проба золота колеблется в пределах 922–967.

Взаимоотношения, а следовательно, и временная последовательность выделения рудных ассоциаций не вполне ясна, поскольку они пространственно не совмещены. Был отмечен только один случай срastания халькопирита с пиритом — пирит наблюдается в виде единичного сильно корродированного зерна в халькопирите; в галените имеются единичные кристаллики арсенипирита. Рудные минералы в отличие от кварца не претерпели динамометаморфизма. Структурное травление показало наличие в них первичных неизмененных структур, что свидетельствует о более поздней их кристаллизации по отношению к кварцу. Рудные минералы, в том числе и золото, приурочены к участкам максимального проявления кварца II и кварца III, развивающихся в наиболее трещиноватых, а следовательно, и наиболее проницаемых для рудоносных растворов участках кварцевых жил.

В процессе гипергенеза галенит замещается церусситом и ковеллином. Последние нередко образуют тонкозернистые срastания. По халькопириту развивается вся гамма оксидных минералов меди и железа зоны окисления, т.е. борнит, халькозин, ковеллин, гидроксиды железа. В протолочных пробах, кроме того, установлено наличие малахита, азурита, флюорита, барита, анатаза, целестина, англезита, топаза, пироморфита, рутила, гематита, серебра и других минералов.

По данным бороздowego опробования содержание золота в жилах колеблется от 0,01 до 150 г/т, в обогащенных участках оно достигает 2 кг/т. Распределение золота крайне неравномерное. Богатые участки сосредоточены в центральной части месторождения в наиболее мощных и протяженных жилах. Западный и восточный фланги обеднены золотом. Содержания его здесь не превышают 0,1 г/т. На глубину промышленное оруденение не прослежено.

Зона околожилных окварцевания, серицитизации и пиритизации в песчаниках имеет мощность 1–1,2 м. Гидрослюдистый материал, составляющий около 40%, представлен гидромус-

ковитом (серицитом) и гидробиотитом (иллит-монтмориллонитом), находящимися в срastании с каолинитом. Кластический полевошпатовый материал интенсивно серицитизирован и каолинизирован и составляет 50%. Порода окрашена гидроксидами железа, количество которых возрастает от 10–15 до 30% по мере приближения к контакту кварцевой жилы.

Околорудные изменения в гранодиорит-порфирах прослеживаются на 1,5 м от жилы и выражаются в появлении пылевидных агрегатов пелита, замещающего зерна плагиоклаза вдоль спайности и по трещинам, при этом минерал становится мутным и приобретает буроватый оттенок. Вблизи контакта с кварцевой жилой, кроме пелита, по плагиоклазу интенсивно развивается серицит. Гидромусковит наблюдается между призмами плагиоклаза и загрязнен глиновидным лейкоксеном. Серицит и гидромусковит находятся в срastании с каолином. Порода сетется волосовидными прожилками кварца. Вдоль прожилков по вмещающим породам развиваются доломитизация и серицитизация.

По мере приближения к рудному телу во вмещающих породах нарастают содержания К, Rb, Au, а содержания Na и Sr убывают (рис. 2). В гранодиорит-порфирах К, Rb и Sr распределены равномерно, а содержания Na незначительно убывают в приконтактной зоне. Концентрация Au в песчаниках месторождения Жаксы до 0,0034 г/т, в приконтактных участках — до n г/т. В гранодиорит-порфирах на удалении от жил содержание Au 0,018 г/т, а вблизи контакта — 2,49 г/т. Гранодиорит-порфиры отличаются высокой концентрацией As (до 1%), что обусловлено развитием в них метасоматического арсенипирита. Остальные элементы-примеси распределены в породах равномерно, давая незначительные флуктуации содержаний в зависимости от состава вмещающих пород.

В 3,5 км северо-восточнее месторождения Жаксы находится участок Новый. Он расположен на контакте граносиенит-порфиров тастобинского комплекса и алевролитов узунтобинской свиты, сопровождающемся серией субпараллельных жил северо-восточного простирания. Тела граносиенит-порфиров имеют неправильную, удлинённую до дайкообразной форму, вытянуты в северо-восточном направлении. Суммарная площадь их в пределах рудопроявления не превышает 0,2 км². Северо-западнее обнажается более крупное тело неправильной формы, вытянутое в меридиональном направлении. Площадь его составляет приблизительно 1,5 км². Мощность жил колеблется от 0,1 до 0,3 м, в раздувах до 0,5–1 м, протяженность до 200 м. Падение жил юго-юго-восточное под углом 30–60°.

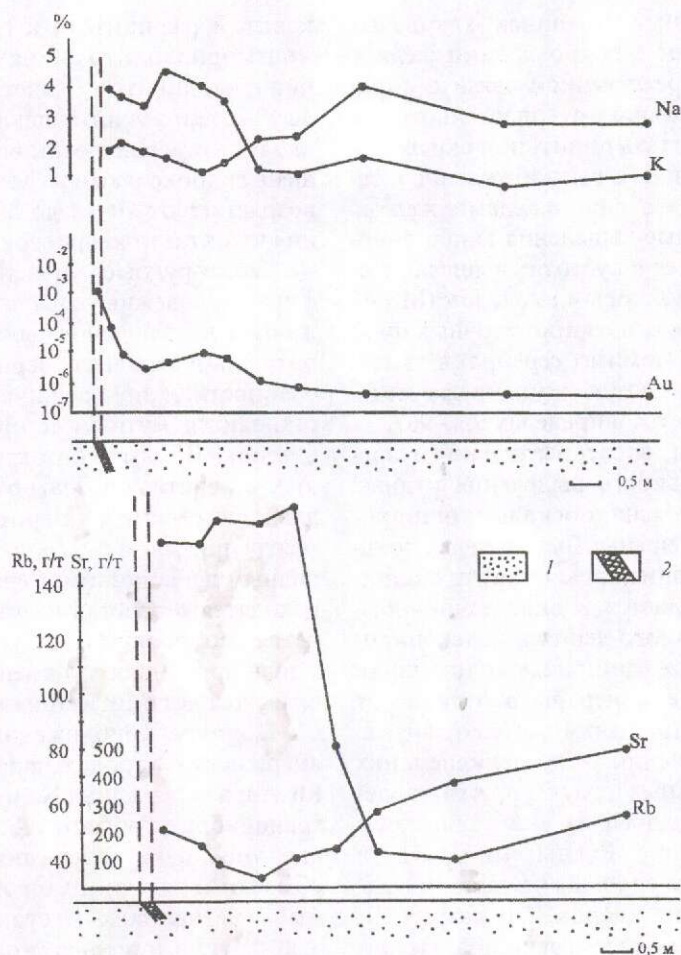


Рис. 2. Распределение Au, Na, K, Rb, Sr в песчаниках, вмещающих золоторудные кварцевые жилы:

1 — верхнеордовикские песчаники; 2 — золотоносная кварцевая жила

Жилы сложены белым, иногда сероватым или розоватым мелкокристаллическим кварцем. В кварце призальбандовых частей жил наблюдаются хлоритовые прожилки мощностью не более 0,5 см, несущие сульфидную и золотую минерализацию. Сульфиды и золото (чешуйки, проволочки, дендритовидные выделения) концентрируются в центральных частях прожилков. По данным микросондового анализа (MS-46 «Самеса» в золоте содержится, %: Ag 4,2, Cu 0,08, Hg 1,57. Проба золота — 944. Сульфиды представлены пиритом, сфалеритом, арсенопиритом, халькопиритом, ковеллином. Кроме того, установлены лимонит, малахит, азурит, барит, анатаз, апатит, эпидот и другие минералы.

Вмещающие граносиенит-порфиры березитизированы по всей площади. Вблизи контакта с жилами интенсивность процесса березитизации усиливается. В алевролитах в контакте с жилой березитизация развита слабее, чем в граносиенит-порфирах. Околожилные березиты просле-

живаются на 1–2 м от контакта.

Содержание золота в жилах неравномерное. По данным опробования оно варьирует от 0,2 до 4,5 кг/т.

В результате проведенных исследований установлено следующее:

1. Месторождение Жаксы по составу руд аналогично месторождению Алтынсай, но отличается меньшим содержанием арсенопирита в жилах. В отличие от месторождения Алтынсай мышьяк в виде арсенопирита концентрируется в метасоматически измененных гранодиорит-порфирах и сильнее рассеивается во вмещающих породах.

2. Золото концентрируется в метасоматически измененных гранодиорит-порфирах, а не в песчаниках.

3. На более мелком, чем Алтынсай, месторождении Жаксы ореол рассеяния золота в терригенных породах на порядок менее интенсивен.

УДК 552.313 (571.5)

В.А.Федоренко, 2003

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ТИПЫ ПЛАТОВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД СЕВЕРА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

В.А.Федоренко (ЦНИГРИ МПР России)

Платовулканические породы севера Сибирской платформы подразделены на четыре геохимических типа, три из которых принадлежат к трапповой формации и один — к щелочно-ультраосновной. Обсуждаются мантийные источники магм, причины развития платовулканизма, наблюдаемые соотношения типов пород в разрезе и по площади, соотношение платовулканических образований и кимберлитов.

Согласно оценке В.Л.Масайтиса [1], объем пермотриасовых платовулканических пород Сибирской платформы и смежных территорий составляет ~4 млн. км³. Их наиболее мощные разрезы (до 3500 м) представлены на севере платформы — в Норильском и Маймеча-Котуйском районах (рис. 1). Вся огромная масса платовулкаников, судя по современным данным U-Pb датирования цирконов, бадделеитов и перовскитов [15], сформировалась в течение 2 млн. лет: в период от 252,1±0,5 до 250,2±0,5 млн. лет назад (см. рис. 1). Пик магматизма приходится на временной рубеж между пермским и триасовым периодами, абсолютный возраст которого составляет 251,2±0,3 (2σ) млн. лет (Bowring et al., 1998).

Состав платовулкаников весьма разнообразен. В лавах Норильского и Маймеча-Котуйского районов содержания породообразующих компонентов варьируют в следующих пределах, %: MgO 2–21 и 0,3–38; SiO₂ 44–56 и 40–70; TiO₂ 0,5–4,0 и 0,7–8,5. Составы интрузивных пород не выходят из указанного диапазона. Исключение составляет только Болгохтохский шток гранитоидов Норильского района. Но, учитывая возраст (228,9±0,3 млн. лет), эти породы не имеют отношения к P₂-T₁ платовулканизму. Они, по-видимому, образовались в связи с поздне триасовым тектогенезом, вместе с формированием основных складчатых и разрывных структур севера Сибирской платформы.

В 90-е годы магматические образования Норильского и Маймеча-Котуйского районов были детально изучены геохимически, включая изотопную геохимию, на базе систематической коллекции, отобранной автором. Анализы выполнялись в лабораториях США, Канады, Англии, Франции и Австралии. Всего проанализировано около 900 образцов, более половины из

них составили вулканические породы. Фактический материал по вулканической части коллекции Норильского района представлен в многочисленных статьях на английском языке, написанных П.Ч.Лайтфуттом, А.Дж.Налдреттом, Дж.Л.Вуденом, В.А.Федоренко, К.Дж.Хоксвортом и др. Перечень этих работ можно найти в списке литературы к работе [12]. Материал по Маймеча-Котуйскому району опубликован в [8, 9]. Обсуждая фактические данные, авторы перечисленных статей пришли к выводу, что многообразие состава платовулканических пород обусловлено наличием нескольких мантийных источников магм, а также процессами последовательного плавления, смешения магм, фракционирования, коровой контаминации и сегрегации сульфидной жидкости из силикатных расплавов.

По мнению автора и др. [8, 9, 12], все многообразие сибирских платовулканических пород подразделяется на четыре геохимических типа: низкотитанистый-1, низкотитанистый-2, умереннотитанистый и высокотитанистый. Три первых типа отвечают трапповой, последний — щелочно-ультраосновной формации. В данной работе эта систематизация впервые публикуется на русском языке и обсуждается более подробно, чем ранее.

Геохимические типы выделены на основе комплекса показателей, разъяснение петрологического смысла которых приводится ниже, после описания типов пород. Наиболее наглядна для предлагаемого разделения диаграмма Th/U–Sm/Yb (рис. 2), аналогичная диаграмме Th/U–Gd/Yb, использовавшейся в работе [12]. Породы, не несущие признаков коровой контаминации, хорошо подразделяются также на изотопных диаграммах (рис. 3).

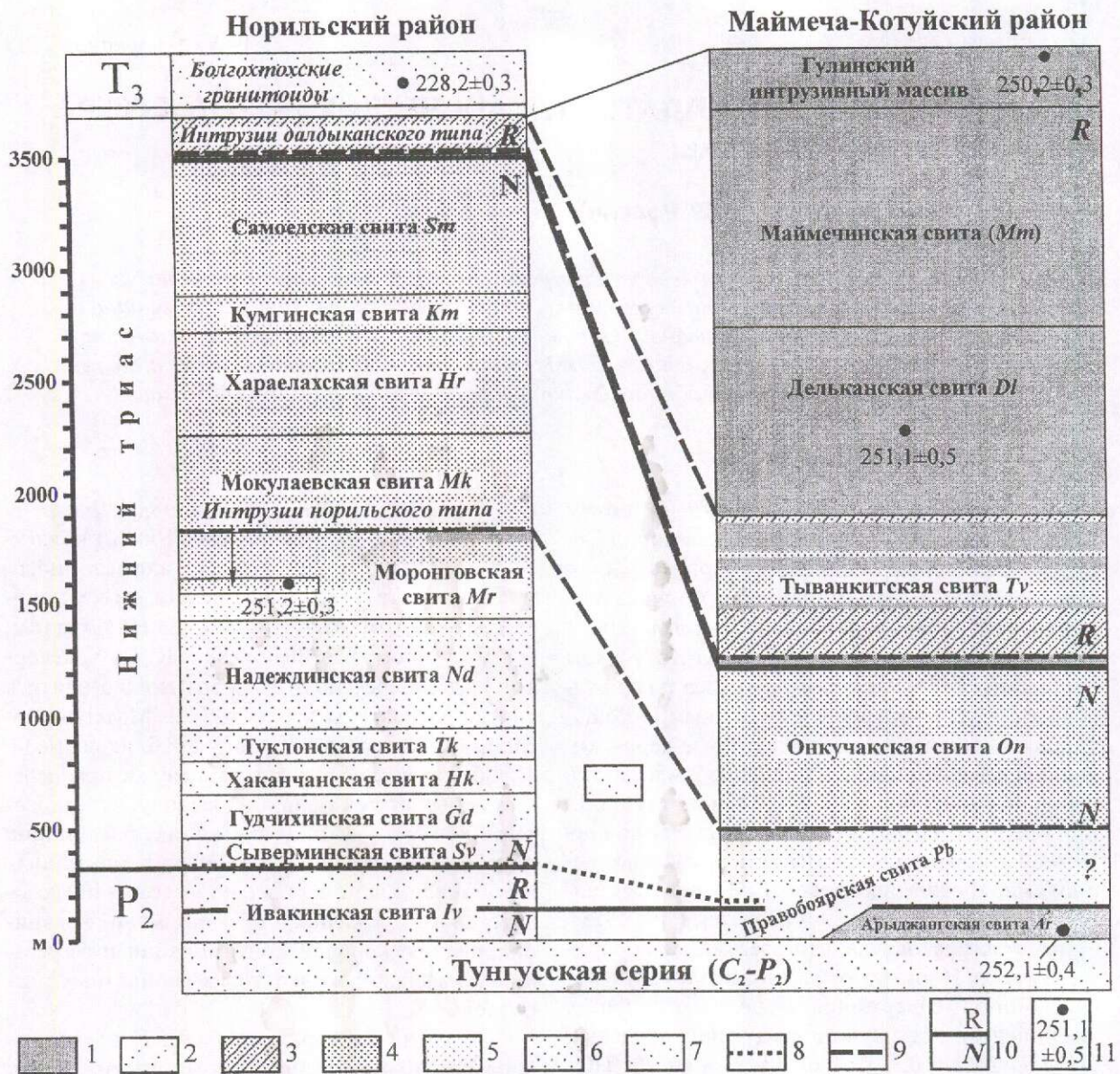


Рис. 1. Схема сопоставления вулканических образований Норильского и Маймеча-Котуйского районов:

типы магматических пород: 1 — высокотитанистый, 2 — умереннотитанистый, 3 — низкотитанистый-1 с содержанием TiO_2 1,8–1,9%, 4 — низкотитанистый-1 с содержанием TiO_2 <1,8%, 5 — породы, представляющие смесь низкотитанистой-1 и низкотитанистой-2 магм, 6 — низкотитанистый-2; 7 — осадочные и вулканогенно-осадочные породы, шток гранитоидов; линии корреляции пород: 8 — по палеонтологическим, 9 — по геохимическим, 10 — по палеомагнитным (намагниченность: N — положительная, R — отрицательная, ? — не известна) данным; 11 — определения абсолютного возраста пород U-Pb методом (млн. лет), по Kato et al. [15]; изменены мощности свит: хаканчанской — увеличена, арыджангской и маймечинской — уменьшены

На севере Сибири преобладает низкотитанистый-1 тип (НТ-1). Он составляет 73% объема магматических пород Норильского района, где образует верхнюю часть разреза лав, и 30–45% вулканитов Маймеча-Котуйского района (см. рис. 1). Этот тип представлен однородными породами базальтового состава с содержанием (%)

TiO_2 1–2, SiO_2 49–50,5, MgO 6–8, K_2O 0,1–0,6 и низким содержанием несовместимых микроэлементов (Sm 2,5–4,5 г/т). Показательные характеристики — низкие отношения Sm/Yb 1,2–1,5 и Th/U 1,7–3,4 (см. рис. 2). Для изотопного состава пород характерна высокая радиогенность Pb при умеренной радиогенности Sr; ϵNd имеет по-

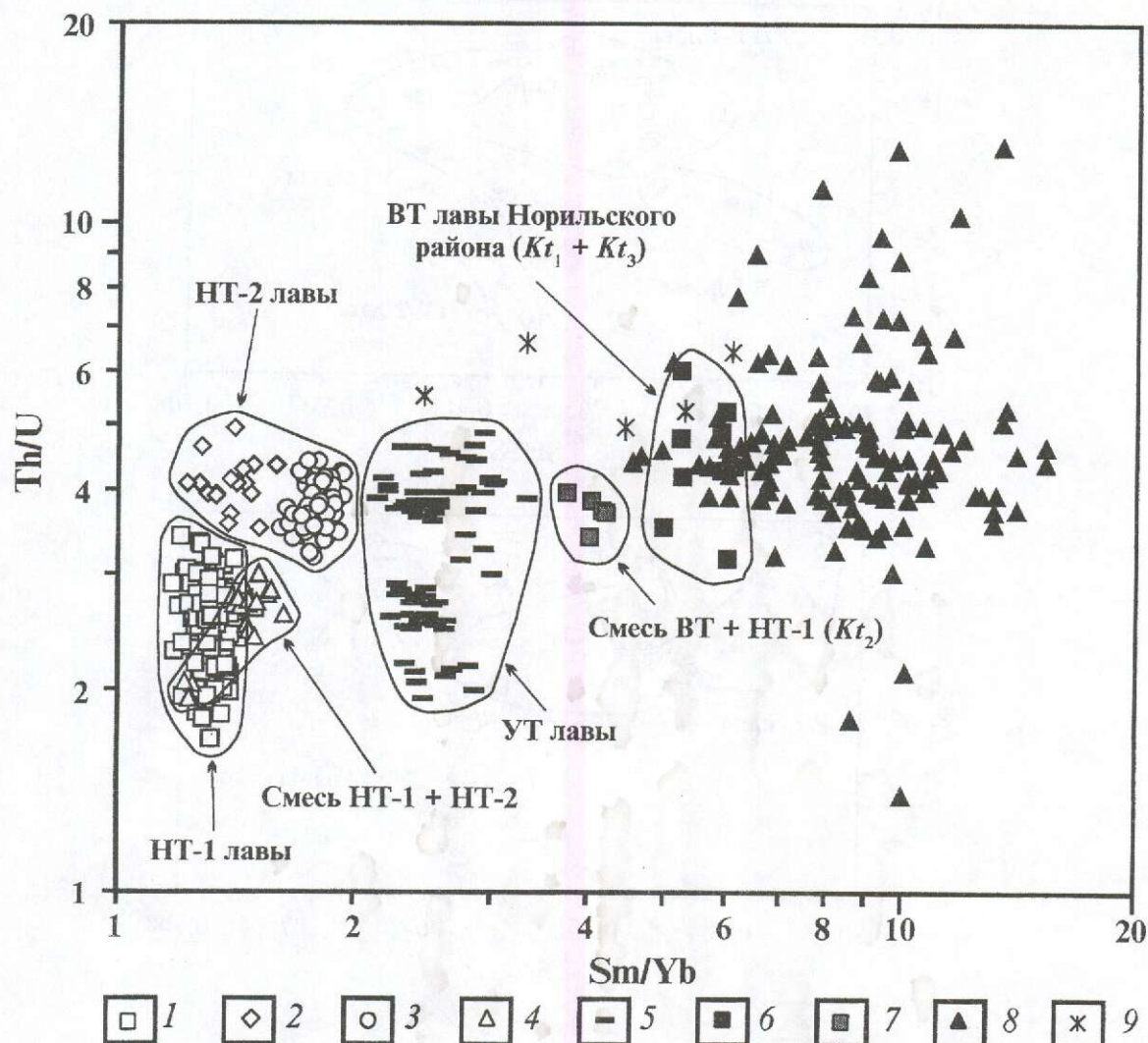


Рис. 2. Диаграмма Th/U–Sm/Yb для вулканических пород Норильского и Маймеча-Котуйского районов:

породы Норильского района: 1 — HT-1 лавы (Mr_2 -Sm, 121 обр.), 2 — HT-2 лавы неконтаминированные (Tk , 18 обр.), 3 — HT-2 лавы контаминированные (Nd_{1-2} , 63 обр.), 4 — смесь HT-1 и HT-2 магм (Nd_3 - Mr_1 , 19 обр.), 5 — УТ лавы (Iv - Gd , 85 обр.), 6 — ВТ лавы (Kt_1 + Kt_3 , 10 обр.), 7 — смесь ВТ и HT-1 магм (Kt_2 , 5 обр.); породы Маймеча-Котуйского района: 8 — ВТ лавы мафитового и ультрамафитового составов (Pb , Tv , DI , Mm , 131 обр.), 9 — фельзитовые лавы и туфы, ассоциирующие с ВТ магматизмом (DI , 6 обр.)

ложительные значения (см. рис. 3).

Низкотитанистый-2 тип (HT-2) в Норильском районе составляет 14% объема изверженных пород. Соответствующие породы, содержащие 0,8–1,3% TiO_2 и 5–16% MgO , развиты в средней части вулканической толщи. Разрез начинается с вулканогенно-обломочных пород хаканчанской свиты (см. рис. 1). Выше следует туклонская свита неконтаминированных базальтов и мелабазальтов с содержанием SiO_2 45–50% и Sm

2–2,5 г/т. Перекрывающие ниже- и средненадеждинские базальты контаминированы, содержат 49–55% SiO_2 и 3–5 г/т Sm. Породы типов HT-2 и HT-1 подобны по низкому содержанию несовместимых элементов и отношению Sm/Yb 1,2–1,6, но для первых характерно высокое (3,5–4,3) отношение Th/U (см. рис. 2). Резко различаются изотопные показатели. Значения ϵNd везде, даже в неконтаминированных породах, отрицательны. Отмечается также низкая радио-

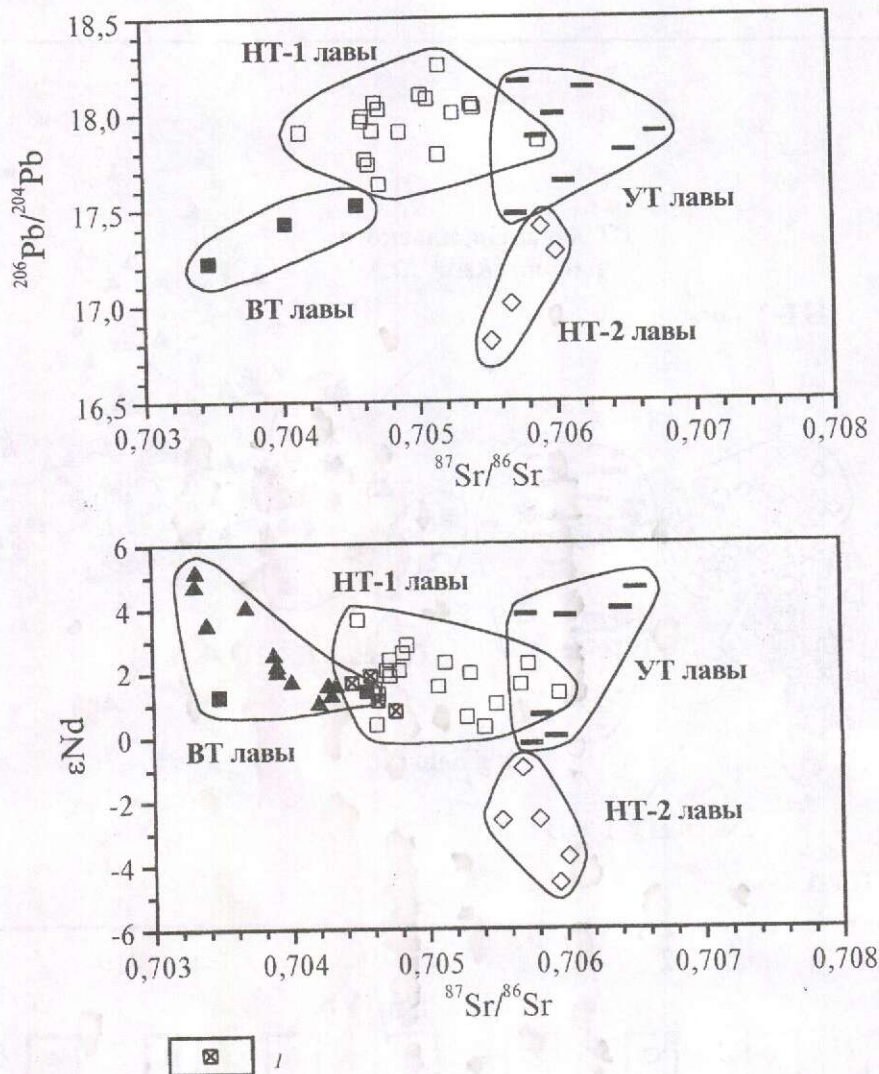


Рис. 3. Изотопные диаграммы для неконтаминированных вулканических пород Норильского и Маймеча-Котуйского районов:

изотопные отношения первичные пересчитаны на возраст 250 млн. лет; 1 — НТ-1 лавы Маймеча-Котуйского района, остальные усл. обозн. см. рис. 2

генность Pb (см. рис. 3).

Верхняя подсвита надеждинской свиты и нижняя моронговская подсвита (5% разреза лав Норильского района) представлены смесью НТ-1 и НТ-2 магм. Это базальты, которые имеют геохимический и изотопный составы, промежуточные между подстилающими НТ-2 и перекрывающими НТ-1 породами.

В Маймеча-Котуйском районе НТ-2 лавы отсутствуют, но там развиты дайки, геохимически не отличимые от туклонских базальтов [8]. Кроме того, туфы правобоярской свиты (5% вулканического разреза) образованы смесью НТ-1 и НТ-2 магм.

Породы умереннотитанистого типа (УТ) развиты только в Норильском районе (в нижней части разреза), где составляют 8% объема магматических пород. Лавы (и коагматичные интрузии) разнообразны по составу. Нижнеивакинская подсвита представлена неконтаминированными лейкотрахибазальтами (TiO_2 3,1–3,6%, MgO 3–5%, SiO_2 44–47%, Sm 10–13 г/т). Выше залегают верхнеивакинские контаминированные лейкобазальты (TiO_2 2,1–2,5%, MgO 3–6%, SiO_2 49–54%, Sm 10–14 г/т). Далее следуют контаминированные базальты сыверминской свиты (TiO_2 1,5–1,7%, MgO 5–7%, SiO_2 50–54%, Sm 4–

6 г/т). Контаминированные базальты вышележащей нижнегудчихинской подсвиты подобны сыверминским, а неконтаминированные характеризуются более низкими (48–49%) содержаниями SiO_2 и другим изотопным составом. Венчается разрез неконтаминированными лавами верхнегудчихинской подсвиты, в которых преобладают пикро- и мелабазальты, встречаются потоки базальтов. Эти породы содержат 1,3–2,3% TiO , 6–25% MgO , 46–52% SiO_2 и 2,5–6 г/т Sm. В работе [12] приведена аргументация в пользу образования разреза ивакинских–гудчихинских лав магмами трех или четырех последовательных выплавок из одного и того же мантийного источника.

Несмотря на разнообразие состава, все УТ породы имеют одинаковые отношения Sm/Yb — 2,2–3,0 (см. рис. 2). В неконтаминированных породах Pb и Sr достаточно радиогенны; значения ϵNd варьируют от –0,20 в лейкотрахибазальтах до +4,63 в пикробазальтах (см. рис. 3).

Высокотитанистый тип (ВТ) составляет в Норильском районе <0,1% изверженных пород. Относящиеся к нему лавы — калтаминские (Kt) анкарамиты — локализованы в верхней части моронговской свиты (см. рис. 1). Имея мощность от первых до нескольких десятков метров, они развиты только в северной части района, где образуют три небольших изолированных ареала. Магнезиальность пород в этих ареалах возрастает с запада на восток, составляя 7–8,5, 8–11 и 6,5–16,5%. Соответствующие перечисленным значениям магнезиальности лавы названы нами Kt_1 , Kt_2 и Kt_3 . Две разновидности (Kt_1 и Kt_3) представляют высокотитанистые породы «чистой линии», а Kt_2 лавы отвечают смеси ВТ и НТ-1 магм [12]. В Маймечя-Котуйском районе ВТ образования преобладают. Они составляют 50–65% объема вулканической толщи, включающей мафитовые (анкарамиты, трахибазальты, меланефелиниты, мелилититы) и ультрамафитовые породы (пикриты и меймечиты), а также ассоциирующие средние и кислые лавы и туфы (трахиты и трахириодациты).

Породы ВТ типа имеют наиболее высокие среди платобазальтов концентрации несовместимых элементов. Типичные содержания TiO_2 3–5%. В мафитовых и ультрамафитовых породах, где отсутствует примесь низкотитанистой магмы, отношения $\text{Sm/Yb} > 4,5$, отношения Th/U обычно высокие (см. рис. 2). Для неконтаминированных пород (к ним относятся и трахириодациты) характерны низкая радиогенность Pb и Sr

и положительные значения ϵNd (см. рис. 3). В работе [9] показано геохимическое и изотопное сходство ВТ пород с сибирскими кимберлитами и сделано предположение о связи различий в составах пород с разной степенью плавления мантийного источника и режимом летучих.

В поисках генетического объяснения выделенных четырех типов платобазальтов следует, в первую очередь, понять смысл соотношения средних и тяжелых редкоземельных элементов (Sm/Yb и Gd/Yb). В работе [8] показано, что эти отношения практически не чувствительны ни к фракционированию, ни к контаминации в коре и по существу представляют мантийную характеристику магм. На примере УТ и НТ-2 пород индексом степени плавления мантийного субстрата считается отношение V/Yb . Отношение Gd/Yb не имеет с ним связи и, по-видимому, характеризует состав мантийного источника. Этот вывод подтверждается изотопными данными. Неконтаминированным породам каждого геохимического типа свойственно экстремальное значение какого-либо из изотопных параметров (см. рис. 3). Это означает, что выделенные геохимические типы не могут соотноситься друг с другом через процессы последовательного плавления, фракционирования или смешения магм; каждый из них связан с мантийным источником специфического состава.

Длительное время считалось, что источником всех (или почти всех) платобазальтовых магм Сибири был мантийный плюм, модель которого развивалась в работах Richards et al. (1989), Campbell and Griffiths (1990), Griffiths and Campbell (1991) и др. Однако числовое моделирование, проведенное С.Г. Фарнетани и М.А. Ричардсом [7], продемонстрировало, что плюм, отвечающий размеру платобазальтовых провинций, имеющий радиус «головы» 400 км, перегретый на 350°C , вызывает поднятие перекрывающих толщ на 2–4 км. Такое поднятие развивается в течение десятков миллионов лет до начала вулканизма. В Сибири подобные структуры не наблюдаются. Дж.К.Заманске с соавторами [6], используя материалы российских геологов, показали, что Сибирская платформа как до начала вулканизма (тунгусское время), так и во время лавовых излияний представляла собой низкую равнину (с высотными отметками, близкими к уровню моря) и преимущественно испытывала компенсированное погружение. Отсюда вывод: не было поднятия — не могло быть и плюма. В качестве альтернативного объяснения платобазальтового магматизма Дж.К.Заманске с соавто-

рами [6] приняли модель Д.Л.Андерсона [3, 10], согласно которой платобазальты появляются при раздвиге литосферы у границ докембрийских кратонов. При этом первой начинает плавиться перисфера (пластичный обогащенный слой мантии, залегающий в подошве жесткой литосферной плиты), затем нижележащая часть верхней мантии, более бедная несовместимыми элементами.

Особенности лав умереннотитанистого типа, появившихся в Норильском районе первыми, хорошо отвечают модели их происхождения из перисферы. Во-первых, они достаточно сильно обогащены несовместимыми элементами. Во-вторых, имеются свидетельства относительно неглубокого залегания их источника в разрезе мантии. Тренд изменения составов лейкотрахибазальты → базальты → мела-пикробазальты на диаграмме La/Sm–Sm/Yb соответствует расчетному тренду, полученному [11] для плавления шпинелевого перидотита (рис. 4, А). На диаграмме Yb–Al₂O₃, построенной для пород без глиноземсодержащих минералов (плагиоклаза и нефелина) в кумулусе, линия тренда УТ лав более пологая, чем линии тренда высокотитанистых пород (рис. 5). При изменении Al₂O₃ содержание Yb практически постоянно, и это может свидетельствовать о том, что гранат не был ведущей плавящейся глиноземсодержащей фазой.

Следующими в Норильском районе развивались низкотитанистые-2 лавы, которым присущ «нелогичный» набор изотопно-геохимических характеристик. Низкое содержание несовместимых элементов в этих породах и умеренная радиогенность Sr ассоциируют с низкой радиогенностью свинца и отрицательными значениями εNd (см. рис. 3). Общая обедненность несовместимыми элементами сопровождается обогащенностью наиболее подвижными из них — Ва, К и Sr [8]. Судя по тому, что туклонские лавы обогащены SiO₂ и обеднены Ni при отсутствии обедненности Со, Си и ЭПГ (по сравнению с другими равномагнезиальными породами) [8], НТ-2 магмы богаче компонентами мантийного ортопироксена по сравнению с магмами других типов. По мнению автора, все эти особенности получают объяснение в работе П.Ч.Лайтфута и др. [13], предположивших наличие примеси субдцированного корового материала в мантийном источнике НТ-2 магм. Такое объяснение подтверждается и распространением пород: НТ-2 лавы и дайки развиты только вблизи западной и северной границ Сибирской платформы, где

возможен подвиг клина океанической литосферы под край древнего континента.

На диаграмме Yb–Al₂O₃ (см. рис. 5) составы НТ-2 лав имеют тренд, подобный умереннотитанистым лавам, что отвечает плавлению на глубине шпинелевой фации мантии.

Вслед за НТ-2 формировались однообразные низкотитанистые-1 лавы, доминирующие в Норильском районе и являющиеся единственным типом платовулканических образований во многих других частях Сибири. Именно они представляют образ «сибирского траппа».

Н.Т.Ардт с соавторами [4] предполагали, что источником расплава был мантийный плюм, который плавился на глубине ~70 км и по составу отвечал примитивной мантии. Мантийный расплав эволюционировал затем в промежуточных магматических камерах в коре, где приобретал свои окончательные геохимические черты за счет контаминации. Главным признаком коровой контаминации названные авторы считали наличие в НТ-1 лавах ярко выраженной отрицательной аномалии Nb и Та относительно примитивной мантии. Однако эта аномалия, скорее, может говорить не за, а против участия корового материала. Для коры характерна аномалия ниобия с отношением Nb/La 0,63 (при нормализации к составу примитивной мантии, по Sun and McDonough, 1989). Аномалии тантала в коровых породах нет, нормализованное отношение Та/La составляет 1,05. Согласно данным Т.Х.Грина (1995), кора характеризуется отношением Nb/Та~11–12, тогда как это отношение в мантии составляет ~17,5. Отношение Nb/Та в НТ-1 лавах Сибири равно 20,2, что даже выше, чем в примитивной мантии.

Существуют два других факта, противоречащих интерпретации НТ-1 лав как смеси материала примитивной мантии и коры. Во-первых, среднее значение εNd в НТ-1 лавах составляет 1,85, что существенно выше, чем в обоих предполагаемых конечных членах (εNd близко к нулю в примитивной мантии и имеет отрицательные значения в коре). Во-вторых, в НТ-1 лавах заметно более низкое отношение Th/U (среднее значение 2,47), чем в примитивной мантии (4,05) и коре (3,85), сравнимое только с базальтами срединно-океанических хребтов (MORB); значения Th/U составляют 2,55 в N-MORB и 3,33 в E-MORB.

В прежних работах (Fedorenko, 1994; [12]) автор сопоставлял источник НТ-1 лав с источником MORB, ссылаясь на гигантский объем и тех, и других лав, их петрохимическое сходство, низкое отношение Th/U и близость общего наклона

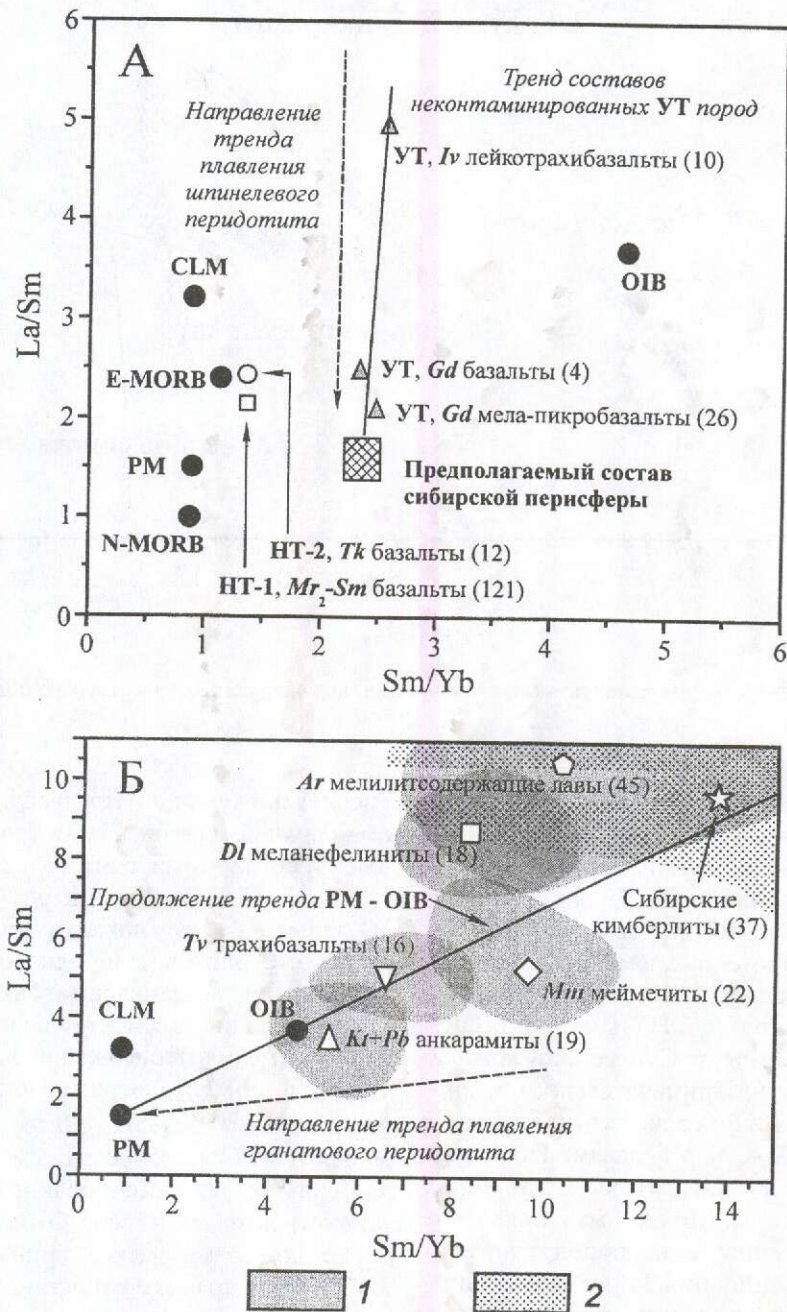


Рис. 4. Диаграммы La/Sm—Sm/Yb для средних составов неконтаминированных лав Норильского и Маймеча-Котуйского районов (А — низко- и умереннотитанистых, Б — высокотитанистых), океанических базальтов и сибирских кимберлитов:

поля составов: 1 — групп ВТ лав, 2 — сибирских кимберлитов. PM — примитивная мантия; CLM — континентальная литосферная мантия; N-MORB — нормальные базальты срединно-океанических хребтов; E-MORB — обогащенные базальты срединно-океанических хребтов; OIB — базальты океанических островов; составы PM, MORB и OIB приведены по Sun and McDonough (1989), CLM — по McDonough (1990), сибирских кимберлитов — по неопубликованным материалам И.П.Илупина и Дж.К.Заманске, остальные — по материалам автора. В скобках после названий пород — число анализов; тренды плавления шпинелевого и гранатового перидотита по [11]

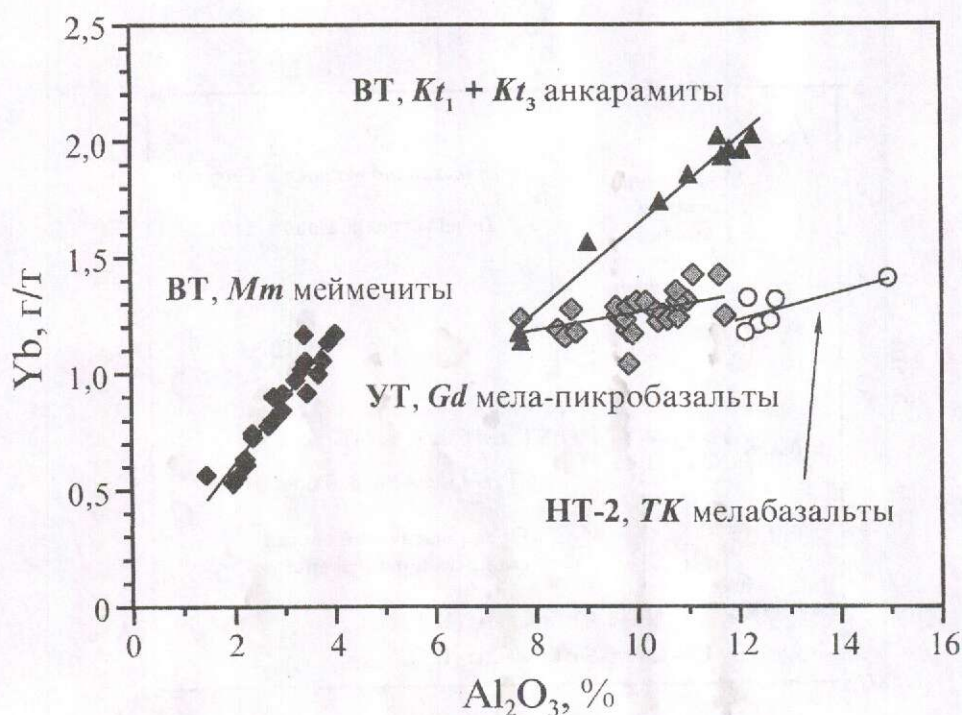


Рис. 5. Диаграмма $Yb-Al_2O_3$ для неконтаминированных лав, не содержащих кумулатного плагиоклаза

профилей несовместимых элементов НТ-1 и E-MORB пород на многокомпонентных диаграммах. Однако НТ-1 лавы имеют контрастные положительные аномалии Ba, U, Pb и отрицательную — Nb-Ta. MORB, в том числе E-MORB, таких аномалий не имеют и, наоборот, характеризуются положительными аномалиями Nb-Ta. Исходя из этого источники НТ-1 магм и MORB аналогами быть не могут. Скорее, они комплементарны друг другу. Примечательно, что аномалии Ba, Nb-Ta, U и Pb свойственны не только НТ-1, но также НТ-2 и УТ лавам. Подобные аномалии Nb, U и Pb характерны и для пород континентальной коры. Может быть, появление этой общности перечисленных пород относится ко времени дифференциации Земли на океанические и континентальные структуры.

Высокотитанистые магмы, судя по результатам изучения меймечитов [2, 5], зарождались глубоко в мантии, на глубинах не менее 230–240 км. О близкой родственности высокотитанистых (щелочно-ультраосновных) магматических образований и кимберлитов говорили многие авторы (Ю.М.Шейнманн, 1957; А.А.Кухаренко, 1962; В.С.Соболев, 1962). Вместе с тем, существует мнение об определенной близости кимберлитов и базальтов океанических островов (ОИВ): согласно модели А.Е.Рингвуда с соавторами (1992),

расплавы и тех, и других зарождались у основания верхней мантии. Наши геохимические данные [9] согласуются с этими взглядами. На диаграмме La/Sm–Sm/Yb (см. рис. 4, Б) сибирские VT лавы по составу ложатся в область от ОИВ до поля кимберлитов. Для одного из крайних членов ряда VT лав (анкарамитов) наклон профиля редкоземельных элементов аналогичен ОИВ, для другого (мелилитсодержащих лав) — кимберлитам [9, fig. 13]. На диаграмме первичных отношений $\epsilon Nd-^{87}Sr/^{86}Sr$ [9, fig. 12] все составы VT лав и многие составы сибирских кимберлитов (исключая сильно контаминированные коровым материалом) ложатся в поле ОИВ. Таким образом, изотопно-геохимические данные свидетельствуют в пользу прямого сопоставления мантийного источника сибирских высокотитанистых пород и кимберлитов с источником ОИВ. Источник ОИВ представляется единственным горизонтом верхней мантии, проходящим под океанами и континентами с сохранением своей геохимической специфики.

Сибирский платовулканизм начался практически одновременно в двух изолированных местах: на северо-западе Сибирской платформы (в Норильском районе) и вблизи Анабарского щита, в бассейне р. Котуй, где развита арыджангская свита. Обширная площадь между этими

районами (например, бассейн р. Маймеча) лавовыми излияниями не захватывалась. От начала вулканизма до мокулаевского времени там происходило только накопление туфов правобоярской свиты (см. рис. 1), осаждавшихся преимущественно в озерах или морских лагунах. Состав лав сильно различался в двух пунктах, где начинался вулканизм.

В Норильском районе первыми изливались УТ лавы, за которыми следовали НТ-2 и затем НТ-1 лавы, что согласуется с последовательностью магнообразования, предусмотренной моделью [3, 10]. При расколе и раздвиге литосферной плиты вблизи Норильского района первой плавилась перисфера (производя УТ магмы), затем подвинутый блок океанической плиты (НТ-2 магмы) и далее нижележащая часть верхней мантии (НТ-1 магмы). Зона раздвига заложилась, вероятно, вблизи западной границы Сибирской платформы (в ее северной части) и проходила от Норильского района к Западному Таймыру. Наиболее ранние лавы Западного Таймыра также имеют позднепермский возраст, являются субщелочными (А.П.Салманов, 1987) и, судя по их петрохимической характеристике, принадлежат к УТ типу.

Лавы арыджангской свиты, с которых началась вулканическая деятельность в бассейне р. Котуй, представляли собой мелилитовые меланефелиниты, имеющие большое геохимическое подобие с кимберлитами. Прианабарская область, где появились эти породы, длительное время была специализирована на кимберлитовый магматизм — до и после траппового вулканизма, по крайней мере, в период от 485 до 150 млн. лет назад. Можно предположить, что растяжение и растрескивание литосферы, свойственное трапповой обстановке, привело к снятию стресса в горизонтах мантии, где зарождались кимберлитовые выплавки. Декомпрессия способствовала образованию значительного объема расплава, его отделению от рестита и излиянию в виде лав. Возникает вопрос, каким образом раздвиг литосферы на северо-западе Сибирской платформы мог вызвать растяжение в ее Прианабарской части — за многие сотни километров от места раздвига? Решение этой проблемы может быть найдено в палеотектонических построениях А.М.Сегнора с соавторами [14], показавшего, что сибирский платовулканизм возник в связи со сменой правосторонних сдвиговых движений на левосторонние на границе «Балтийского и Ангарского кратонов» в конце позднего палеозоя. Такая кардинальная струк-

турная перестройка, по-видимому, и привела к возникновению растяжения далеко от границ кратонов.

Маймеча-Котуйский район высокотитанистых (щелочно-ультраосновных) пород расположен в месте, где короткоживущий трапповый магматизм наложен на область длительного кимберлитового магматизма. Арыджангские мелилитосодержащие лавы, появившиеся в этом районе первыми, геохимически наиболее сходны с кимберлитами. Автор и др. [9] считают, что степень плавления возрастает, а влияние летучих снижается при образовании ВТ расплавов в следующем порядке: мелилитовые меланефелиниты → меланефелиниты → меймечиты → трахибазальты → анкармиты (см. рис. 4, Б). Если рассматривать Маймеча-Котуйский район в целом, то возрастная последовательность групп ВТ пород не подчиняется какой-либо явной закономерности. Интенсивный трахибазальтовый магматизм проявлялся в районе дважды — в тыванкитское и послемаймечинское время. Однако имеется некоторая закономерность в пространственном распространении групп высокотитанистых пород. Породы, показывающие наибольшее сходство с кимберлитами (мелилитовые лавы), развиты ближе всего к Анабарскому щиту, а породы наименьшего сходства (анкармиты) — далее всего от щита и ближе к центру активности нормальных траппов (низкотитанистых базальтов), в том числе в Норильском районе.

Автор полагает, что появление щелочно-ультраосновных лав отражало наступление, «трансгрессию», трапповой обстановки в область кимберлитового магматизма. После завершения трапповой активности в Прианабарской области еще долгое время существовал режим свойственного ей кимберлитового магматизма. Представляется, что послелавовые многофазные щелочно-ультраосновные интрузии Маймеча-Котуйского района (например Гулинский массив) образовались при «регрессии» трапповых условий.

С конца правобоярского до конца тыванкитского времени ВТ и НТ-1 лавы пять раз сменяли друг друга в разрезе Маймеча-Котуйского района, но случаев смешения магм не наблюдается [9]. Представленные в районе ВТ и НТ-1 дайки тесно соседствуют в одних и тех же дайковых полях (А.Г.Жабин, Н.П.Сурина, 1970; [9]). Это свидетельствует о том, что низкотитанистые лавы, изливаясь где-то к западу от Маймеча-Котуйского района, не могли достигать этого района путем течения по поверхности. Н.Т.Ардт с со-

авторами [5] предположили, что низкотитанистая магма могла продвигаться по системе радиальных даек на сотни километров (по аналогии с магматической провинцией Маккензи в Северной Канаде). Геологического подтверждения эта идея в Сибири не получила. Но даже если идея верна, она не позволяет объяснить отсутствие смешения магм при частом чередовании лав ВТ и НТ типов.

Огромные объемы как ВТ, так и НТ-1 лав в Маймеча-Котуйском районе, скорее всего, указывают на то, что области выплавления и тех, и других располагались непосредственно под площадью излияний. Их магматические очаги дренировались по тем же ослабленным зонам, к которым приурочены дайковые поля. Отсутствие смешения магм, возможно, связано с кратковременностью эпизодов дренажа магматических резервуаров. Эти эпизоды были, по-видимому, несравненно короче периодов плавления и концентрирования расплава в мантии. Представляется, что магма НТ-1 типа во время эпизодов дренажа истекла из источника практически полностью и оставляла его достаточно сухим. Это позволяло более глубокой ВТ магме пересекать его без контаминации. Отсюда следует, что НТ-1 магма, несмотря на ее достаточное однообразие, выплавлялась не одновременно, а в процессе нескольких отдельных эпизодов плавления.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Масайтис В.Л.* Пермский и триасовый вулканизм Сибири: проблемы динамических реконструкций // Зап. ВМО. 1983. Ч. СХII. Вып. 4. С. 412–425.
2. *Соболев А.В., Каменецкий В.С., Кононкова Н.Н.* Новые данные по петрологии сибирских меймечитов // Геохимия. 1991. № 8. С. 1084–1095.
3. *Anderson D.L.* The sub-lithospheric mantle as the source of continental flood basalts; the case against the continental lithosphere and plume head reservoirs // Earth Planet. Sci. Lett. 1994. Vol. 123. P. 269–280.
4. *Arndt N.T., Czamanske G.K., Wooden J.L., Fedorenko V.A.* Mantle and crustal contributions to continental flood volcanism // Tectonophysics. 1993. Vol. 223. P. 39–52.
5. *Arndt N., Chauvel C., Czamanske G., Fedorenko V.* Petrogenesis of the Maymecha volcanics, Siberian flood volcanic province // Contrib. Mineral. Petrol. 1998. Vol. 133. P. 297–313.
6. *Czamanske G.K., Gurevitch A.B., Fedorenko V., Simonov O.* Demise of the Siberian plume: paleogeographic and paleotectonic reconstruction from the prevolcanic and volcanic record, North-Central Siberia // Int. Geol. Rev. 1998. Vol. 40. P. 95–115.
7. *Farnetani C.G., Richards M.A.* Numerical investigations of the mantle plume initiation model for flood basalt events // J. Geophys. Res. 1994. Vol. 99 (B7). P. 13813–13833.
8. *Fedorenko V.A., Czamanske G.K.* Results of new field and geochemical studies of the volcanic and intrusive rocks of the Maymecha-Kotuy area, Siberian flood-basalt province, Russia // Int. Geol. Rev. 1997. Vol. 39. P. 479–531.
9. *Field* and geochemical studies of the melilite-bearing Arydzhangsky Suite, and an overall perspective on the Siberian alkaline-ultramafic flood-volcanic rocks / V.Fedorenko, G.Czamanske, T.Zen'ko et al. // Int. Geol. Rev. 2000. Vol. 42. P. 769–804.
10. *King R.W., Anderson D. L.* An alternative mechanism of flood basalt formation // Earth Planet. Sci. Lett. 1995. Vol. 136. P. 269–279.
11. *Lassiter J.C., DePaolo D.J.* Plume/Lithosphere interaction in the generation of continental and oceanic flood basalts: chemical and isotopic constraints // Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic, and Planetary Flood Volcanism. Geophysical Monograph. 1997. Vol. 10. P. 273–295.
12. *Petrogenesis* of the flood-basalt sequence at Noril'sk, North Central Siberia / V.A.Fedorenko, P.C.Lightfoot, A.J.Naldrett et al. // Int. Geol. Rev. 1996. Vol. 38. P. 99–135.
13. *Remobilization* of the continental lithosphere by mantle plumes: major-, trace-element, and Sr-, Nd-, and Pb-isotope evidence from picritic and tholeiitic lavas of the Noril'sk District, Siberian Trap, Russia / P.C.Lightfoot, C.J.Hawkeswort, J.Hergt et al. // Contrib. Mineral. Petrol. 1993. Vol. 114. P. 171–188.
14. *Segnor A.M.C., Natal'in B.A., Burtman V.S.* Evolution of the Altaid tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia // Nature. 1993. Vol. 364. P. 299–307.
15. *U-Pb zircon and baddeleyite and U-Th-Pb perovskite ages* for siberian flood volcanism, Maymecha-Kotuy area, Siberia / S.L.Kamo, G.K.Czamanske, Yu.V.Amelin et al. // Journal of Conference Abstracts. 2000. Vol. 5 (2). P. 569.

АППАРАТУРНО-ТЕХНИЧЕСКИЕ СРЕДСТВА И ТЕХНОЛОГИИ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ



УДК 550.837:553.81

© В.Ю.Абрамов, В.И.Пятницкий, 2003

ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ НЕКОНСОЛИДИРОВАННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

В.Ю.Абрамов, В.И.Пятницкий (ЦНИГРИ МПР России)

Неконсолидированные покровные отложения, слагающие самые верхние части геологической среды и почти повсеместно распространенные на суше и под водой, представляют несомненный интерес для различных областей экономики — геологоразведки, строительства надземных и подземных сооружений различного назначения, сельского хозяйства, экологии, археологии. Их характеристики, в том числе и рассмотренные геоэлектрические особенности, могут быть востребованы для решения широкого круга научных и производственных задач.

Покровные неконсолидированные отложения возникают в результате выветривания горных пород, а также за счет перемещения рыхлого материала. В подавляющем большинстве случаев геологический разрез этих отложений (первые десятки — сотни метров) представлен рыхлыми горизонтально-слоистыми фациально изменчивыми породами с включениями разнообразных локальных неоднородностей и осложненными разрывными нарушениями.

Объекты недр- и природопользования, располагающиеся в таких разрезах, отвечают следующим обобщенным геологическим моделям (рис. 1):

переслаивающихся, горизонтально-слоистых, фациально-однородных терригенно-осадочных пород (модель А);

переслаивающихся, горизонтально-слоистых, фациально-однородных терригенно-осадочных пород с изменениями фациальных обстановок внутри пласта (модель Б);

переслаивающихся, горизонтально-слоистых, фациально-однородных терригенно-осадочных пород с изменениями фациальных обстановок и наличием аномальных (куполовидных, шарообразных, аморфных и т.п.) образований внутри одного из пластов (модель В).

Модель А характерна для разреза отложений, содержащих грунтовые воды, центральных частей россыпей, месторождений песчано-гравий-

ных смесей (в том числе золотосодержащих, типа Вяземского в Смоленской области); модель Б — для краевых частей россыпей, месторождений инфльтрационного генезиса с рудными телами на литогеохимических барьерах; модель В — для месторождений типа кор выветривания с реликтами коренных источников (жилы, жильные зоны и т.п.), секущих нижележащие отложения.

Наиболее простой моделью неконсолидированных рудоносных отложений можно считать разрез переслаивающихся, горизонтально-слоистых, фациально-однородных терригенно-осадочных пород. На микроуровне горные породы представляют собой сложные, часто нестабильные агрегаты из физически, химически, гранулометрически разнородных компонентов, в той или иной мере связанных между собой силами молекулярного взаимодействия.

В типовом геоэлектрическом разрезе можно выделить три вида слоев: полностью утратившие структуру исходных пород эллювиальные образования, аллювий или болотные отложения и т.п.; коры выветривания, сохраняющие в основном структуры исходных пород; свежие породы, не претерпевшие заметных изменений при выветривании.

Так как процессы выветривания постепенно затухают с глубиной, электрические свойства пород при переходе от одного слоя к другому обычно изменяются постепенно, а не скачкооб-

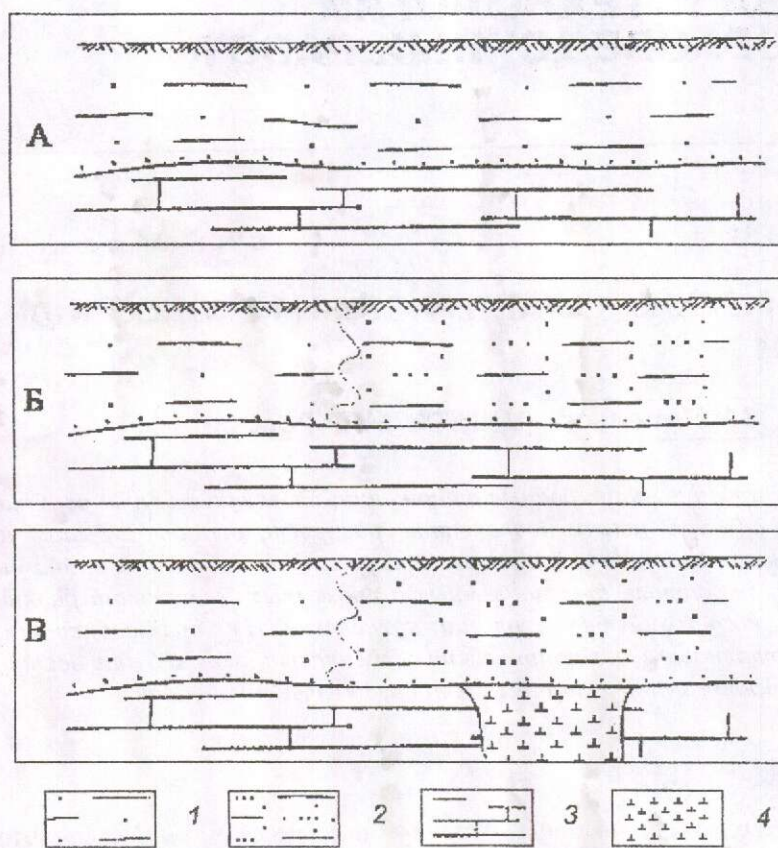


Рис. 1. Обучающие физико-геологические модели:

A — переслаивающиеся однородные осадочные породы; *B* — переслаивающиеся осадочные породы с изменением фациальной обстановки; *V* — то же, с аномальными образованиями; 1 — $\rho_1=50$ Ом·м, $\epsilon_1=9$ ед., $\chi_1=20$ ед. СГС; 2 — $\rho_2=100$ Ом·м, $\epsilon_2=7$ ед., $\chi_2=10$ ед. СГС; 3 — $\rho_3=200$ Ом·м, $\epsilon_3=15$ ед., $\chi_3=50$ ед. СГС; 4 — $\rho_4=20$ Ом·м, $\epsilon_4=20$ ед., $\chi_4=200$ ед. СГС

разно. Между слоями существуют электрические переходные зоны, часто не учитываемые при интерпретации электроразведочных данных в упрощенных геоэлектрических моделях [3].

При геоэлектрическом картировании пород, поисках воды, месторождений различных полезных ископаемых, а также в геоинженерных и археологических изысканиях методами картировочной электроразведки наиболее часто за основу обобщенной геологической модели принимается сравнительно легко интерпретируемая двухъярусная структура покровных отложений. Большинство осадочных, литологически многослойных разрезов могут быть целиком или путем последовательного перебора сведены к двухъярусной модели, содержащей покровные неконсолидированные отложения (верхний ярус) и подстилающие породы, или основание (нижний ярус), в большинстве случаев относящиеся к консолидированным.

Анализ большого числа данных электроразведки ВЭЗ по покровным отложениям (табл. 1) показывает, что модальные значения удельного электрического сопротивления верхнего слоя песчано-глинистых отложений колеблются от 10–15 до 50–100 Ом·м. Это связано с различной степенью их обводнения, особенно минерализованными водами. В покровных отложениях кор выветривания модальные значения составляют, как правило, 100–300 Ом·м, но в зависимости от степени разрушения пород их удельное электрическое сопротивление варьирует от 20–30 до 1000–3000 Ом·м.

Таким образом, удельное электрическое сопротивление первого слоя покровных отложений, представленных песчано-глинистым элювием, составляет обычно $n \cdot 10$ Ом·м, а второго, соответствующего коре выветривания, — $n \cdot 100$ Ом·м. Удельное электросопротивление не затронутых выветриванием пород — первые тысячи ом-

1. Удельное электросопротивление и относительная диэлектрическая проницаемость песчано-глинистых пород

Породы	ρ, Ом·м		ε, ед.	
	Слабо обводненные	Сильно обводненные	Слабо обводненные	Сильно обводненные
Песок	1000–100 000	30–200	2–5	10–30
Супесь	700–100 000	20–200	6–10	15–30
Легкие суглинки	500–50 000	15–150	8–15	20–35
Глины	100–10 000	2–50	10–20	15–40
Доломиты	800–25 000	200–4000	8–15	15–40
Известняки	400–40 000	–	10–17	20–40
Вода	0,0001–1 000 000		80	

метров. Повышение удельного электрического сопротивления пород коры выветривания по сравнению с гидротермально измененными объясняется повышенным содержанием в корах устойчивого к выветриванию кварца.

Мощность песчано-глинистого эллювия в рудных районах Южного Урала обычно не превышает 10 м (70% случаев), иногда до 15–20 м (20% случаев) и лишь в отдельных случаях более 20 м. Мощность коры выветривания 10–30 м, но иногда увеличивается до 50 и даже 100 м.

Электроанизотропия неконсолидированных покровных отложений, особенно обводненных, невелика из-за хаотичности распределения электропроводящих каналов [4]. Ее значения в верхних частях отложений и коренных породах почти не отличаются. Иногда в слабоанизотропных породах коры выветривания коэффициент анизотропии даже возрастает, по-видимому, из-за проработки микротрещин. Более того, в нижней части слоя аллювиальных глин часто наблюдается заметная остаточная анизотропия, обусловленная наличием дресвы исходных пород. При этом обломки рассланцованных пород имеют пластинчатую форму и ориентированы параллельно первоначальной сланцеватой текстуре, что и приводит к увеличению значений электроанизотропии в таких частях коры выветривания.

Таким образом, нижняя граница анизотропных и неанизотропных слоев может располагаться в нижней части горизонта песчано-глинистых отложений, т.е. на кровле коры выветривания.

Поляризуемость рыхлых песчано-глинистых отложений обычно не превышает 1%, верхней части коры выветривания — 1–2% [2], так как зерна рудных минералов, определяющие это свойство, окислены в результате выветривания. В нижней части коры значения поляризуемости сопоставимы с таковыми для неизмененных пород.

Анализируя особенности геоэлектрических характеристик неконсолидированных покровных отложений и возможности их использования в электромагнитных технологиях, можно констатировать следующее:

наибольший интерес представляют толщи рыхлых пород коры выветривания, карстовые образования, с которыми связаны россыпные месторождения полезных ископаемых, пресные и реже минерализованные воды, некоторые виды строительных материалов;

верхняя часть неконсолидированных покровных отложений, так называемая экзотехносфера, актуальна с инженерных позиций при строительстве различных надземных и подземных сооружений для изучения устойчивости пород к нагрузкам, их водопроницаемости и других инженерных параметров, а также при археологических и экологических изысканиях.

Определение связей электрических параметров с физико-механическими и водными свойствами грунтов необходимо при получении различного вида геоинженерной информации. Эти связи устанавливаются на основе опытных параметрических корреляционных зависимостей электрических параметров изучаемых грунтов с их физико-механическими и водными свойствами [1]. Корреляционные параметры определяются при обязательном проведении опытных работ на эталонных участках.

Для покровных песчано-глинистых пород с величиной общей минерализации M литологическая характеристика рыхлых песчано-глинистых и валунно-галечных отложений сводится к определению номеров градаций пород L от тяжелых глин ($L=1$) до валунов ($L=14$), что показано на рис. 2.

Количественной характеристикой песчано-глинистых пород является глинистость G или число пластичности $П$. Глинистость G определяется процентным содержанием частиц породы

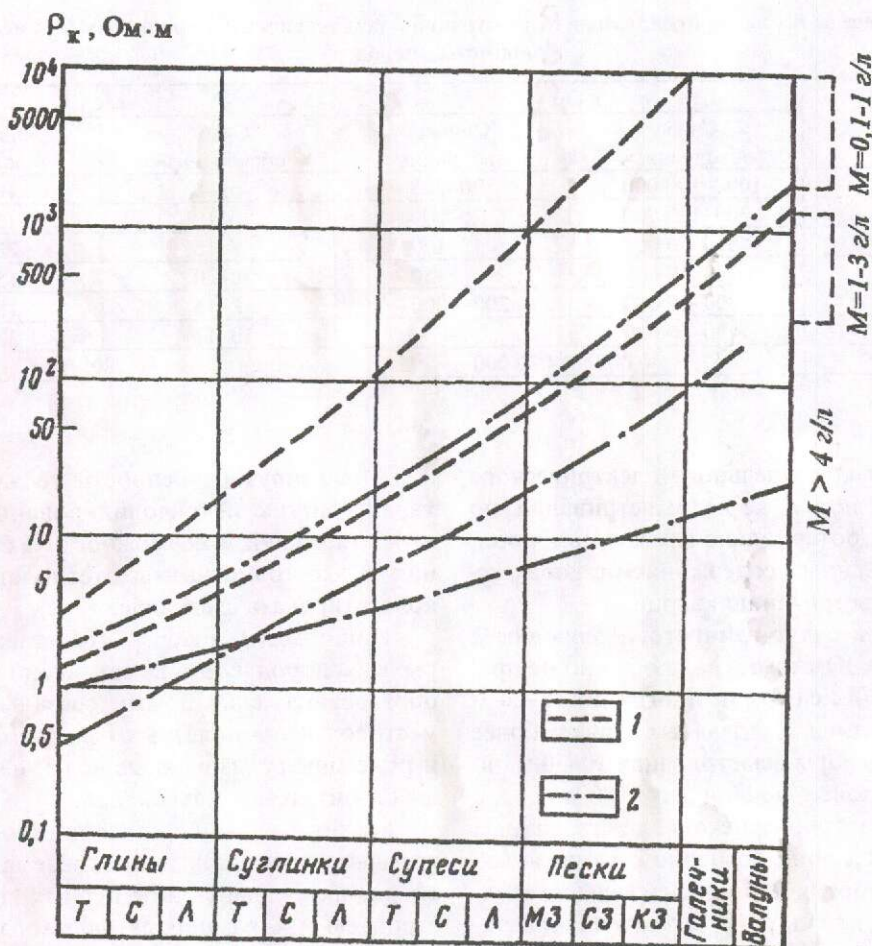


Рис. 2. Зависимость удельного электрического сопротивления рыхлых осадочных пород от минерализации подземных вод:

1 — породы с естественной влажностью; 2 — водоносные или водонасыщенные

диаметром менее 0,01 мм, а число пластичности P — способностью глинистых пород деформироваться при обводнении, что весьма важно, в частности, для оценки оползневой опасности.

Коэффициент общей пористости $K_{п}$, равный отношению объема пор $V_{п}$ к объему породы V — ($K_{п} = V_{п}/V$), несет полезную информацию о состоянии устойчивости обводненных грунтов.

Коэффициент водоотдачи $K_{в}$, равный отношению объема свободной воды в породе $V_{своб}$ к общему объему породы ($K_{в} = V_{своб}/V$), характеризует способность породы вмещать определенные количества находящейся в ней воды и также указывает на устойчивость грунтов.

С помощью коэффициента фильтрации $K_{ф}$ породы можно определить скорость прохождения через нее подземных вод. Этот коэффициент

опосредованно указывает на возможность коагуляции (цементации) рыхлых пород.

Связь удельного электрического сопротивления ρ и минерализации M насыщающих грунты вод (см. рис. 2) имеет важное значение для экологической оценки состояния загрязненности, в том числе засоленности почв.

В табл. 2 приводятся указанные выше инженерно-геологические параметры для некоторых литологических разновидностей пород верхней части геологического разреза (пород экзотехносферы) [1]. Все они могут использоваться и используются при интерпретации результатов электромагнитных и радиоволновых технологий в инженерных и геоинженерных изысканиях.

Приближенно удельное электрическое сопротивление глин, суглинков, супесей и песков,

2. Приближенные количественные связи некоторых инженерно-геологических и гидрогеологических параметров пород

Пара- метры	Глина			Суглинок			Супесь			Песок			Галечники	Валуны	
	Т	С	Л	Т	С	Л	Т	С	Л	МЗ	СЗ	КЗ			
<i>L</i>	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	
<i>d_{ср}</i> , мм	$n \cdot 10^{-5}$	$n \cdot 10^{-4}$	10^{-3}	$(2-5) \cdot 10^{-3}$	$(5-9) \cdot 10^{-3}$	$(1-2) \cdot 10^{-2}$	$(2-5) \cdot 10^{-2}$	$0,005-0,1$	0,1-0,2	0,2-0,5	0,5-1	1-2	3-10	20-80	
<i>G</i> , %	≥ 65	≥ 50	≥ 40	≥ 30	≥ 20	≥ 15	15-20	12-15	10-12	10	5	0	0	0	
<i>П</i>	25	20	17	17-13	13-10	10-7	7	4	1	0	0	0	0	0	
<i>K_п</i> , %	60	40	20	55	45	25	50	40	30	50	40	30	30	30	
<i>K_μ</i> , %	5			10			20			30			40		
<i>K_ф</i> , м/сут	0,001			0,01			0,1			10			100		

Примечание. Т, С, Л — тяжелые, средние, легкие породы; МЗ, СЗ, КЗ — мелко-, средне-, крупнозернистые пески.

насыщенных пресными водами с минерализацией $M < 1-2$, можно оценить как $\rho \approx 8,4/G \cdot K_{п} \cdot K_{μ} \cdot M$.

Литологическая характеристика (градации *L*) песчано-глинистых пород определяется корреляционным уравнением $L = A_l + B_l \lg \rho$, где A_l и B_l — коэффициенты корреляционной связи, определенные по параметрическим наблюдениям.

Глинистость *G* определяется корреляционным уравнением $\lg G = A_g + B_g \lg \rho$ с соответствующими корреляционными коэффициентами.

Коэффициент общей пористости $K_{п}$, приблизительно определяется через электрический параметр пористости $P_{п} = \rho / \rho_v$ (ρ — сопротивление породы, ρ_v — сопротивление насыщающей ее воды): $P_{п} = (3 - K_{п}) / 2K_{п}$.

Другие приведенные в таблице характеристики песчано-глинистых пород также могут быть получены из их корреляционных связей с сопротивлением изучаемой среды.

Неглубинные электромагнитные и радиоволновые технологии зондирования (низкочастотный георадар, частотные электромагнитные зондирования, методы вызванной поляризации, неглубинная сейсморазведка, метод естественного поля ЕП и т.п.) позволяют определять мощности неконсолидированных пород и отдельных частей разреза, морфологию коренных пород, а также в ряде случаев литолого-фациальные различия покровных отложений, их структурные особенности (зоны разуплотнения, трещиноватости, суффозиозно-карстовые участки, пльвуны и т.п.).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ляховицкий Ф.М., Хмелевской В.Н., Яценко З.Г. Инженерная геофизика. — М.: Недра, 1989.
2. Справочник. Горные породы и полезные ископаемые. Кн. 1 / Под. ред. Н.Б.Дортман. — М.: Недра, 1992.
3. Тезисы докладов научно-технической конференции «Георадар-2002». — М.: Изд-во МГУ, 2002.
4. Шейнман С.М. Элементы теории электроразведки анизотропных сред / Тр. ВСЕГЕИ. Сер. геофизика. 1941. № 9-10. С. 105-144.

УДК 546.59/.92 (620.002.68)

© Ю.И.Бакулин, А.А.Черепанов, 2003

ЗОЛОТО И ПЛАТИНА В ЗОЛОШЛАКОВЫХ ОТХОДАХ ТЭЦ Г. ХАБАРОВСКА

Ю.И.Бакулин, А.А.Черепанов (ДВИМС МПР России)

Приведены данные по изучению золота и платины в золошлаковых отходах ТЭЦ г. Хабаровска, методика исследований и особенности определения содержания золота в золе и углях. Выявленное золото представляет промышленный интерес, но требует разработки особой технологии.

В г. Хабаровске ежегодно сжигается на ТЭЦ до 4–5 млн. т угля и складывается около 600 тыс. т золошлаковых отходов (ЗШО). Отвалы золы находятся в черте города и его пригородах и являются постоянным источником загрязнения окружающей среды. Местной промышленностью используется до 30–50 тыс. т золы и шлаков в год, более широкое их применение затруднено интенсивным пыле- грязе- и газообразованием. В то же время ЗШО могут служить источником ряда металлов и элементов [16, 19]. Сжигаемые угли являются хорошими сорбентами, энергично поглощают значительное количество редких, редкоземельных и благородных металлов, большая часть которых в процессе сжигания переходит в золу или оседает в системе газоочистки.

К настоящему времени накоплен определенный статистический материал по содержанию ряда ценных компонентов в углях и золах [16, 18–21], однако целенаправленного изучения этих продуктов на золото, и тем более платиноиды, до сих пор не проводилось, особенно на Дальнем Востоке. По литературным данным [4, 6, 7, 16, 18–21] в 1912 г. в штатах Вайоминг и Южная Дакота (США) при разработке угольных месторождений добывали золото при его среднем содержании в угле 2,8 г/т (в золе — до 17 г/т). Повышенные содержания золота отмечены в лигнитах Японии, углях тонких пластов Новой Зеландии, в отдельных месторождениях Южной Африки и др. В.В.Середин [10–13] отмечает повышенные содержания Ge, W, Au, Ag, платиновых и редкоземельных элементов в каменных и бурых углях месторождений Сибири и Дальнего Востока. С.Б.Леонов с соавторами [6] приводят данные о содержании Au в пределах 0,1–0,6 г/т в золах Рефтинской ГРЭС (Свердловская область), которое, по их мнению, экономически выгодно извлекать.

В Хабаровске лабораторной службой ТЭЦ-1 время от времени, по мере надобности, в ДВИМС направлялись пробы золы на определение содержания шлакообразующих компонентов. Пробы отбирались лаборантами с участка разгрузки печей. Технологическо-аналитическая группа ДВИМС (Д.С.Костылев, Н.Г.Ятлукова) проанализировала отдельные пробы на содержание золота и платины. В четырех пробах золы и одной пробе угля с ТЭЦ-1 и одной пробе золы с ТЭЦ-3 было выявлено золото. Содержание Au определялось атомно-абсорбционным методом. Массовое содержание Au в золе ТЭЦ-1 колебалось от 0,2 до 24,5 г/т. Просмотр золы под биноклем не позволил выявить свободных зерен. Обработка золы с целью укрупнения частиц золота по методике, разработанной в ДВИМС [5], и последующее гравитационное обогащение дали возможность получить концентрат, в котором визуально были зафиксированы золотины и оловянно-белые химически инертные зерна. Атомно-абсорбционным анализом в концентрате установлено содержание Au около 1,4 кг/т, что в пересчете на исходный материал составило около 24,5 г/т. Среди белых зерен металла с помощью микрондового анализа, выполненного в Институте вулканологии (г. Петропавловск-Камчатский), выявлены минералы платиновой группы (МПГ). Проведенное контрольное опробование зол и сжигаемого на ТЭЦ г. Хабаровска угля подтвердило наличие золота, хотя и в значительно меньших количествах. Это и послужило причиной изучения золотоносности и платиноносности ЗШО ТЭЦ г. Хабаровска.

Геологическое изучение золоотвалов заключалось в опробовании золоотвалов и сжигаемых углей ТЭЦ с анализом технологии сжигания углей и утилизации золы, опробования золы в системах транспортировки от печей (котлов) до золоотвалов. Опробование самих золоотвалов осу-

ществлялось путем проходки в доступных местах по редкой сети закопаш и шурфов с отбором в них проб бороздовым или валовым способом.

Групповые пробы, которые составлялись из остатков рядовых проб, разделялись на три части (навески). Одна часть подвергалась спектральному, атомно-абсорбционному и силикатному анализам, другая использовалась как малая технологическая проба с определением в ней полезных компонентов с помощью лабораторно-технологических исследований, третья про-

зультатов анализа проб (табл. 1). Пробирный анализ подтвердил занижение содержания золота в ЗШО и концентратах.

После проведения опытных работ и анализа результатов установлена причина занижения содержания золота в ЗШО. На результаты влияли степень измельчения (истирания) материала пробы, наличие в составе ЗШО сложных металлорганических соединений, углерода в составе несгоревшего угля и продуктов его метаморфизма при сжигании (кокс, полукокс, графит), воз-

1. Усредненное содержание Au в золоотвалах ТЭЦ, г/т

Золоотвал	По результатам анализа проб					
	рядовых			групповых и технологических		
	От	До	Среднее	От	До	Среднее
ТЭЦ-1К	Сл.	1,3	0,095	0,32	1,84	0,92
ТЭЦ-1А	«	0,3	0,06	0,25	2,99	1,15
ТЭЦ-1И	«	1,0	0,13	0,13	5,54	1,1
ТЭЦ-3	«	1,2	0,118	0,2	1,4	0,56
Бир.ТЭЦ	0,13	0,65	0,118	1,0	2,13	1,88

мывалась на лотке или перерабатывалась на лабораторном концентраторе. Тяжелая фракция ее подвергалась минералогическому анализу. Последний использовался для изучения состава ЗШО и получаемых концентратов, определения выхода драгметаллов и других продуктов обогащения. Диагностика МПГ, самородных минералов и сплавов осуществлялась с помощью микронзондового анализа в Институте вулканологии (г. Петропавловск-Камчатский). Отдельные пробы анализировались на МПГ в г. Новосибирске в ОИГГМ (аналитик Н.Толстых). Для контроля определения содержания драгметаллов групповые пробы, часть рядовых проб и продуктов технологического передела подвергались пробирному анализу на золото.

Аналитическое определение золота в золах в начальный период проводилось по стандартным методикам [2, 3], которые показывали хорошую сходимость при анализе золотоносных руд. Но по результатам контроля другими методами отмечалось занижение его содержания. Так, золото было установлено практически во всех пробах ЗШО. Количество его в рядовых пробах колебалось от следов до 12–15 г/т при преобладающей частоте 0,2 г/т. В то же время, данные подсчета баланса вещества при гранулометрических, минералогических и технологических исследованиях групповых и технологических проб показывали более высокие содержания Au в ЗШО, отличающиеся почти на порядок от ре-

можное затирание золотин при истирании, а главное — повышенная сорбционная емкость золота самой золой и содержащимся в ней углеродом. Для устранения последнего была разработана новая методика анализа, позволившая свести к минимуму влияние вышеуказанных факторов. Контрольное определение по методике НСАМ [2, 3] и нашей показало разницу в рядовых пробах почти на порядок.

Способность ископаемых углей и гуминовых веществ почвы накапливать золото в количествах, превышающих кларковые, известно давно (И.В.Китаев, М.А.Михайлов, 1979). Эксперименты выявили очень большую сорбционную емкость углеродистого вещества осадочных и осадочно-метаморфических пород по отношению к золоту. Осаждение золота на уголь используется в химико-аналитической практике. Кроме того, золото способно к образованию очень прочных гуматных комплексов [1, 15, 17, 20]. Также известно, что как во вмещающих породах, так и в самих углях присутствует кластогенное золото, привнесенное потоками воды в бывшие торфяники. Все это обусловило возможное разнообразие форм нахождения золота в углях: россыпное, сорбированное и в виде металлорганических соединений. При сжигании часть сорбированного и связанного с гуматами золота переходит в свободное, но размеры его частиц, вероятно, остаются малыми и очень малыми, другая часть остается в связанной форме. Это и обусловило рас-

хождение между анализами рядовых проб и результатами определения баланса золота в групповых и технологических пробах.

По данным минералогического анализа в ЗШО золото в основной своей массе тонкое и пылевидное, представлено зернами, реже комковидными агрегатами крупностью 5–40 мкм, реже более. Максимальные размеры золотин 0,5×1 мм встречены в единичных пробах в сростках с кварцем. В свежих золах количество относительно крупного извлекаемого золота наименьшее, а в старых, осушенных золоотвалах, — большее, поскольку со временем золотины укрупняются. В старых золоотвалах золотины более чистые, а в новых и особенно в свежей золе несут следы оплавления, покрыты различными налетами, находятся часто в сростках и сплавах с другими минералами и частицами золы. Вскрывается золото преимущественно в классе –0,071 мм, в виде единичных и редких знаков иногда и в более крупных классах.

Формы золотин неправильные, причудливые, дендритовидные, пластинчатые с округлыми и неровными очертаниями, скорлуповатые, комковатые. Наблюдаются «проволочки», «крючки», «шарики», каплевидные и округло-таблитчатые зерна. В более крупной фракции отмечаются кристаллы золота — октаэдр в сочетании с кубом со сглаженными гранями. Часть зерен оплавлена, часты сростки с кварцем и сплавы золота с медью. Встречаются корочки тонкозернистого золота на пластинках и проволочках меди и железа. Отдельные зерна покрыты тонкими бурыми и черными налетами (рис. 1–3). Наиболее характерны оплавленные формы золота и покрытие их налетами для свежих зол. Тонкие и пылевидные фракции золота имеют дендритовидную, лепешковидную формы, часты пластинки с неровными очертаниями и неправильные зерна, многие из которых несут следы оплавления и покрыты тонкими налетами гидроксидов железа. Золото золотисто-желтое с зеленоватым оттенком, в пылевидных выделениях оно приобретает латунно-черную окраску.

Большая часть золота связана со шлаковой составляющей. Среднее содержание Au в пробах шлака, отобранных непосредственно на ТЭЦ, 1,93 г/т (18 проб), в том числе на ТЭЦ-1 — 0,345 г/т, ТЭЦ-3 — 3,96 г/т. В отдельных образцах шлака содержание Au достигает 15 г/т. Содержание Au в золе уноса 0,152 г/т (12 проб), в том числе зола уноса ТЭЦ-1 — 0,08 г/т, зола с электрофильтров ТЭЦ-3 — 0,25 г/т. Это совпадает с данными

С.Б.Леонова и др. [6] для золы Рефтинской ГРЭС, указывающими, что основное золото (85%) связано со шлаком, выход которого составляет 20–25%, а золы 75–80%. В то же время при гидравлической транспортировке ЗШО происходит перераспределение золота за счет сорбции его золы составляющей.

Кроме свободного, видимого, золото отмечается в сплавах с другими металлами, чаще с медью или в шаровидных обособлениях стекла.

На ТЭЦ г. Хабаровска поступают угли с различных месторождений Дальнего Востока, Сибири, Якутии, Монголии, Китая. Опробование сжигаемых углей нами проведено частично. Пробы угля в лабораторных условиях сжигались и в их золе определялось содержание золота (табл. 2).

Как видно из таблицы, зола практически всех углей в том или ином количестве содержит золото. При пересчете на уголь его количество следует уменьшить на порядок. Судить по этим данным о средних содержаниях по месторождениям трудно, но там, где сжигались райчихинский, азейский, харанорский угли, в ЗШО повышены содержания Au, а где сжигались угли месторождений Нерюнгри, Ургала — понижены.

Кроме того, изучена зола бурых углей Хурмулинского месторождения. ОАО «Дальгео» представило 24 пробы золы бурых углей, одну пробу с обильным количеством сульфидов и 30 кг золы для технологических исследований. Пробы были подвергнуты атомно-абсорбционному анализу на Au, спектральному и минералогическому анализу и технологическим исследованиям.

По данным спектрального анализа в золе углей, кроме породообразующих элементов, в виде примесей присутствуют Cr, Ni, Co, V, Pb, Zn, Sn, Ga, Be, Zr, Y — (0,001–0,01)-и и спорадически в незначительном количестве Mo, W, Nb, Yb, La, Sc, Li. Пробы отдельных пластов и самая мелкая фракция угля оказались наиболее минерализованными.

Содержание Au по пробам колебалось от <0,1 до 7,25 г/т, составляя в среднем 0,78 г/т. Золото по данным анализов преобладало больше в чистых разностях углей, менее — в минерализованных. По качественному анализу отмечена прямая корреляция между Au и Cu, Pb, Y, обратная — с Ca, Si, Al, Ni, Co, Ti, V, Cr, Zr, Na, Ba.

Из материала частных проб составлена общая проба золы массой 11,4 кг, на которой проведены сравнительные технологические испытания по извлечению золота в товарные продукты. Содержа-

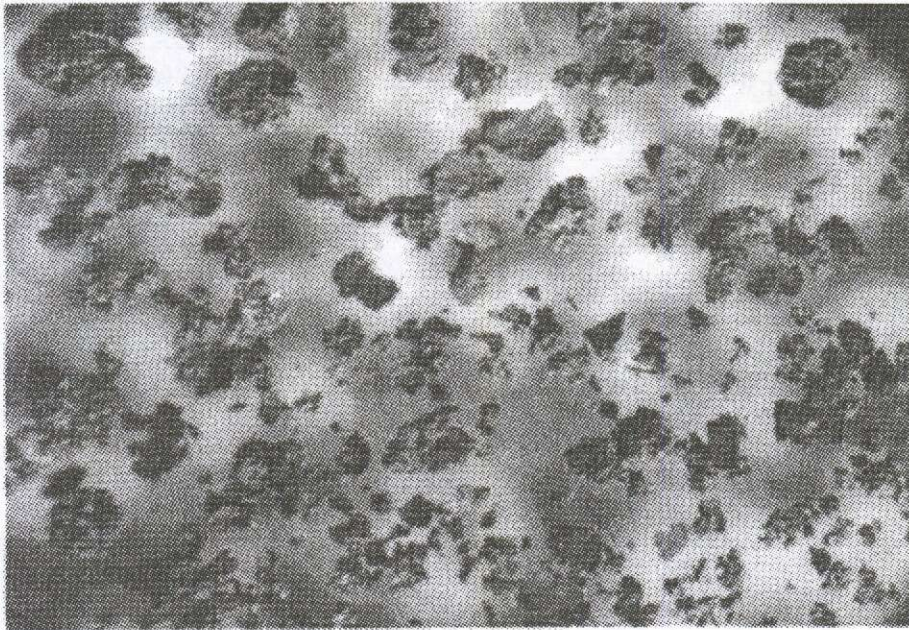


Рис. 1. Агрегаты и зерна золота из гравитационного концентрата ЗПО:

ув. 28

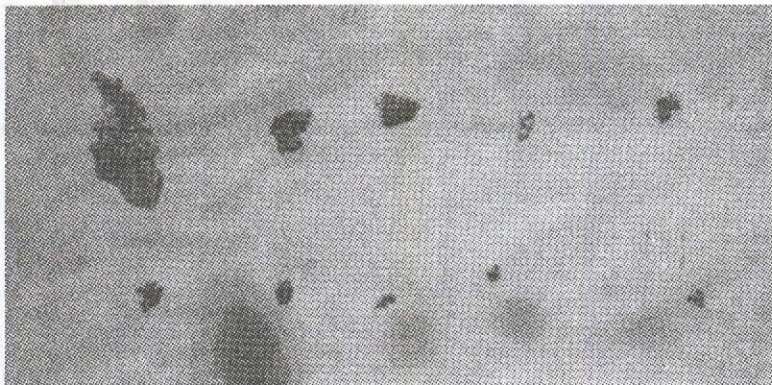


Рис. 2. Формы и размеры золотин из промпродукта переработки ЗПО:

ув. 28

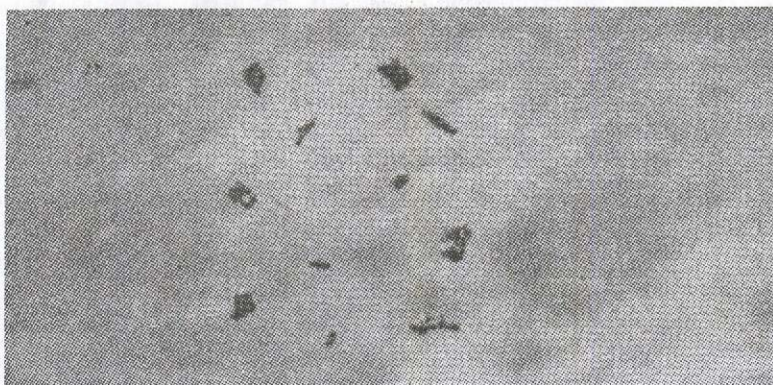


Рис. 3. Размеры и формы золотин из слива (хвосты обогащения ЗПО):

ув. 28

2. Содержание Au в золе углей, сжигаемых на ТЭЦ, г/т

Номера проб	Место отбора		Au	Примечание
	ТЭЦ	Месторождение		
27-1	ТЭЦ-1	Азейское	0,17	Измельченная смесь
28	«	То же	0,1	То же
29	«	«	0,3	«
30	«	«	<0,1	«
31	«	«	0,17	«
143	ТЭЦ-3	Китайский	1,08	Дубликаты лабораторных проб ТЭЦ
144	«	То же	0,22	То же
145	«	«	0,12	«
146	«	«	0,25	«
147	«	«	0,18	«
148	«	Нерюнгри	0,18	«
155		Вяземский ЛПХ	0,73	Уголь древесный (береза)
163	Бир. ТЭЦ	Смесь	0,6	Дубликаты лабораторных проб ТЭЦ
164	«	Райчихинский	1,78	То же
171	Лучегорск,	карьер	0,45	Бурый уголь
183	Бир. ТЭЦ	Уртуйское	0,57	Дубликаты лабораторных проб ТЭЦ
184	«	Ушмунское	0,37	Из карьера
248	ТЭЦ-1	Харанорский	0,6	Дубликаты лабораторных проб ТЭЦ
249	«	Азейский	0,33	То же

ние Au в объединенной пробе по данным атомно-абсорбционного анализа составило 1,2 г/т.

При гравитационном обогащении материала (навеска 3 кг) на концентраторе Knelson и концентрационном столе по традиционной технологии выделен черновой концентрат, содержащий 22,75 г/т Au при извлечении 4,03%. Основные потери золота связаны с хвостами сепаратора (69,5%) и стола (26,4%). Золото оказалось тонкодисперсным и было распределено по подрой части золы.

Предварительная реагентная обработка материала шихты (по методике ДВИМС [5]) с последующим гравитационным обогащением его по той же схеме из навески 3 кг позволила выделить черновой концентрат, содержащий 129,35 г/т Au при извлечении 20,29%. При доводке черного концентрата из обработанного материала выделена головка, содержащая до 850 г/т Au при извлечении более 50% от промпродукта.

Технологические исследования сопровождались расчетом баланса золота. Массовое содержание Au в пробах колебалось от 0,94 до 2,54 г/т и составило в среднем 1,53 г/т (по четырем пробам).

Выделенное золото имеет дендритовидную, комковидную, чешуйчатую, изометричную и пластинчатую формы. Часть зерен несет следы хорошей окатанности, другая не окатана. Хорошо окатаны крупные зерна. Максимальные размеры золотин 1,0×0,5 мм, преобладают пылевид-

ные размером <0,05 мм. Поверхность золотин мелкаямчатая, реже гладкая.

При минералогическом анализе золы и продуктов обогащения, кроме золота, выделены отдельные зерна платины, которые охарактеризованы ниже.

Для определения влияния сульфидов на содержание драгоценных металлов в бурых углях Хурмулинского месторождения изучена проба углей с обильной вкрапленностью сульфидов, отобранная в карьере (пласт V, блок 97). Сульфиды полуокисленные и окисленные, в виде прожилков, цемента брекчий, неправильной формы скоплений и прожилков мощностью до 1–3 см. Уголь бурый, большая часть его представлена не полностью углефицированными древесными разностями.

По данным минералогического анализа сульфиды в основном представлены марказитом, по которому развивается мельниковит. При сжигании (озолении) марказит большей частью переходит в пирротин. Древесные остатки в бурых углях пропитаны лимонитом. Количество золота в разновидностях сульфидсодержащих углей составило от <0,1 до 0,3 г/т. Самые низкие содержания показали пробы с наибольшим количеством сульфидов.

При минералогическом анализе озоленных проб визуально выделены по 1–3 зерна золота и платины. Золото комковидное, игольчатое, дендритовидное, реже изометрическое. Размеры золотин от 0,05 до 0,5 мм.

Приведенные выше данные показывают наличие золота в том или ином количестве практически во всех пробах угля разных месторождений. Но золото в углях тонкодисперсное, преимущественно не кластогенное, а хемогенное и сорбционное, трудно извлекаемое гравитационными методами.

Исследованиями И.В. Китаева и М.А. Михайлова (1979) доказано, что концентрация Au в углях слабо зависит от общего количества в них минеральных компонентов. Золота больше в малозольных углях, в которые оно поступало в виде растворов и накапливалось при аутигенном минералообразовании, химической и физической сорбции органическим веществом. Наиболее низкие содержания характерны для угольных месторождений Сихотэ-Алиня и Южного Приморья. В месторождениях Монголо-Охотской складчатой области и Буреинского массива содержания Au в углях в 2–3 раза больше, т.е. количество золота в углях зависит от металлогенических особенностей региона.

Надежных методов анализа МПГ в шлаках и золах нет, однозначными можно считать только минералогические методы исследования. Применявшимися методами анализа рядовых проб платина в них не отмечалась. В исследуемых ЗШО платина обнаружена, хотя и в небольших количествах. При минералогическом анализе зол и продуктов обогащения выделены зерна, похожие на платиноиды. Их проверка с помощью микрозондового анализа, выполненного в Институте вулканологии (г. Петропавловск-Камчатский), показала, что из 105 проб, содержащих 1–3 зерна, одна треть оказалась платиной и платиноидами. Две трети зерен представлены сплавами Fe-Cr-Mn, Cr-Fe-Ni, Cu-Zn-Sn-Fe-Si, Fe-Mn состава. Внешне они очень похожи на платиноиды и в золах, и углях трудноотличимы под микроскопом.

Среди зерен платиноидов по результатам анализа выделены: платина железистая, (85–95% Pt, 9–12% Fe и незначительные примеси Cu, реже Ni и Si); платина железистая с иридием (Pt 75–90%, Ir 1–1,5%, Cu до 1%, Fe 9–12% и примесь Rh и Ru); осмий платино-иридий (Os 80–90%, Pt 0,5–15%, Ir 10–12% с примесью Fe до 0,5%); иридий железо-платино-осмистый (Ir 50%, Pt 15–25%, Fe 1–3%, Os 20–25%). В незначительном количестве до 0,6% спорадически отмечается примесь Rh и Ru (0,2–1,0%). Палладий при этом не регистрировался, но отмечалось его присутствие.

В последующем платиноиды и сомнительные зерна диагностировали с помощью спект-

рального анализа, который показывал при анализе зерен платиновых минералов Pt «основа» или «есть».

Достоверные зерна платиноидов выявлены в пробах и продуктах обогащения золы бурых углей месторождения Хурмули и в золах, на которые поступала зола бурых углей, главным образом из месторождений Дальнего Востока. На двух золах, где процент золы дальневосточных месторождений большой, при промывке проб лотком были намыты весовые значения платины. Зерна платиноидов имели изометричную, каплевидную, комковидную и удлиненно-пластинчатую окатанную формы, серебристо-белый цвет и размеры 0,2–0,5 мм.

В пробе золы бурых углей месторождения Хурмули, направленной для исследования в США (штат Невада), определено содержание Pd 10–11 мг/т, Pt 40–70 мг/т. В пробах, направленных на анализ в ОГГиМ (г. Новосибирск), спорадически отмечены содержания Pt от 20 до 100 мг/т, Pd 30–90 мг/т, в ГЕОХИ (г. Москва) — во всех десяти пробах золы содержание Pt менее 1 г/т, Pd менее 0,2 г/т, в ВостСибНИИГГиМС (г. Иркутск) — в трех пробах из двадцати содержание Pt 0,01–0,02 г/т.

При обогащении ЗШО находящиеся в них платиноиды переходят в концентрат, накапливаясь в магнитной и немагнитной фракциях. Так, при анализе концентратов проб 173 и 209 с ТЭЦ-1 аналитиком Л.Н. Шокиной установлено содержание Pt+Pd от 2 до 7,5 г/т. Причем повышенные содержания характерны для магнитной фракции. Анализ платины выполнен с фотометрическим определением по классической методике, с удалением мешающих элементов. Произведенная металлургическая плавка концентрата золы позволила выделить в сплав сопутствующих металлов до 80% Au и 70% Pt (В.В. Гостищев, А.А. Ковалев, 1997). Приведенные данные по содержанию платиноидов в концентрате вполне сопоставимы с количеством их в золе, если учесть степень концентрации.

Наличие платиноидов в золах ТЭЦ подтверждается нашими находками зерен платины в углях месторождений Хурмули и Бикинское (Лучегорск), а также находками самородной платины сотрудниками ИГЕМ [10–13] и др. (А.М. Сазонов, Н.К. Алгебраистов, В.И. Сотников и др., 1998; Van der Flier-Keller, 1991).

В.В. Середин [12] на Павловском месторождении бурых углей (Приморье) обнаружил платину в нижней части пласта I, в 60–80 см от его нижнего контакта, в пласте IV и фрагментах сла-

боуглефицированной ископаемой древесины, залегающей в песках, перекрывающих пласт IV. Коренные источники платины в окрестностях месторождения отсутствуют. Платиновые минералы обнаружены с помощью сканирующего электронного микроскопа. Размеры зерен 2–5 мкм, форма неправильная. По составу выделены самородная платина, куперит и изоферроплатина. Позднее [11] тот же автор приводит сведения о содержании в золе углефицированной древесины Au от 80 до 3000 мг/т при среднем 746,8 мг/т, Pt от 500 до 815,3 мг/т при среднем 707,7 мг/т, Pd от 155 до 866,7 мг/т при среднем 407,7 мг/т.

В.В.Середин считает, что платиновая минерализация в ископаемой древесине и углях формировалась после ее захоронения под воздействием низкотемпературных минерализованных растворов, поступающих в бассейн угленакопления. Источник Pt и Au — нижнекембрийские углеродистые сланцы, содержащие повышенные концентрации золота. Он же обращает внимание на минералого-геохимическое сходство минерализации в углях и ископаемой древесине с таковой углеродистых толщ Южного Китая.

Интересна находка очень мелких зерен золота и платины в золе березы из окрестностей г. Хабаровска, сделанная нами и подтвержденная микросондовым анализом. Были использованы четыре пробы золы (одна проба золы березового угля из Вяземского леспромхоза и три пробы золы берез с дачи села Покровка в окрестностях г. Хабаровска). Из них была составлена объединенная проба, которая подверглась гравитационному обогащению. При визуальном просмотре концентрата под биноклем выявлены очень тонкие, пылевидные зерна золота, массовое содержание которого в золе 0,25 г/т. Кроме золота, обнаружены 13 мелких зерен оловянно-белого металла, который был направлен на микросондовый анализ в Институт вулканологии (г. Петропавловск-Камчатский). Из представленных на анализ четырех зерен три оказались иридиево-железистой платиной, а одно — железо-никелевым сплавом.

Наличие золота в пробах золы берез косвенно может указывать на биогенную природу драгметаллов в углях. Интерметаллиды, самородные металлы и их сплавы, содержащиеся в углях и золах, по геохимическим характеристикам сходны с метеоритными. Поэтому возможно и метеорное происхождение минерализации (накопление и сорбция метеорной пыли).

Часто платина отмечается по данным спектрального анализа в сухом остатке фильтрата оборотной воды. Так, в пробе 274 спектральный анализ остатка показал Pt «много», а Au ≈ 1,0%.

И.А.Созинов, В.А.Чиненов и др. [8, 9, 17] полагают, что платиноиды в углеродистых толщах первично-осадочные и тесно связаны с органикой. При обогащении руд из черносланцевых толщ ими установлено, что наиболее высокие концентрации платиновых минералов локализуются во вторичном углеродистом веществе тектонитов, тогда как золото резко обогащает кварц стержневых жил. И в ЗШО по данным качественного анализа платина больше связана с зольной составляющей, а золото — со шлаковой. По мнению других исследователей, механизм накопления платиноидов в углеродистых толщах обусловлен сорбцией их на углеродсодержащее вещество путем химического взаимодействия с кислородсодержащими функциональными группами углеродистых частиц [8, 14, 15].

Оценка платиноносности углеродистых толщ, месторождений угля и золошлаковых отходов затруднена из-за сложности аналитических исследований на элементы платиновой группы, слабой эффективности обычных приемов определения платиноидов, несовершенства методик и высокой стоимости аналитических определений (В.А.Дистлер, Г.Л.Митрофанов, В.К.Немеров и др., 1996; А.Н.Курский, Г.Н.Витоженк, А.В.Мандругин, 1995; Г.Л.Митрофанов, В.К.Немеров, Н.К.Коробейников и др., 1994). Изучение рассеянных форм платиновых металлов современными методами исследований носит, скорее, качественный характер и не вошло пока в повседневную практику в связи с трудоемкостью и слабой воспроизводимостью. Часто используют локальный анализ, обеспечивающий определение концентраций в микрообъемах вещества, и обычно фиксируют значительный разброс содержания элементов в разных точках, что требует для получения достоверной информации об их содержании в макрообъемах большого числа определений. Но, несмотря на трудности, вопросы платиноносности углей и зол требуют дальнейшего изучения.

Золото и платина в золошлаковых отходах трудноизвлекаемы, требуют применения специальных концентраторов по их улавливанию и дополнительных операций по их вскрытию. Но ресурсы металлов, особенно золота, в каждом золоотвале сопоставимы с таковым в среднем по

запасам россыпном месторождении. ДВИМС на лабораторном и полупромышленном уровне разработал технологию извлечения из золы золота и других ценных компонентов.

Проведенная работа выполнена как частное прикладное исследование. Полученные результаты позволили наметить ряд актуальных научных и социально-экономических проблем.

1. Представления о подвижности золота и платины (МПГ) в природных процессах дополняются данными о значительной роли углерода и биогенных процессов, заслуживающими постановки специальных научных исследований.

2. В ходе использования минерального сырья вообще и, в частности, при сжигании природных углей на ТЭЦ происходят процессы, требующие фундаментального изучения: миграция химических элементов, в частности золота и платины, во всех фазах вещества, реакции с образованием новых минералов, переход из первоначально рассеянного состояния золота, платины, алюминия (возможно, и некоторых других элементов) в концентрированное, допускающее их использование в качестве минерального сырья. Совокупность этих изменений относится, по нашему мнению, к техногенной минерации — науке об образовании вторичного (техногенного) минерального сырья в промышленном производстве.

3. Техногенное минеральное сырье в отличие от природного со временем накапливается, а не истощается, что повышает перспективность его изучения и вовлечения в использование.

4. Достаточно легко воспроизводимые массовые методы анализа золота и платины в золах, углях и во всех углеродсодержащих продуктах в настоящее время отсутствуют; их разработка представляет собой актуальную задачу.

5. Извлечение полезных и ценных компонентов и полная утилизация ЗШО за счет использования их полезных свойств позволит высвободить занимаемые золоотвалами площади и улучшить экологическую обстановку территории.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Варшал Г.М.* и др. О концентрировании благородных металлов углеродистым веществом пород // *Геохимия*. 1994. № 6.
2. *Инструкция* НСАМ № 131-С. Атомно-абсорбционное определение золота в минеральном сырье разнообразного состава. — М.: ВИМС, 1974.
3. *Инструкция* НСАМ № 237-С. Экстракционно-атомно-абсорбционное определение золота с органическими сульфидами. — М.: ВИМС, 1987.
4. *Клер В.Р.* Изучение сопутствующих полезных ископаемых при разведке угольных месторождений. — М., 1979.
5. *Колтун А.Г., Костылев Д.С., Ятлукова Н.Г.* Способ извлечения тонкодисперсных металлов. Патент № 2130499. Опубл. 20.05. 1999.
6. *Леонов С.Б., Федотов К.В., Сенченко А.Е.* Промышленная добыча золота из золошлаковых отвалов тепловых электростанций // *Горный журнал*. 1998. № 5. С. 67–68.
7. *Металлогения и геохимия угленосных и сланцесодержащих толщ СССР* / В.Р.Клер, Г.А.Волкова, Е.М.Гурвич и др. // *Геохимия элементов*. М., 1987.
8. *Плюсина Л.П., Кузьмина Т.В.* Экспериментальное изучение концентрирования платины битумоидами при 200–400°, 1 кбар // *Геохимия*. 1999. № 5. С. 506–515.
9. *Платиноиды в черных сланцах* / Н.А.Созинов, Н.И.Горячкин, Н.П.Ермолаев и др. // *Природа*. 1997. № 8. С. 11–17.
10. *Середин В.В.* Редкоземельная минерализация в позднекайнозойских эксплозивных структурах (Ханкайский массив, Приморье) // *Геология рудных месторождений*. 1998. Т. 40. № 5. С. 403–418.
11. *Середин В.В., Магазина Л.О.* Минералогия и геохимия ископаемой древесины Павловского бурого угольного месторождения (Приморье) // *Литология и полезные ископаемые*. 1999. № 2. С. 156–173.
12. *Середин В.В., Поваренных М.Ю.* Первая находка минералов платины в углях // *Докл. РАН*. 1995. Т. 342. № 6. С. 801–803.
13. *Середин В.В., Шпирт М.Я.* Редкоземельные элементы в гуминовом веществе металлоносных углей // *Литология и полезные ископаемые*. 1999. № 3. С. 281–286.
14. *Сорбция тяжелых металлов зольными уносами от сжигания угля на ТЭС* // *Химия твердого топлива*. 1990. № 5.
15. *Тонкодисперсное золото и углерод в рудах Сухого Лога* / Э.А.Развозжаева, А.М.Спиридонов, Н.В.Вилор и др. // *Геология и геофизика*. 1999. Т. 40. № 9. С. 1324–1330.
16. *Ценные и токсичные элементы в товарных углях России*. Справочник. — М.: Недра, 1996.
17. *Чиненов В.А.* Роль органического вещества в геохимии благородных металлов черносланцевых формаций. // *Исследования литосферы: Мат-лы юбилейной научной конференции Ин-та литосферы окраинных и внутренних морей РАН*. М., 1999. С. 49–50.
18. *Шпирт М.Я.* Безотходная технология. Утилизация отходов добычи и переработки твердых горючих ископаемых. — М.: Недра, 1986.
19. *Юдович Я.Э.* Грамм дороже тонны. Редкие элементы в углях. — М.: Наука, 1989.
20. *Юдович Я.Э.* Геохимия ископаемых углей. — Л.: Наука, 1978.
21. *Юдович Я.Э., Кетрис М.П., Мерц А.В.* Элементы-примеси в ископаемых углях. — Л.: Наука, 1985.

УДК 622.772:622.341.2 (571.17)

© Коллектив авторов, 2003

ВЫЯВЛЕНИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТЕЙ ВЫЩЕЛАЧИВАНИЯ МАРГАНЦА ИЗ КАРБОНАТНЫХ РУД УСИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

С.И.Ануфриева, Л.П.Тигунов, Н.С.Михайлова, Е.Г.Ожогина, Г.А.Сладкова,
Л.И.Заживихина, Н.Д.Герцева (ВИМС МПР России)

Рассмотрены вопросы химического разложения исходного сырья с применением кислотных методов выщелачивания в связи с решением проблемы использования карбонатных марганцевых руд и получения на их основе дефицитных химических соединений. Для основных минеральных типов руд изучены зависимости показателей процесса от условий их реализации, отработаны оптимальные показатели. Показана эффективность использования сернокислотной (солянокислотной) технологии не только для богатых концентратов, но и для отходов обогащения.

Наряду с металлургической промышленностью, потребляющей около 90% товарных марганцевых продуктов, острый дефицит в марганцевых соединениях испытывает ряд важнейших отраслей — электротехническая, медицинская, сельское хозяйство, основная продукция для которых — электролитический диоксид марганца (ЭДМ), химический диоксид марганца (ХДМ), перманганат калия, премиксы и др. — в России не производится и ее недостаток восполняется за счет импорта из стран ближнего и дальнего зарубежья.

В то же время, наличие в России значительных запасов карбонатных марганцевых руд ~134 млн. т [3–5] является предпосылкой для развития отечественной марганцевой промышленности, что позволило бы в случае положительных технологических и экономических показателей преодолеть бремя зависимости от импорта.

Использование карбонатного марганцевого сырья сдерживается из-за относительно низкого содержания марганца (15–24%) в этих рудах. Работами последних лет показано, что для решения проблемы производства марганцевых соединений из карбонатных марганцевых руд необходимы использование, наряду с концентратами, отходов обогащения и комплексная их переработка с получением ряда соединений — ЭДМ, ХДМ, перманганата калия, солей марганца в едином технологическом цикле [2].

В настоящей работе рассматривается проблема химико-металлургической переработки марганцевых карбонатных руд Усинского месторождения в Кемеровской области с целью получения на их основе марганцевых соединений

на стадии химической подготовки сырья к последующим технологическим переделам на дефицитные марганцевые соединения.

Усинское месторождение — крупнейший, детально разведанный промышленный объект. Рудные тела залегают в крутопадающем западном крыле Усинской синклинали структуры, сложенной известняками, доломитами, глинистыми и углистыми сланцами раннекембрийского возраста [1].

Исследования проведены на пяти технологических пробах: пробы УС-1, УС-2 отобраны по разведочным линиям Правобережной залежи, проба УС-3 составлена из первых двух, пробы № 3 и № 6 относятся к промпродуктам радиометрической сепарации пробы УС-2.

Руды характеризуются сложными текстурами вследствие чередования прослоев скрытокристаллического, тонко- и мелкокристаллического карбонатного материала. Прожилковые и вкрапленные текстуры связаны с наличием прожилков и гнездовых выделений силикатов марганца, реже карбонатов и гидроксидов марганца. Вкрапленная текстура отдельных образцов руд обусловлена неравномерной гнездовидной вкрапленностью пирротина. Структура руд скрытокристаллическая, тонко-мелкозернистая, иногда среднезернистая пан- и гипидиоморфнозернистая. Отмечаются участки, сложенные крупнозернистым карбонатным и кремнистым материалом.

Главные рудные минералы — карбонаты марганца: родохрозит, манганокальцит и марганцовистый кальцит (табл. 1). В качестве второстепенных присутствуют силикаты марганца:

тефроит, пироксмангит, бементит, фриделит, оксиды — пиролюзит, тодорокит, вернадит, а также пирротин, кварц, тальк, стильпномелан, хлорит.

Родохрозит представлен тремя генерациями, различающимися по морфологическим особенностям, физическим свойствам и химическому составу. На рис. 1, а показан скрытокристаллический родохрозит генерации I, имеющий коллоидное микростроение и наиболее высокие значения физических параметров, что обусловлено наиболее высоким содержанием в нем Mn 42,15–43,85%. Родохрозит генерации II тонко-мелкокристаллический с пан- и гипидиоморфно-зернистыми микроструктурами (см. рис. 1, б), нередко блочным микростроением. Значения физических параметров у родохрозита-II несколько ниже, чем у родохрозита-I, ниже в нем и содержание Mn 38,63–39%. Родохрозит генерации III, представленный средне-, реже крупнокристаллически-зернистым материалом, — наиболее поздний по времени образования и обладает меньшими значениями физических констант и наиболее низким содержанием Mn 34,18–34,54%.

Манганокальцит представлен двумя морфологическими разновидностями, незначительно различающимися по химическому составу и физическим свойствам. Манганокальцит первой разновидности, образующий скрытотонкокристаллические агрегаты, имеет в основном коллоидное микростроение (см. рис. 1, в). Манганокальцит второй разновидности тонкокристаллический, панидиоморфнозернистый (см. рис. 1, г). Как правило, переходы между манганокальцитом первой и второй разновидностей плавные и не всегда четко фиксируются.

Проба УС-1 (см. табл. 1, 2) — существенно родохрозитовая (68%) с содержанием Mn (на $MnO_{\text{общ}}$) 44,99%. Проба УС-2 представлена манганокальцитом (36%) и марганцовистым кальцитом (34%) при незначительном количестве родохрозита (~5%) с содержанием MnO 16,5%. Композитная проба УС-3 состоит из родохрозита (30%), манганокальцита (24%), марганцовистого кальцита (20%) при содержании MnO 26,01%. Проба № 3 представлена манганокальцитом (30%) и марганцовистым кальцитом (45%) с содержанием MnO 15,2%. Проба № 6 существенно манганокальцитовая (60%) с содержанием марганцовистого кальцита ~15%; отличительная ее особенность — отсутствие родохрозита, количество MnO 24,4%.

Таким образом, в качестве объектов исследова-

ния выбраны пробы, характеризующие все основные минеральные типы руд Усинского месторождения с содержанием MnO в диапазоне 15–45%, что позволяет выявлять закономерности процессов выщелачивания в зависимости от минерального и химического составов.

Для вскрытия руд использованы методы кислотного (сернокислотного и солянокислотного) выщелачивания. Выполнены исследования по изучению влияния основных переменных факторов на показатели выщелачивания: расход реагента, температура и продолжительность выщелачивания, крупность исходной руды.

При сернокислотном выщелачивании расход реагента варьировал в диапазоне 60–85% (массовое содержание по отношению к навеске исходного материала), температура — 20–85°C, продолжительность — 0,5–6 ч, крупность исходного материала — 0,1...–1 мм, отношение Ж:Т=(2:1)–(5:1). Представленные в графической форме результаты эксперимента для проб УС-1, УС-2, УС-3 (рис. 2, 3) отражают зависимость показателей процесса от каждого из факторов. При этом общей тенденцией как для марганца, так и для сопутствующих компонентов является интенсивный рост показателей выщелачивания с увеличением расхода реагента, температуры и продолжительности процесса. Исключение составляет кальций, степень выщелачивания которого не превышает 30% даже при максимальных значениях в выбранных диапазонах факторов (расхода реагента, температуры, продолжительности). Наиболее значимый фактор — расход реагента. Температура и продолжительность — конкурирующие факторы: действие одного может компенсироваться действием другого. Так, повышение температуры резко сокращает продолжительность выщелачивания и наоборот. Степень вскрытия марганца для пробы УС-1 при расходе реагента в диапазоне 65–85% колеблется от 74,0 до 95,7%, для пробы УС-2 при расходе 70–90% — в диапазоне 70–86%, для пробы УС-3 при расходе реагента в интервале 60–80% — 74,0–91,6%.

В табл. 3 приведены результаты исследований по сернокислотному вскрытию проб при одинаковых условиях процесса.

Как видно, показатели вскрытия для изучаемых проб резко отличаются по выходу твердого остатка (кека) — от 28,8% для пробы УС-1 до 98,0% для пробы УС-2 с промежуточными значениями показателя для проб УС-3, № 3 и № 6. При этом значение степени выщелачивания варьирует в диапазоне 82,1–96,0%. Сопоставление этих данных позволяет расположить пробы в

1. Минеральный состав исследуемых руд, %

Проба	Родо-хрозит	Мангано-кальцит	Марганцовистый кальцит	Терфрит	Пирокс-мангит	Биментит+фриделит	Гидроксиды марганца	Кварц	Тальк	Стильпно-мелан+хлорит	Пирротин
УС-1	68	Нет	2	5	2	7	5	3	2	3	3
УС-2	5	36	34	3	Нет	5	3	7	2	3	2
УС-3	30	24	20	4	2	5	3	7	1	3	2
№ 3*	Нет	30	45	1	1	Нет	1	13	1	5	<1
№ 6**	«	60	15	1	Нет	«	1	8	1	6	-

* В продукте присутствуют доломит 1%, слюда 1%.

**В продукте присутствуют доломит 5%, полевой шпат 2%, слюда 1%.

2. Химический состав исследуемых руд, %

Проба	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃ общ	FeO	MnO _{общ}	MnO	MnO ₂	P ₂ O ₅	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	BaO	CO ₂	SO ₃	H ₂ O*	H ₂ O*	H ₂ O* п.п.п.
УС-1	12,42	0,48	0,05	6,30	3,85	44,99	43,32	1,94	0,27	3,02	4,78	0,25	0,38	0,14	25,0	0,10	0,18	1,95	26,76
УС-2	11,38	0,45	0,04	2,06	2,0	16,52	13,35	3,18	0,16	3,18	29,64	0,14	0,13	0,15	34,76	0,18	0,38	0,56	34,0
УС-3	11,73	1,02	0,03	3,47	3,41	26,01	23,79	2,72	0,20	2,60	22,34	0,12	0,12	0,10	30,24	0,30	0,78	0,60	32,44
№ 3	14,5	н/о	н/о	2,51	н/о	15,21	н/о	н/о	0,14	2,35	34,62	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
№ 6	11,1	«	«	2,87	«	24,46	«	«	0,21	3,72	24,06	«	«	«	«	«	«	«	«

4. Показатели сернокислотного и солянокислотного вскрытия исследуемых проб

(расход H₂SO₄ 80%, расход HCl 60%, t 80°C, продолжительность 2 ч, Ж:Т=4:1)

Проба	Реагент	Выход кека, %	Остаточная кислотность, г/л	Содержание в кеке, %			Извлечено в раствор (по кеку), %				
				MnO	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	MnO	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO
УС-1	H ₂ SO ₄	27,28	7,3	8,68	6,25	13,34	4,02	94,7	72,9	23,8	63,6
	HCl	19,04	5,6	13,70	7,92	0,25	5,90	94,2	76,0	99,0	62,8
УС-2	H ₂ SO ₄	99,00	3,9	2,33	1,36	28,10	0,90	86,0	29,0	6,0	69,6
	HCl	15,56	3,8	6,24	5,67	0,49	5,03	94,1	57,1	99,7	75,3
УС-3	H ₂ SO ₄	69,84	9,2	3,26	2,14	31,05	1,36	91,2	56,9	2,9	63,4
	HCl	16,00	8,2	7,80	5,30	0,19	5,48	95,2	75,5	99,8	66,2
№ 3	H ₂ SO ₄	76,40	22,5	3,56	0,82	29,37	1,40	82,1	75,0	35,1	54,4
	HCl	17,28	3,1	2,02	3,21	0,22	2,35	97,6	77,9	99,8	82,7
№ 6	H ₂ SO ₄	56,52	12,2	7,12	1,89	25,2	2,00	83,5	62,8	40,8	69,6
	HCl	16,28	3,6	2,35	4,76	0,37	6,69	98,3	72,9	99,7	70,7

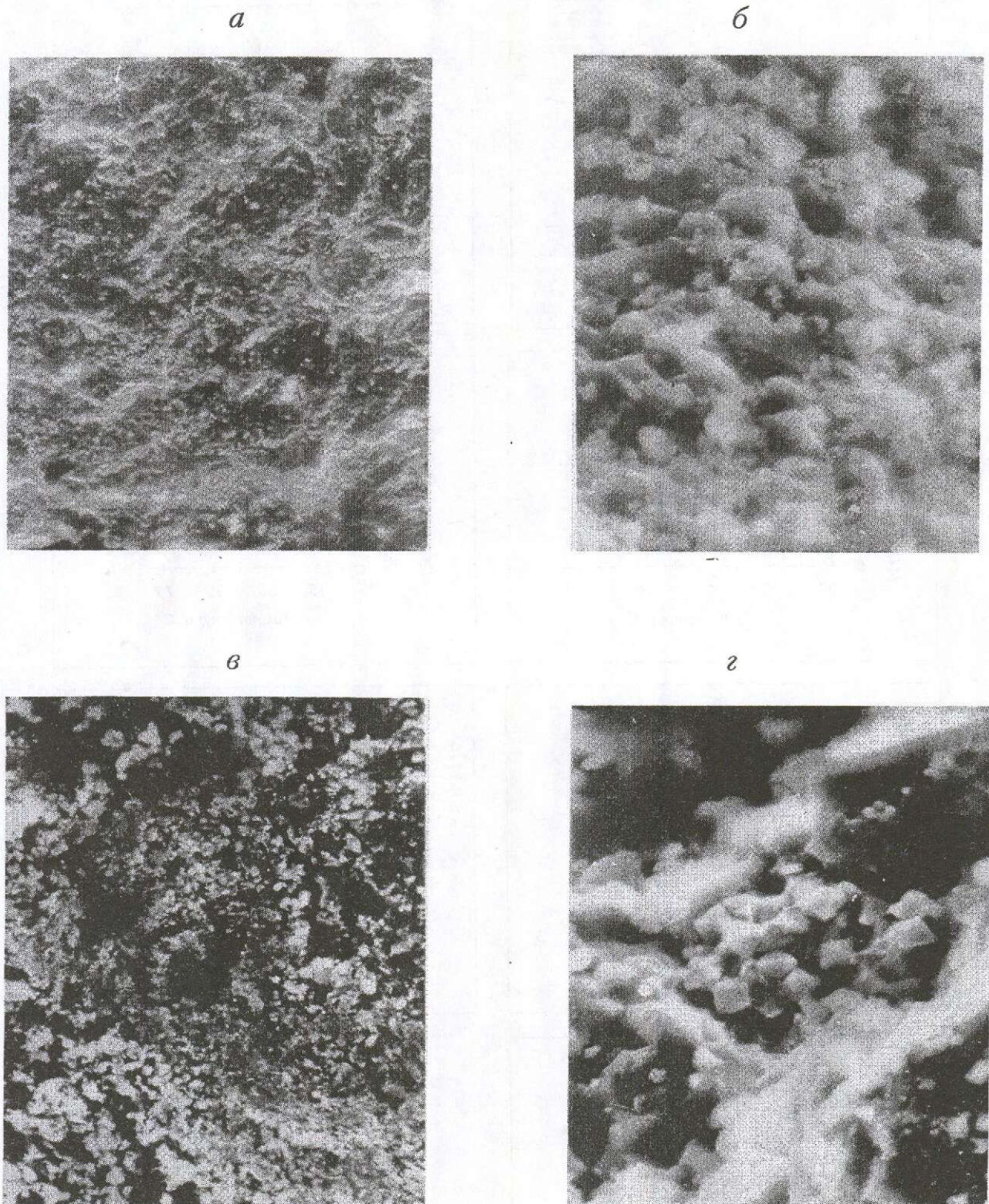


Рис. 1. Микроструктуры карбонатов марганца:

a — родохрозит генерации I колломорфный, ув. 880; *б* — родохрозит генерации II панидиоморфнозернистый, ув. 460; *в* — манганокальцит колломорфный, ув. 1600; *г* — манганокальцит пан- и гипидиоморфнозернистый, ув. 550

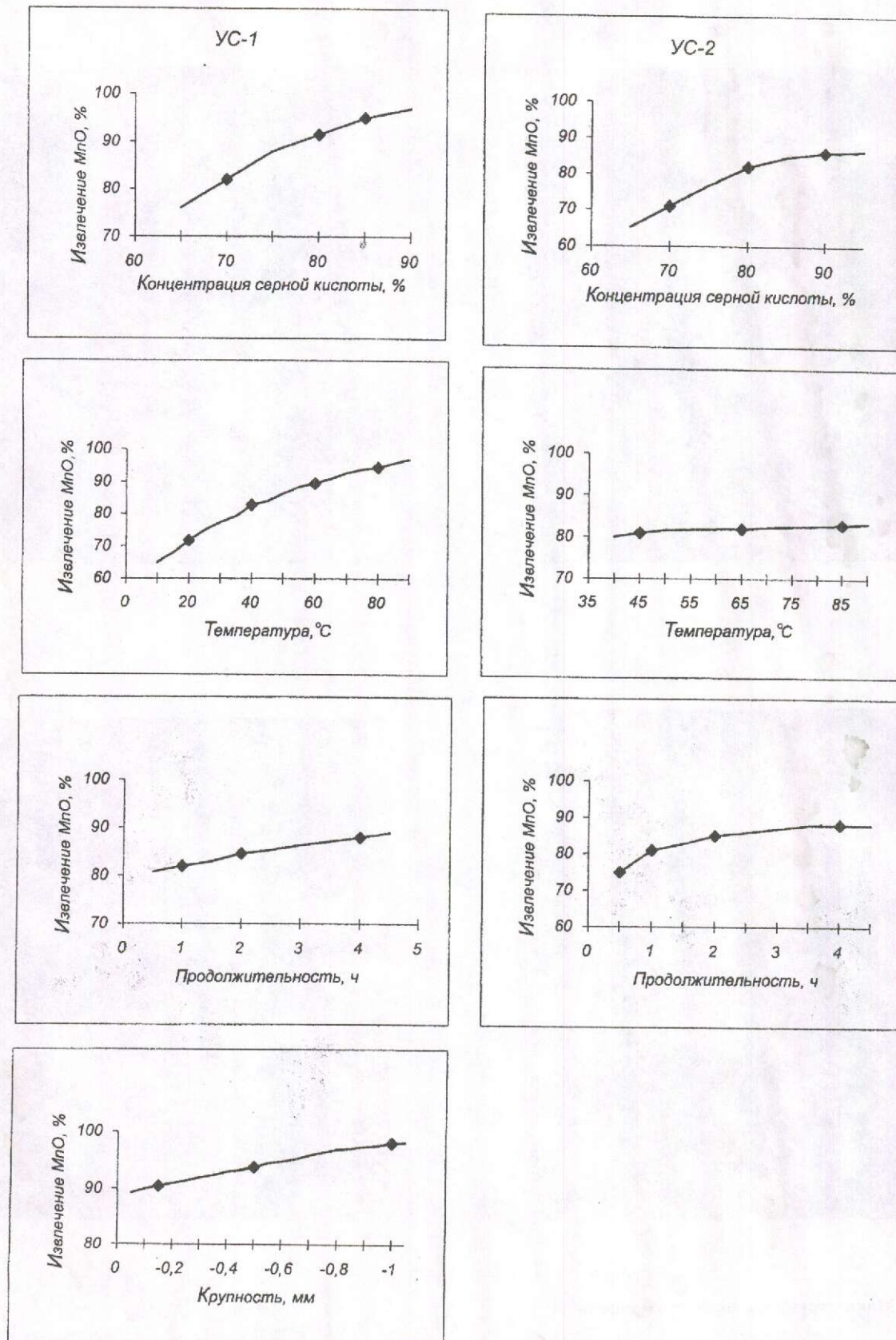


Рис. 2. Зависимость показателей процесса от переменных факторов (пробы УС-1, УС-2)

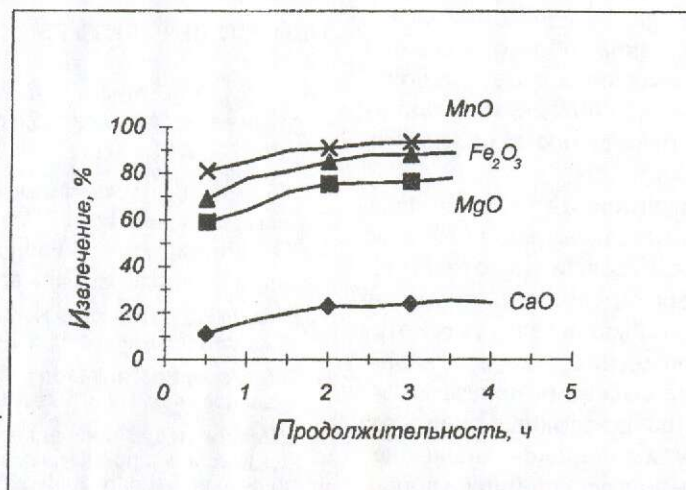
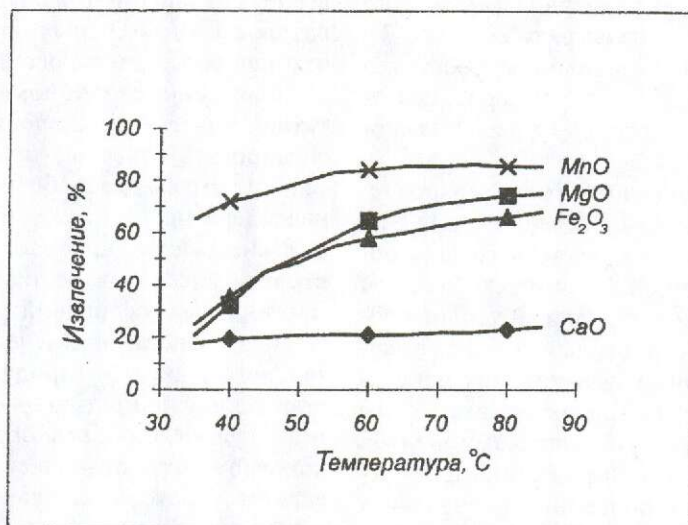
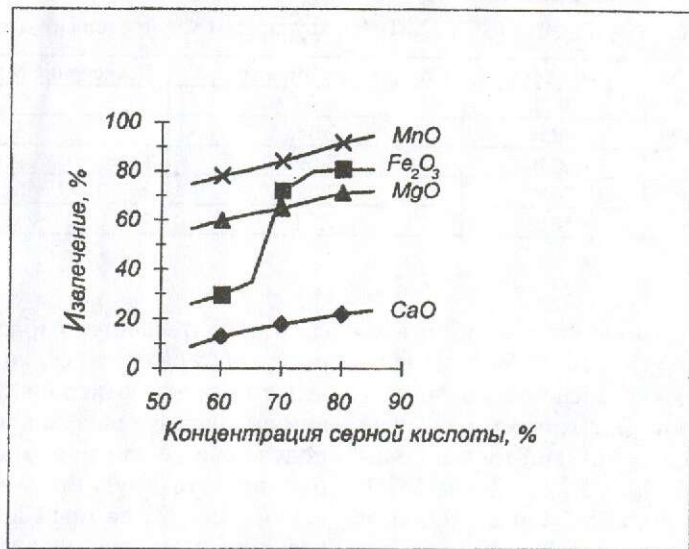


Рис. 3. Зависимость показателей процесса от переменных факторов (проба УС-3)

3. Показатели сернокислотного выщелачивания марганца

(расход H_2SO_4 80%, t 80°C, Ж:Т=4:1, крупность 1 мм, продолжительность 4 ч)

Проба	Выход кека, %	Содержание Mn в кеке, %	Извлечение Mn в раствор, %
УС-1	28,8	6,88	95,6
УС-2	98,0	2,34	86,1
УС-3	62,0	3,69	91,1
№ 3	76,4	3,56	82,1
№ 6	56,5	7,12	83,0

следующий ряд по убыванию степени вскрываемости — УС-1>УС-3>УС-2>№ 6>№ 3, из чего можно заключить, что марганец предпочтительнее всего извлекается из родохрозитовой руды (проба УС-1) и труднее из мангано-марганцовистоскарнитовых (УС-2, № 3, № 6). Проба УС-3, составленная из смеси проб УС-1 и УС-2, как и следовало ожидать, занимает промежуточное положение. Этими же закономерностями можно объяснить убыль выхода кека в ряду УС-1>УС-3>УС-2. В целом отмеченные закономерности отражают зависимость показателей сернокислотного выщелачивания марганца от вещественного состава руд.

Показатели сернокислотного и солянокислотного выщелачивания, проведенного при расходе H_2SO_4 80%, HCl 60%, свидетельствуют о более высокой реакционной способности соляной кислоты по отношению к анализируемым пробам. Это выражается, во-первых, в более высоких значениях степени выщелачивания марганца для всех исследуемых продуктов при той же тенденции для сопутствующих компонентов (железа, кальция и менее выраженной для магния), а во-вторых — в более низких значениях выхода кека, составляющих 15,5–19,0% при солянокислотном вскрытии и 29–98% при сернокислотном (табл. 4). Таким образом, соляная кислота, обеспечивая высокие показатели по извлечению основного компонента (марганца), менее селективна по отношению к примесным компонентам.

Обобщая результаты проведенных исследований, можно констатировать, что кислотные методы (сернокислотный, солянокислотный) эффективны для вскрытия карбонатных руд Усинского месторождения, так как в целом, несмотря на различный вещественный состав, они характеризуются достаточно высокими показателями по извлечению марганца из исходных продуктов с содержанием марганца в широком диапазоне.

Не останавливаясь более подробно на вопро-

сах окончательного выбора выщелачивающего реагента (серная или соляная кислота), что определяется рядом факторов с учетом задач и условий на последующих за вскрытием переделах по получению соединений марганца из растворов, отметим, что результатом выполненных исследований является важный практический вывод — возможность использования кислотных методов выщелачивания не только для богатых концентратов, но и для бедных продуктов, в том числе отходов обогатительного цикла.

Выявленные закономерности минералогических исследований позволяют прогнозировать конечные технологические показатели процессов для любого карбонатного марганецсодержащего сырья на стадии получения марганецсодержащих растворов как основы для последующего получения различных товарных марганцевых соединений.

Возможность применения отходов обогатительного цикла — продуктов с минимальной стартовой стоимостью — обуславливает экономическую целесообразность их переработки и в конечном счете позволяет рассматривать Усинское месторождение в качестве важного экономического объекта.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Быч А.Ф., Батырев А.И. Марганцевые месторождения Кемеровской области // Руды и металлы. 1998. № 2. С. 22–28.
2. Комплексная технология переработки карбонатных марганцевых руд Усинского месторождения / Э.Г.Литвинцев, Е.С.Броницкая, Н.С.Михайлова и др. // Разведка и охрана недр. № 11–12. С. 52–56.
3. Марганец / Под ред. К.Н.Трубецкого. — М.: Изд. Академии горных наук, 1999.
4. Марганец России / Под ред. Л.П.Тигунова // Минеральное сырье. 2001. № 10. С. 1–84.
5. Шарков А.А. Минерально-сырьевая база марганца России и проблемы ее использования // Разведка и охрана недр. 2000. № 11. С. 15–19.

ПАМЯТНЫЕ ДАТЫ

УДК (092)

© П.П.Ясковский, 2003

ВРЕМЯ СОБИРАТЬ КАМНИ (К 100-ЛЕТИЮ Н.В.БАРЫШЕВА)

П.П.Ясковский (МГГРУ)

Для кафедры «Разведочное дело» Московского геологоразведочного института имени С.Орджоникидзе (МГРИ) 1940 год оказался не совсем обычным. Помимо проведения большой педагогической, научной и практической работы, кафедра отмечала первые десять лет своей деятельности. Под руководством профессора В.М.Крейтера завершился период становления удивительного коллектива друзей, товарищей и единомышленников, сформировалась новая московская школа геологоразведчиков.

Летом 1940 г. у стены старого здания МГРИ на Моховой была сделана историческая фотография. Она сохранила лица В.М.Крейтера, Л.А.Русинова, Н.И.Куличихина, В.И.Красникова, В.И.Смирнова, Д.С.Крейтер, С.А.Первушина, Д.П.Резвого, В.Н.Козеренко, Г.Д.Ажгиря, Н.В.Барышева, Б.И.Воздвиженского, Е.М.Лазько и Г.С.Кряжева. У них многое впереди. Они молоды и энергичны, полны различных планов и идей. Каждый из них — яркий и интересный человек, специалист в своем деле. Спустя годы, можно с уверенностью сказать, что школа В.М.Крейтера внесла исключительный вклад в науку о поисках, разведке и оценке месторождений полезных ископаемых.

Одним из наиболее талантливых разведчиков МГРИ был Николай Васильевич Барышев (1903–1949). Судьба распорядилась так, что из всех сотрудников кафедры он ушел из жизни самым молодым. Однако ему удалось сделать удивительно много, особенно в разведке и оценке месторождений. За прошедшие годы история жизни и работы Н.В.Барышева, к сожалению, оказались практически забытыми. Сейчас уместно вспомнить обо всем, что связано с именем этого замечательного ученого и педагога, настоящего горного инженера-геолога.

Николай Васильевич Барышев родился 22 мая 1903 г. в г. Саратове, в рабочей семье. В 1919–1920 гг. он работал младшим техником на саратовском телеграфе и во взводе связи штаба 1-й Туркестанской стрелковой дивизии. С 1920 по 1922 гг. Николай Васильевич учился в Саратовском землеустроительном техникуме, в 1922 г. по-



ступил на геологоразведочный факультет Московской горной академии. В это время на факультете читали лекции выдающиеся ученые — академики А.Д.Архангельский, И.М.Губкин, А.П.Павлов, В.А.Обручев. Среди профессоров и преподавателей были такие известные специалисты, как Н.С.Шатский, А.Н.Мазарович, Е.В.Милановский, Н.А.Смольянинов, Е.Е.Флинт и др. Все они оказывали большое влияние на формирование молодых инженеров.

В декабре 1929 г. Н.В.Барышев защищает дипломный проект на тему «Разведка свинцово-цинкового месторождения В. Квайса Кударского района Южной Осетии» и становится горным инженером. С этого времени научная жизнь Николая Васильевича неразрывно связана с разведкой и оценкой месторождений полезных ископаемых.

В 1930–1932 гг. Н.В.Барышев работал инженером, старшим инженером в Институте прикладной минералогии, Цветметразведке и Союзредмете. Одновременно он начал преподавать на курсах буровых мастеров, производителей геологоразведочных работ и в геологоразведочном техникуме. В эти же годы появились первые статьи Н.В.Барышева, написанные им совместно с Д.А.Даниловым и В.И.Красниковым. Это было время поиска своего места в науке, в практической деятельности и в преподавании.

В 1932 г. заведующим кафедрой разведочного дела МГРИ стал В.М.Крейтер. Он недавно вернулся из командировки в США и был полон различных творческих планов. В.М.Крейтер начал перестраивать работу кафедры, создавая новые курсы, лаборатории, учебные пособия, а также формируя преподавательский состав. На кафедру пришли молодые и перспективные специалисты. Одним из первых был Н.В.Барышев, зачисленный в октябре 1932 г.

В предвоенные годы Н.В.Барышев много сил и времени отдает учебно-методической ра-

боте. Он читает курсы «Поисково-разведочное дело» и «Опробование», руководит производственными практиками студентов, дипломным и курсовым проектированием, создает лабораторию по опробованию. В 1934 г. Николай Васильевич становится доцентом, а в 1940 г. деканом геологоразведочного и геофизического факультетов МГРИ. Почти каждый год он публикует учебники или пособия по технике и технологии разведки месторождений [1–5]. Накопленный опыт по опробованию обобщает в специальной работе, которая вошла отдельным разделом в известный учебник В.М.Крейтера «Поиски и разведки месторождений полезных ископаемых» [11]. Это было первое в учебной литературе достаточно полное и систематизированное изложение курса «Опробование». В нем рассматривались способы опробования, плотность сети наблюдений, методика обработки проб, особенности опробования при бурении, в процессе эксплуатации, при разведке россыпей, документация и контроль опробования, проведение технологических испытаний.



Кафедра «Разведочное дело» МГРИ:

В первом ряду слева направо — Л.А.Русинов, Н.И.Куличихин, В.И.Красников, В.М.Крейтер, В.И.Смирнов, Д.С.Крейтер, С.А.Первушин; во втором — Д.П.Резвой, В.Н.Козеренко, Г.Д.Ажгирей, Н.В.Барышев; в третьем — Б.И.Воздвиженский, Е.М.Лазько, Г.С.Кряжев

Все эти вопросы служили объектами постоянных научных и производственных исследований Н.В.Барышева. Они проводились по договорам с Гинццветметом, Нигризолото, Главолово, Союзмышьяком, Главредметом, Цветметшлямом и Золоторазведкой. Кроме того, Николай Васильевич работал и консультировал геологов по разведке, подсчету запасов и опробованию месторождений Урала, Казахстана, Кавказа и Забайкалья. Огромный фактический материал многих десятков месторождений позволил провести масштабные эксперименты по оптимизации процесса опробования. В результате Н.В.Барышевым была теоретически обоснована и практически доказана возможность перехода на малые надежные веса проб в отличие от страховочных рекомендаций Р.Ричардса и Г.О.Чечетта. Это давало большую экономию труда, времени и средств. До сих пор данные, полученные в результате исследований Николая Васильевича, используются при составлении схем обработки проб.

В эти же годы Н.В.Барышев разрабатывает новые схемы объединения и сокращения веса проб. Он пишет различные методические статьи и инструктивные документы по разведке и опробованию различных месторождений, прежде всего, цветных, редких металлов и золота. Среди соавторов его работ — чаще всего П.Л.Каллистов и В.И.Красников, с которыми его связывают многолетняя дружба и творческое общение. К середине 30-х годов Н.В.Барышев становится одним из ведущих специалистов страны в области методики опробования. Весной 1938 г. Ученым советом МГРИ ему присуждается степень кандидата геолого-минералогических наук.

Во время Великой Отечественной войны большинство преподавателей кафедры разведочного дела МГРИ участвовали в проведении геологоразведочных работ на месторождениях цветных металлов в Средней Азии. В 1941–1943 гг. Н.В.Барышев работал старшим геологом на Актюзском свинцово-цинковом руднике. Одновременно по заданию Комитета по делам геологии экспертировал ряд вольфрамовых и полиметаллических объектов.

В 1943 г. МГРИ вернулся из эвакуации, и Н.В.Барышев возвратился в Москву. С этого года он начинает по совместительству работать в ВИМСе научным руководителем группы опробования. Одним из важнейших видов сырья во время войны было золото: им страна расплачивалась за поставки союзников по ленд-лизу. Поэтому работам, связанным с валютными метал-

лами, уделялось особое внимание. В эти годы Н.В.Барышев совместно П.С.Беловым публикует специальную монографию по опробованию золоторудных месторождений [6], сыгравшую важную роль при изучении и освоении многих рудных объектов.

После войны, продолжая преподавать во МГРИ, Николай Васильевич активно работает не только в ВИМСе, но и во Всесоюзной комиссии по запасам (ВКЗ). В эти годы важнейшей проблемой были поиски и разведка месторождений радиоактивного сырья. Н.В.Барышев в 1946 г. издает руководство по геологическому опробованию урановых руд [7]. Оно мало известно в методической литературе, так как тираж составил всего 100 экземпляров и сразу же получил гриф «Для служебного пользования». Несмотря на большую занятость, Н.В.Барышев не забывает и об учебной работе. В 1946–1947 гг. он готовит рукопись двух крупных разделов в новый учебник «Методы поисков и разведки полезных ископаемых». Судьба учебника оказалась непростой.

В 1947 г. Н.В.Барышев обобщает весь свой научный и производственный опыт в докторской диссертации «Экспериментальное и теоретическое обоснование решения главнейших вопросов методики разведки». Ее защита прошла успешно на Ученом совете МГРИ в июне 1947 г. Диссертация состояла из трех частей. Первая посвящалась отбору и обработке разведочных проб, вторая — анализу погрешностей подсчитанных в недрах запасов, третья — контролю данных разведки. В работе рассматривались задачи о точности и представительности анализов проб, оценке средних содержаний, рациональной схеме обработки проб, приемах определения погрешностей запасов, методиках контроля разных способов отбора и анализа проб. Некоторые из решенных задач были опубликованы в 1948 г. в сборниках ВКЗ [8, 9] и долгие годы использовались при разведке и подсчете запасов различных месторождений.

По существу, труды Н.В.Барышева заложили основы научного направления, которое сегодня мы называем квалиметрия недр. Он был одним из первых геологов, активно внедрявших математические методы при оценке качества полезных ископаемых. Николай Васильевич написал около 70 работ, в том числе восемь учебников, четыре монографии и более 40 статей. Для них характерны широкое использование вероятностно-статистических методов, применение разнообразных экспериментальных исследова-

ний, максимальный учет геологических особенностей объектов и четкая направленность на решение важных практических задач.

В июле 1948 г. Н.В.Барышев был утвержден ВАК в звании профессора по кафедре «Поисково-разведочная геология». Такое название кафедры получила в 1944 г. Перед молодым профессором открывались новые перспективы в учебной и научной работе. Однако наступил трагический 1949 г. Это был год, когда сфабриковали известное красноярское дело об «укрывательстве» урановых месторождений. Начались масштабные репрессии против «вредительства и шпионажа» в геологии. Среди арестованных весной 1949 г. оказался и заведующий кафедрой «Поисково-разведочная геология» МГРИ профессор В.М.Крейтер. После этого события кафедре возглавил Н.В.Барышев. К тому времени в институте установилась атмосфера подозрительности и страха — всем были памяты годы предвоенных репрессий. Круг обвинений и обвиняемых постоянно расширялся. МГРИ стали посещать сотрудники НКВД, многократные беседы с которыми изводили Н.В. Барышева. Нашлись и «бдительные» геологи, заявлявшие о «вредительских» сведениях, связанных с коэффициентами вариации содержания урана, приведенными в его докторской диссертации. Такую атмосферу Николай Васильевич вынести не смог и принял решение уйти из жизни. Похоронен он в Москве на Введенском кладбище.

Вскоре кафедру «Поисково-разведочная геология» расформировали. Только спустя многие годы она восстановила свои потенциал и авторитет. Как следствие тех событий, до середины 50-х годов имя Н.В.Барышева было вычеркнуто из учебной и научной литературы. Даже написанные Николаем Васильевичем главы в учебнике 1950 года оказались без своего автора [12]. Лишь во втором издании 1954 года [13], когда было освобождено большинство репрессированных геологов, на листке опечаток можно было с трудом прочитать: «Вторая и третья части книги написаны Н.В.Барышевым».

Прошли годы. В 1963 г. появилась небольшая заметка о Н.В.Барышеве. Ее подписали В.М.Крейтер, Д.С.Крейтер, В.В.Аристов, Г.Д.Ажгирей, Д.П.Резвой, В.Н.Козеренко, Е.М.Лазько, Г.Г.Русецкая, Б.И.Галкин, Н.П.Ермаков, В.А.Невский, Б.И.Воздвиженский, Н.И.Куличихин и И.Н.Попов. Текст заканчивался такими словами: «В памяти товарищей и учеников Николай

Васильевич сохранился не только как большой ученый, прекрасный экспериментатор и лектор, но и обаятельный человек, оптимистически настроенный, полный бодрости, с массой научных идей и замыслов, принципиальный и чуткий к людям» [10 с. 96].

Трудно что-либо добавить к этим словам. Наступило время собирать камни, разбросанные бурной историей XX века. На одном из них необходимо отметить имя замечательного российского геологоразведчика, профессора, доктора геолого-минералогических наук Николая Васильевича Барышева.

Автор благодарит А.Н.Барышева за предоставленные документы и материалы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Барышев Н.В. Ручное ударно-вращательное бурение разведочных скважин. — Москва-Ленинград-Новосибирск: ОНТИ НКТП, 1932.
2. Барышев Н.В., Русинов Л.А. Разведочное дело. Ч. 2. — Москва-Ленинград-Новосибирск: ОНТИ НКТП, 1934.
3. Барышев Н.В., Русинов Л.А., Левоник Б.С. Разведочное дело. Ч. 4. — М.-Л.: ОНТИ НКТП, 1935.
4. Барышев Н.В., Красников В.И., Левоник Б.С. Разведочное дело. Ч. 5-6 — М.-Л.: ОНТИ НКТП, 1938.
5. Барышев Н.В., Воздвиженский Б.И., Гудалин Г.Г. Разведка металлических полезных ископаемых. — М.-Л.: ОНТИ НКТП, 1938.
6. Барышев Н.В., Белов П.С. Краткое руководство по опробованию золоторудных месторождений. — Свердловск-Москва: Металлургиздат, 1943.
7. Барышев Н.В. О производстве экспериментального опробования на месторождениях рассеянных руд в осадочных породах. — М.-Л.: Госгеоллиздат, 1946.
8. Барышев Н.В. Точность анализа проб, используемых при подсчете запасов // Материалы по методам разведки и подсчета запасов. М.-Л., 1948. Вып. 1.
9. Барышев Н.В. Контроль опробования // Материалы по методам разведки и подсчета запасов. М.-Л., 1948. Вып. 2.
10. Барышев Николай Васильевич // Изв. вузов. Геология и разведка. 1963. № 5.
11. Крейтер В.М. Поиски и разведки полезных ископаемых. — М.-Л.: Госгеоллиздат, 1940.
12. Методы поисков и разведки полезных ископаемых / Под ред. Г.Д.Ажгирея, Б.К.Брешенкова, Д.А.Зенкова, Л.А.Русинова. — М.: Госгеоллиздат, 1950.
13. Методы поисков и разведки полезных ископаемых / Под ред. Г.Д.Ажгирея, Б.К.Брешенкова, А.П.Прокофьева, Л.А.Русинова. — М.: Госгеолтехиздат, 1954.

ПОЗДРАВЛЯЕМ С ЮБИЛЕЕМ



10 февраля 2003 г. исполнилось 95 лет старейшему геоморфологу-россыпнику Нигризолото-ЦНИГРИ Галине Дмитриевне Карамышевой.

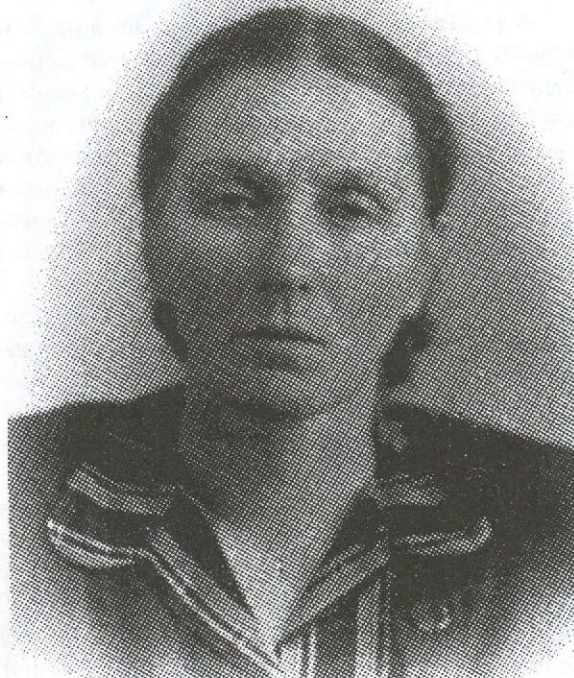
Многолетняя и плодотворная трудовая деятельность Г.Д.Карамышевой неразрывно связана с ЦНИГРИ. После окончания географического факультета МГУ Галина Дмитриевна поступила в Нигризолото, в год его создания, и проработала почти 40 лет, пройдя вместе с институтом тяжелый путь войны, эвакуации в Макарак, где напряженные полевые и камеральные исследования сочетались с трудным, неустроенным бытом и, наконец, возвращением в Москву.

Г.Д.Карамышева — один из основателей школы россыпников ЦНИГРИ, отличающейся разносторонним комплексным подходом к изучению генезиса россыпей с целью их прогнозирования, поисков и оценки.

Большой вклад Г.Д.Карамышева внесла в изучение геоморфологии и россыпной золотоносности Урала, Кузнецкого Алатау, Салаирского Кряжа, Бурятии, Северного Кавказа, юга Западной Сибири и Ленского района. Ею составлены мелко- и крупномасштабные геоморфологические карты для этих территорий с данными по золотоносности россыпей, способствовавшие повышению эффективности геологоразведочных работ. Детальные исследования геоморфологии и стратиграфии четвертичных отложений бассейна р. Вачи в Ленском районе позволили Галине Дмитриевне обосновать выделение уникального по богатству россыпного района. Сделанные ею в этом районе прогнозные рекомендации не утратили своей актуальности до сих пор и успешно реализуются золотодобытчиками. Для всех научных трудов Галины Дмитриевны характерен высокий уровень профессионализма, направленный на решение практически важных геологических задач.

Галине Дмитриевне свойственны такие замечательные качества исследователя, как высокая требовательность к себе, четкость, организованность в работе, умение критически анализировать факты. Она всегда — пример для молодых исследователей-россыпников.

Отмечая славный юбилей, желаем Галине Дмитриевне доброго здоровья, душевной гармонии и благополучия.



Ученый совет ЦНИГРИ

Редколлегия журнала

22 января 2003 г. исполнилось 75 лет Зеленову Василию Ивановичу, известному ученому и специалисту в области обогащения руд благородных металлов. Вся его научно-производственная деятельность связана с ЦНИГРИ, куда он пришел в 1951 г. после окончания Московского института цветных металлов и золота им. М.И.Калинина и где проработал более 50 лет.

В течение 15 лет с 1965 г. В.И.Зеленов возглавлял отдел обогащения минерального сырья, будучи сначала младшим, а затем после защиты диссертации старшим научным сотрудником. С 1980 по 1983 гг. был заместителем директора ЦНИГРИ по научной работе, с 1983 г. заведовал лабораторией физико-химических основ обогащения и лабораторией геотехнологии руд цветных и благородных металлов.

В.И.Зеленовым разработаны методические основы технологической оценки руд благородных металлов, новое направление в обогащении — биосорбция золота, внесен существенный вклад в исследование процесса кучного выщелачивания золота из руд и техногенного сырья. Под его руководством и при непосредственном участии созданы и внедрены технологии извлечения благородных металлов из руд десятков месторождений России и стран СНГ, таких как Дукат, Эвенское, Карамкен, Хаканджинское. За разработку технологии обогащения серебряных руд месторождения Большой Канимансур в 1989 г. Василий Иванович был удостоен Государственной премии СССР.

В.И.Зеленов — автор более 200 научных работ, среди них девять книг и брошюр, 31 авторское свидетельство на изобретения. Его Методика исследований золото- и серебросодержащих руд стала настольной книгой для обогатителей, геологов и прекрасным учебником для студентов. Под научным руководством В.И.Зеленова успешно защищены восемь кандидатских диссертаций.

Заслуги В.И.Зеленова перед отечественной геологической наукой отмечены многими правительственными наградами, среди которых орден «Знак Почета», медали «За доблестный труд в Великой Отечественной войне», «50 лет Победы в Великой Отечественной войне», «850-летие Москвы», «Отличник разведки недр», «Почетный разведчик недр», «Ветеран труда», шесть медалей ВДНХ и другие памятные награды.

Горячо поздравляем Василия Ивановича Зеленова с юбилеем, желаем ему здоровья, благополучия, творческих успехов.



Ученый совет ЦНИГРИ

Редколлегия журнала

Памяти Виталия Израиловича Пятницкого

9 января 2003 г. на 68 году жизни скоропостижно скончался ведущий научный сотрудник ЦНИГРИ Виталий Израилович Пятницкий.

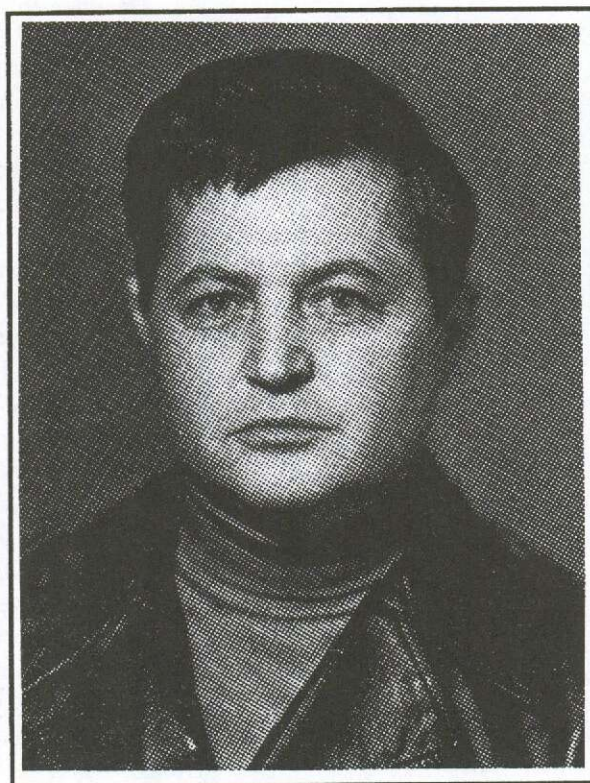
В.И.Пятницкий родился 18 сентября 1935 г. в Москве. В 1958 г. окончил геофизический факультет Московского геологоразведочного института и начал работать инженером-геофизиком, позднее начальником отряда в Комплексной тематической геофизической экспедиции треста «Геофизнефтеуглеразведка». В 1967 г. защитил диссертацию и получил степень кандидата технических наук, в 1974 г. ему присвоено звание старшего научного сотрудника.

В ЦНИГРИ Виталий Израилович перешел в 1964 г. Он прошел путь от старшего научного сотрудника до заведующего отделом геофизики, которым руководил с 1993 по 2001 гг. В.И.Пятницкий был одним из ведущих специалистов в области разработки принципов и методики применения электромагнитных методов при поисках и разведке рудных полезных ископаемых, электромагнитных технологий и аппаратуры, способов интерпретации данных электромагнитных методов и их комплексирования с другими геофизическими методами. Принимал активное участие в создании аппаратуры индуктивной низкочастотной электроразведки: НП-АФИ, ЭПП, частотных электромагнитных зондирований. Исследовал возможности применения электромагнитных методов в инженерной геофизике, археологии, геоэкологии. Он — автор и соавтор 11 изобретений и патентов и более 170 научных публикаций. Награжден пятью медалями ВДНХ.

Виталий Израилович был членом Научно-методического совета ВИРГ-Рудгеофизика по геолого-геофизическим технологиям поисков и разведки твердых полезных ископаемых, членом Евро-Азиатского геофизического общества (ЕАГО), постоянно активно участвовал в научных совещаниях, конференциях, симпозиумах.

В.И.Пятницкий пользовался большим авторитетом в ЦНИГРИ и в других геологических и геофизических организациях России и стран СНГ, с сотрудниками которых его связывали как служебные, так и дружеские, неформальные отношения. Свойственные Виталию Израиловичу качества — сплав интеллигентности, доброты и порядочности — привлекали к нему различных по характеру и общественному статусу людей. Им написано много лирических и философских стихов, посвященных природе, своей профессии, товарищам по работе. Лишь малая часть их вошла в институтские поэтические сборники.

Он был общительным, чутким, доброжелательным, скромным, преданным делу и людям человеком. Светлая память о Виталие Израиловиче Пятницком навсегда сохранится в наших сердцах.



Ученый совет ЦНИГРИ

Редколлегия журнала

Последние стихи В.И.Пятницкого

Осенние сонеты

1

Последние дни лета на исходе...
И август с пышностью уходит на покой.
И что-то грустное готовится в природе,
И в птичьих стаях — предолетный разнобой.
 Нам бабье лето вслед платком помашет
 И желтый лист прошелестит — прощай...
 И теплый день в последний раз уважит —
 Когда теперь придет к нам теплый май!
Но мы живем весеннею надеждой —
Она нас греет в грустный зимний день,
Ведь солнце к нам вернется, как и прежде,
И зимних призраков опять растает тень...
 Пусть все вокруг предзимно засыпает,
 А сердце вновь уже весну встречает!

2

Дожди начались и листва пожелтела...
И клин журавлей в вышине проплывает.
От лета лишь эхо в лесу уцелело,
И осень свой шепот уже начинает...
 Дожди и дожди, и тяжелые тучи...
 И утро, и вечер слились воедино.
 И наша дорога все круче и круче,
 Все ближе и ближе к последней вершине...
Уже седина в волосах, уж морщины...
И грусть нас с тобою порой навещает —
Печалимся, плачем, не зная причины,
А время нам зимние сны навевает...
 Но если молоды душой —
 Не страшны громы нам с грозой!

3

Синиц чуть слышен пересвист,
И небо плачет час за часом...
Кружась, летит похульный лист,
Уж не торгуют больше квасом...
 К нам осень, крадучись, идет,
 Прощай, горячий запах лета...
 Тропинка в лес уж не зовет,
 Сюжет не горячит поэта...
Но я люблю сырой туман,
Поры осенней взгляд печальный,
И лета бабьего обман,
И журавлей привет прощальный...
 В чередовании времен
 Нам БОГОМ смысл определен!

4

Ты уходишь, осень, ты уходишь
В золоте заплаканных берез,
По пустым тропинкам тихо бродишь,
Не сдержав при расставаньи слез...
 Затихает сад наш, затихает...
 Засыпают поздние цветы
 И смывает струями, смывает
 Дождик разноцветные мечты...
Ты уходишь в осень расставаний,
Нет пути из осени назад...
Годы неисполненных желаний,
Словно листья жухлые, летят...
 В жизни нашей правит истина одна —
 Вслед за осенью всегда идет зима!

5

Молчание полей и шепот перелесков,
И в синих далях затерявшийся туман,
И в паутинках переливы блеска,
Нежданного тепла негаданный обман...
 Все это — осени приметы и приветы,
 Последнее «прости» пред зимней немотой.
 На розовом коне уж промелькнуло лето,
 И в зиму нам брести затерянной тропой...
В природе нету благоднее время —
Уж наши весны отшумели, отцвели...
И жизни нашей тяжелее бремя —
Но мы покой в дороге обрели...
 И долги наши нам прости, ГОСПОДЬ,—
 ТЕБЕ принадлежат душа, и дух, и плоть...

6

Когда осенний долог час,
Когда туманы непроглядны
И неприютен мокрый лес,
И морось сыплется с небес,
 Когда уже подходит срок
 Задуматься о смысле жизни
 И каждый жизненный урок
 Напоминает нам о тризне —
Мы вспоминаем все, что радовало прежде,
Нам сладостны, мой друг, весенние надежды!

7

По осени в садах листву сжигают.
И терпкий дым — осенний фимиам —
Мне горечью своей напоминает
К заутрене готовящийся храм...
 Вот так и мы сжигаем за собою
 Прошедших лет непрочные мосты,
 Лишь вспоминая молодость весною,
 А осенью ей говоря — прости!

Но листьев золото горит и не сгорает...
Колдует осень в сердце у меня
И блестящей — паутинкою играя,
Летит, зовет, за горизонт маня...
 А вера и надежда остаются
 Расцвевать опять, но в облике ином,
 И снова к свету, к радости вернуться,
 Ненадолго забывшись зимним сном...
Так утром солнце каждый раз выходит,
Но к вечеру, увы, за горизонт уходит...

31.10.2002 г.

ВНИМАНИЮ АВТОРОВ!

При оформлении статей необходимо руководствоваться следующими правилами.

Объем статьи не должен превышать 15 страниц машинописного текста, включая аннотацию (не более 1/3 страницы), таблицы и список литературы. Текст печатается на одной стороне листа, все страницы рукописи нумеруются. В редакцию представляется статья — распечатка с принтера, а также текст на дискете в форматах Text format (*.rtf) или Microsoft Word (*.doc) с использованием шрифта Times New Roman Cyr (размер 12, двойной межстрочный интервал); для таблиц — такой же шрифт (размер 9–10, один межстрочный интервал). По окончании работы дискеты возвращаются автору по требованию. Возможна передача статей по электронной почте: E-mail: tsnigri@pol.ru.

Рисунки и другие графические материалы (не более 4) принимаются на дискетах с распечаткой на принтере и прилагаются к статье в двух экземплярах. На оборотной стороне каждого рисунка карандашом указываются его порядковый номер, фамилия автора и название статьи. **Размер оригиналов рисунков и таблиц** не должен превышать 23×16 см с учетом подрисовочной подписи. **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 форматах TIFF bitmap (*.tif), Corel Draw (*.cdr) или Microsoft Excel (*.xls). Графика должна быть связана с текстом и способствовать его сокращению. Подрисовочные подписи печатаются на отдельной странице. Цветные рисунки и фотографии не принимаются. Рисунки, не удовлетворяющие требованиям редакции, возвращаются автору.

Для набора математических формул и химических символов рекомендуется использовать Microsoft Equation 2.0 или 3.0. Допускается вписывать в текст математические формулы и химические символы 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).

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

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

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.

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

