РУДЫ и МЕТАЛЛЫ

научно-технический журнал

ЮБИЛЕЙНЫЙ ВЫПУСК

4
2017

РУДЫ и МЕТАЛЛЫ

научно-технический журнал

№ 4 сентябрь – декабрь 2017

Главный редактор А.И.Иванов
Заместитель главного редактора А.И.Черных
Заместитель главного редактора В.С.Жаркова

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Б.И.Беневольский
С.С.Вартанян
А.М.Вахрушев
А.Г.Волчков
Ю.К.Голубев
В.С.Звездов
С.Г.Кряжев
В.В.Кузнецов
Д.А.Куликов
Г.В.Седельникова

УЧРЕДИТЕЛЬ
ЦЕНТРАЛЬНЫЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ ИНСТИТУТ ЦВЕТНЫХ И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ РОСНЕДРА МИНИСТЕРСТВА ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ И ЭКОЛОГИИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

Свидетельство о регистрации средства массовой информации № 01919 от 21 декабря 1992 г.

Решением Высшей аттестационной комиссии Министерства образования и науки Российской Федерации журнал включён в «Перечень ведущих рецензируемых научных журналов и изданий, в которых должны быть опубликованы основные научные результаты диссертаций на соискание учёной степени доктора и кандидата наук»

Москва ЦНИГРИ 2017

РУДЫ И МЕТАЛЛЫ
ISSN 0869-5997
Выходит 4 раза в год

СОДЕРЖАНИЕ
CONTENTS

НОВОСТИ, ИНФОРМАЦИЯ
Журналу «Руды и металлы» – 25 лет
04

СТРОЕНИЕ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
Барышев А.Н.
Выжимание и нагнетание руд колчеданных месторождений при их диагенезе и региональном метаморфизме
12

Миляев С.А., Чекваидзе В.Б., Конкин В.Д., Донец А.И.
Прогнозно-поисковые особенности эндогенных ореолов элементов семейства железа (на примере золоторудных месторождений)
18

СТРОЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЛМАЗОВ
Горев Н.И., Герасимчук А.В.
Специализированные тектонические карты при прогнозировании коренных месторождений алмазов на Сибирской платформе: методика составления и анализа
25

Загайный А.К., Микоев И.И., Устинов В.Н., Фейжо А., Антонов С.А.
Структурно-тектонические и геофизические предпосылки локализации кимберлитов на территории Анголы
42

Посухова Т.В., Гаранин В.К.
Количественный морфогенетический анализ и оценка алмазоносности поисковых площадей Восточного Беломорья
50

Проценко Е.В., Горев Н.И.
Тектонические особенности размещения кимберлитовых тел и их использование при прогнозировании (на примере кимберлитовых полей Западной Якутии)
62

NEWS, INFORMATION
«Rudy I metally» – 25th anniversary
04

GEOLOGY OF ORE DEPOSITS
Baryshev A.N.
Squeezing and injection of pyrite deposit ores in their diagenesis and regional metamorphism
12

Milyaev S.A., Chekvaidze V.B., Konkin V.D., Donets A.I.
Forecasting-prospecting features of Fe-family elements' endogenic haloes (exemplified by Au deposits)
18

GEOLOGY OF DIAMOND DEPOSITS
Gorev N.I., Gerasimchuk A.V.
Specialized tectonic maps in forecasting of primary diamond deposits within the Siberian platform: methods of compilation and analysis
25

Zagainy A.K., Mikoev I.I., Ustinov V.N., Feizho A., Antonov S.A.
Structural-tectonic and geophysical premises of kimberlites localization on the territory of Angola
42

Posukhova T.V., Garanin V.K.
Quantitative morphogenetic analysis and evaluation of diamond content for prospecting areas of the Eastern White Sea
50

Gorev N.I., Protsenko E.V.
Tectonic features of kimberlite bodies location and their use in forecasting (exemplified by kimberlite fields of the Western Yakutia)
62

Сонин В.М., Жимулев Е.И., Чепуров А.И., Помазанский Б.С., Земнухов А.Л., Афанасьев В.П.
Особенности растворения алмазов V разновидности в железо-сульфидном расплаве при высоких *P-T* параметрах
70

Устинов В.Н.
Литолого-стратиграфическое расчленение и минеральный состав алмазоносных отложений мезозоя и кайнозоя Северо-Восточной Анголы
76

МЕТОДЫ И МЕТОДИКИ ПРОГНОЗА, ПОИСКОВ, ОЦЕНКИ И РАЗВЕДКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Иволга Е.Г., Манилов Ю.Ф., Гурович В.Г.
Глубинные особенности размещения золоторудной минерализации Ульинской впадины
85

Чекваидзе В.Б., Миляев С.А., Исакович И.З., Конкин В.Д., Донец А.И.
Оценка геохимических аномалий золоторудных полей на основе петрографо-минералого-геохимических моделей рудных объектов
99

КОМПЛЕКСНОЕ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ

Андреев С.И., Бабаева С.Ф., Казакова В.Е., Колчина Н.Л., Суханова А.А., Фирстова А.В., Ануфриева С.И., Луговская И.Г.
Комплексы редкометалльных элементов в составе гидротермальных сульфидных руд Мирового океана
102

ДИСКУССИИ

Хачатрян Г.К.
Значение геологических моделей развития алмазоносных систем при оценке абсолютного возраста алмаза
112

ПОЗДРАВЛЯЕМ С ЮБИЛЕЕМ

Л.С.Сущинского
Т.М.Папеско
В.О.Конышева
118

Список статей, опубликованных в журнале «Руды и металлы» за 2017 год
121

Sonin V.M., Zhimulev E.I., Chepurov A.I., Pomazansky B.S., Zemnukhov A.L., Afanasiev V.P.
Features of V variety diamond dissolution in Fe-sulfide melt at high *P-T* parameters
70

Ustinov V.N.
Lithological-stratigraphic dissection and mineral composition of Mesozoic and Cenozoic diamond-bearing rocks of the North-Eastern Angola
76

PROGNOSIS, PROSPECTING AND EXPLORATION: TECHNIQUES AND METHODS

Ivolga E.G., Manilov Yu.F., Gurovich V.G.
Deep-seated features of Uluin depression's gold mineralization location
85

Chekvaidze V.B., Milyaev S.A., Isakovich I.Z., Konkin V.D., Donets A.I.
Evaluation of goldfield geochemical anomalies based on petrographic-mineralogical-geochemical models of ore targets
99

COMPREHENSIVE USE OF MINERALS

Andreev S.I., Babaeva S.F., Kazakova V.E., Kolchina N.L., Sukhanova A.A., Firstova A.V., Anufrieva S.I., Lugovskaya I.G.
REE complexes as constituents of the World Ocean's hydrothermal sulfide ores
102

DISCUSSION

Khachatryan G.K.
Significance of geological models of diamondiferous system development for evaluation of diamond absolute age
112

OUR CONGRATULATIONS

L.S.Sushchinskiy
T.M.Papesko
V.O.Konyshev
118

«Rudy i metally» (Ores and metals) list of publications 2017
121

ЖУРНАЛУ «РУДЫ И МЕТАЛЛЫ» – 25 ЛЕТ

Уважаемые коллеги!

В декабре 1992 г. – 25 лет назад – был учреждён научно-технический журнал «Руды и металлы».

Журнал был создан по инициативе и при поддержке ведущего института геологической отрасли – ФГУП ЦНИГРИ. Учредители и организаторы журнала исходили из необходимости объединения различных направлений изучения месторождений полезных ископаемых, из желания укрепить связь между учёными-теоретиками и геологами-практиками. Перед редакцией стояла задача – создать современный журнал, который будет полезен для научно-исследовательских институтов, геологических организаций, горнорудных предприятий, научно-производственных объединений, высших учебных заведений.

За 25 лет в журнале было опубликовано более 1600 научных статей по многим насущным проблемам воспроизводства минерально-сырьевой базы твёрдых полезных ископаемых России. На его страницах обсуждался широкий спектр вопросов, связанных с недропользованием, экономикой и конъюнктурой минерального сырья, прикладной металлогенией, методами прогноза, поисков и оценки месторождений, комплексным использованием минерального сырья, технологиями геологоразведочных работ. В одноимённых рубриках содержится наибольшая доля публикуемых материалов.

Рубрикации нашего издания изменялись по мере появления новых актуальных вопросов недропользования, таких как стоимость геологоразведочных работ, цена геологической продукции и информации, юридическое оформление интеллектуальной собственности, факторы инвестиционной привлекатель-

ности резервного фонда месторождений цветных и благородных металлов, комплексная переоценка крупных и уникальных месторождений с использованием инновационных технологий на новой нормативно-правовой основе, перспективы развития геоинформационных технологий при поисках твёрдых полезных ископаемых, мониторинг и информационное обеспечение работ по геологическому изучению недр.

Специальные номера журнала посвящались стратегии развития геологической отрасли в рыночных условиях, основным научно-техническим достижениям ЦНИГРИ, переоценке золоторудного месторождения Сухой Лог, а также памяти выдающихся учёных-геологов, научному и прикладному значению их творческого наследия. Публиковались тезисы докладов научно-практических конференций, материалы совещаний и симпозиумов, касающихся тематики журнала.

С 2007 г. журнал «Руды и металлы» входит в Перечень рецензируемых научных изданий, в которых должны быть опубликованы основные научные результаты диссертаций на соискание учёной степени кандидата наук и доктора наук (специальность – Науки о Земле). Все публикации передаются в Электронную Библиотеку (eLIBRARY.RU) для включения в систему Российского индекса научного цитирования (РИНЦ).

Редакция гордится своим авторским активом. Многие авторы сотрудничают с журналом с момента его основания. За 25 лет в журнале опубликованы работы сотрудников практически всех ведущих отраслевых научных институтов и организаций, вузов, горнорудных компаний, экспедиций. Геологи из всех уголков России, специалисты Украины, Узбекистана, Казахстана, Кыргызстана, Азербайджана, Израиля делятся с нами новыми разработками в области геологии месторождений полезных ископаемых и недропользования в современных условиях.

История журнала в лицах

Главные редакторы: И.Ф.Мигачёв (1992–2012), Б.К.Михайлов (2012–2015), А.И.Иванов (2015–настоящее время).

Редколлегия журнала в разные годы: А.Н.Барышев, Б.И.Беневольский, Э.К.Буренков, В.И.Ваганов, С.С.Вартанян, А.М.Вахрушев, А.В.Волков, А.Г.Волчков, В.И.Воробьёв, А.А.Головин, Ю.К.Голубев, В.С.Звездов, П.А.Игнатов, С.С.Кальниченко, М.А.Комаров, М.М.Константинов, А.И.Кривцов, С.Г.Кряжев, В.В.Кузнецов, Д.А.Куликов, Н.К.Курбанов, Е.В.Матвеева, Г.А.Машковцев, С.А.Миляев, В.М.Минаков, Л.М.Натапов, Г.В.Остроумов, В.М.Питерский, В.И.Пятницкий, Г.В.Ручкин, Ю.Г.Сафонов, Г.В.Седельникова, В.И.Старостин, С.Ф.Стружков, А.И.Черных, И.А.Чижова, Ю.М.Щепотьев.

Гордость редакции – наши ветераны, в течение многих лет отдававшие знания, опыт и творческую энергию родному журналу – Н.М.Диянов, Е.С.Егоров, Г.В.Земскова, Л.В.Карапускина, В.К.Комарова, Г.С.Королёва, И.В.Крейтер, Н.П.Кудрявцева, М.В.Леженко, Т.В.Лукина, Н.И.Назарова, Т.Б.Полиектова, Е.В.Розова, П.А.Сандомирский, А.Э.Седельникова, А.Н.Щендригин.

В настоящее время журнал «Руды и металлы» представляет собой научно-техническое многопрофильное издание с ярко выраженной прикладной направленностью, нашедшее свою особую позицию в общей информационной системе геологических и смежных наук. Наша задача – показать наличие огромного научного, технического и технологического потенциала инженерных и рабочих кадров геологической отрасли России.

Надеемся, что сложившиеся традиции и современный подход к оформлению издания гарантируют востребованность и интерес читателей. Мы с глубокой благодарностью относимся к нашим авторам и читателям, внёсшим значительный вклад в становление и развитие журнала. Поздравляем всех с юбилеем журнала и приглашаем к продолжению совместной деятельности на благо российской науки.

История журнала в датах

1993	Пилот	Выпущен первый (стартовый) номер журнала
1994	6	Посвящён памяти М.Б.Бородаевской – выдающегося геолога и блестящего организатора науки. Опубликованы воспоминания соратников, коллег и учеников известного учёного
1995	Спец-выпуск	Издан к 60-летию ЦНИГРИ. Включает очерки и мемуары сотрудников института – людей увлечённых своей работой, благодаря усилиям которых ЦНИГРИ стал играть ведущую роль в геологической отрасли страны
1996	Спец-выпуск	Посвящён учёным института – основоположникам научных школ: П.С.Бернштейну, Н.И.Бородаевскому, Ю.П.Казакевич, А.И.Казаринову, В.А.Новикову, С.Д.Шеру. Опубликованы воспоминания коллег и друзей в прозе и стихах
	2	Опубликованы доклады Научно-практической конференции «Потенциал и перспективы рудоносности чехла Восточно-Европейской платформы», 14–15 ноября 1995 г., ЦНИГРИ
	4	Представлена сводная характеристика золоторудного потенциала Республики Коми
	5	Опубликованы доклады симпозиума «Руднoформационный анализ. Состояние и перспективы», 5–6 февраля 1996 г., ЦНИГРИ
1997	4	Приведены итоги научно-исследовательских работ ЦНИГРИ в 1996 г.
1998	2	Представлены геология и минерально-сырьевые ресурсы Южно-Сибирского региона
1999	1	Опубликованы тезисы докладов Всероссийской конференции «Мировая минерально-сырьевая база алмазов, благородных и цветных металлов на рубеже веков – перспективы использования и воспроизводства», 28–29 октября 1998 г., ЦНИГРИ
	5	К 90-летию со дня рождения известного геолога И.С.Рожкова
2001	1	Опубликованы доклады XXXI сессии Международного геологического конгресса, 6–17 августа 2000 г., Рио-де-Жанейро
	4	Представлены малоизвестные страницы истории НИГРИЗолото – ЦНИГРИ
	6	Посвящён памяти учёных М.Б.Бородаевской и Д.И.Горжевского
2002	3	Опубликованы доклады «круглых столов» Всероссийской конференции «Минерально-сырьевая база территории России и её континентального шельфа в условиях глобализации мировой экономики», 5–7 февраля 2002 г., Москва
	5	Посвящён 100-летию со дня рождения выдающегося учёного М.Н.Годлевского
2003	2	Специальными публикациями отмечен год Казахстана в России
		Приведены материалы семинара «Проблемы организации научно-методического обеспечения геолого-поисковых работ», 14 мая 2003 г., ЦНИГРИ
2004	1	Опубликованы избранные доклады, выступления и резолюция V Всероссийского съезда геологов, 25–27 ноября 2003 г., Москва
2005	1	Представлены материалы о Долгосрочной государственной программе изучения недр и воспроизводства минерально-сырьевой базы России на основе баланса потребления и воспроизводства минерального сырья (2005–2010 гг. и до 2020 г.)
		Издан к 70-летию ЦНИГРИ
	5	Посвящён Первому Дальневосточному международному экономическому конгрессу, 27–28 сентября 2005 г., Хабаровск

2006	1	Опубликованы избранные доклады VIII Международной конференции «Золотодобывающая промышленность России. Состояние и перспективы развития», 31 января – 3 февраля 2006 г., Москва
	3–6	Изданы доклады Научно-практической конференции «Прогноз, поиски, оценка рудных и нерудных месторождений на основе их комплексных моделей – достижения и перспективы», 4–6 апреля 2006 г., ЦНИГРИ
2007	3	Опубликованы статьи ведущих учёных ЦНИГРИ о минерально-сырьевой базе России
	6	К 100-летиям со дня рождения известных учёных ЦНИГРИ: А.П.Божинского, Н.И.Бородаевского, Г.П.Воларовича
2008	2	Обсуждаются вопросы переоценки золоторудного месторождения Сухой Лог, переведённого на основании полученных данных в ранг инновационно привлекательного объекта
	4	Приведены итоги Научно-практической конференции «Прогноз, поиски, оценка рудных и нерудных месторождений – достижения и перспективы», 20–22 мая 2008 г., ЦНИГРИ
	6	К 90-летию со дня рождения известного геолога П.Ф.Иванкина
2009	1	Опубликованы избранные доклады IV секции «Воспроизводство минерально-сырьевой базы твёрдых полезных ископаемых» VI Всероссийского съезда геологов, 27–29 октября 2008 г., Москва
2010	1	Издан к 75-летию ЦНИГРИ
	4	Опубликованы официальные материалы об итогах программы воспроизводства МСБ РФ, о приоритетах развития ГРР, о стратегии развития ГРР до 2030 г.
2011	3–4	Издан спецвыпуск памяти крупного учёного А.И.Кривцова. Тезисы докладов конференции «Научно-методические основы прогноза, поисков и оценки месторождений твёрдых полезных ископаемых – состояние и перспективы», 24–25 мая 2011 г., ЦНИГРИ
	6	К 100-летию со дня рождения выдающегося геолога М.Б.Бородаевской
2012	5	Опубликованы избранные материалы VII Всероссийского съезда геологов, 24–26 октября 2012 г. (Москва), посвящённые геологоразведочным работам в условиях криолитозоны на территории Северо-Востока России
	6	Посвящён 110-летию выдающегося учёного М.Н.Годлевского. Опубликованы статьи коллег, учеников, продолжателей его научных изысканий
2013	2–4	Статьи с VII Всероссийского съезда геологов, 24–26 октября 2012 г., Москва
2014	1	К 80-летию со дня рождения А.И.Кривцова, 100-летию со дня рождения Л.Н.Овчинникова
	3	К 100-летию со дня рождения известного геолога Ю.П.Казакевич
		Представлены итоги и рекомендации Научно-практической конференции «Принципы планирования и разработка предложений по направлениям ГРР по воспроизводству минерально-сырьевой базы благородных и цветных металлов на территории РФ на 2015–2020 гг.», 15–17 апреля 2014 г., ЦНИГРИ
2015	1	Издан к 80-летию ЦНИГРИ
2017	2	Представлены итоги VII Научно-практической конференции «Научно-методические основы прогноза, поисков и оценки месторождений благородных, цветных металлов и алмазов», 13–14 апреля 2017 г., ЦНИГРИ

Общественная организация
Российское геологическое общество
(РОСГЕО)

Президент

В.П.Орлов

Уважаемые коллеги, друзья!

Российское геологическое общество горячо поздравляет коллектив сотрудников, осуществляющих издание научно-технического журнала «Руды и металлы», с 25-летним юбилеем!

Учреждённый в декабре 1992 года по инициативе ведущего института геологической отрасли – ФГУП ЦНИГРИ – журнал сразу заинтересовал учёных научно-исследовательских институтов, геологических организаций, горнорудных предприятий и высших учебных заведений. Прошло 25 лет, и журнал занял достойное место среди научных геологических изданий.

За эти годы на его страницах были опубликованы статьи крупнейших учёных в области геологии, геологоразведочных работ, металлогении, методов прогноза, поисков и оценки месторождений. Специальные номера журнала посвящались стратегии развития геологической отрасли, основным научно-техническим достижениям ЦНИГРИ, памяти выдающихся учёных-геологов, научному и прикладному значению их творческого наследия.

Благодаря своей ярко выраженной прикладной направленности журнал «Руды и металлы» был всегда актуален и интересен для геологов-практиков, специалистов, непосредственно связанных с разведкой и оценкой месторождений.

Мы уверены, что в дальнейшем журнал будет столь же плодотворно сотрудничать с геологами России и знакомить их с важнейшими проблемами изучения и расширения отечественной минерально-сырьевой базы твёрдых полезных ископаемых.

Желаем сотрудникам редакции журнала благополучия, успехов в просветительской деятельности и роста читательской аудитории!

Глубокоуважаемые коллеги!

Нам доставляет огромное удовольствие поздравить вас со знаменательной датой – 25-летием со дня основания журнала «Руды и металлы»!

Вот уже четверть века журнал является наиболее авторитетным и читаемым изданием по проблемам воспроизводства минерально-сырьевой базы твёрдых полезных ископаемых России. Прошедшие годы для коллектива журнала были годами плодотворного творческого труда. Мы высоко ценим ваш вклад в освещение актуальных вопросов недропользования в России, методов прогноза, поисков и оценки месторождений, технологий геологоразведочных работ. Все ваши публикации содержат важную и полезную информацию, необходимую для эффективной деятельности предприятий и организаций во всех секторах науки и экономики, связанных с освоением твёрдых полезных ископаемых.

Мы уверены, что славный коллектив журнала «Руды и металлы» будет и в будущем играть роль флагмана российской геологии. Желаем вам больших творческих успехов, доброго здоровья, благополучия и надеемся на совместную плодотворную работу!

ВНИГНИ

От имени коллектива
Всероссийского научно-
исследовательского геологического
нефтяного института

Генеральный директор

А.И.Варламов

Уважаемый Анатолий Иннокентьевич!
Уважаемые сотрудники редакции!

В день вашего юбилея от всей души вас приветствует и поздравляет коллектив ФГУП «ЦНИИгеолнеруд».

Журнал организован по инициативе и при поддержке ФГУП ЦНИГРИ в декабре 1992 года, для научных и производственных организаций в целях укрепления связи учёных и практиков, и в настоящее время представляет собой научно-техническое многопрофильное издание, гармонично вписавшееся в общую информационную систему геологических и смежных наук.

Нас с вами связывает многолетнее сотрудничество, и мы надеемся на его дальнейшее продолжение. Нашим научным разработкам необходима популяризация в авторитетных изданиях, к которым относится ваш журнал. У нас с вами одно общее дело – развитие минерально-сырьевой базы для укрепления экономической мощи Российской Федерации.

От всей души желаем вам сохранить высокий научный авторитет журнала и его публикаций, необходимых для деятельности геологических предприятий и организаций всех видов. Доброго вам здоровья, светлых и ярких дней, оптимизма и огромного счастья!

ЦНИИГЕОЛНЕРУД

С искренним уважением,
по поручению коллектива
ФГУП «ЦНИИгеолнеруд»

Директор

Е.М.Аксёнов

Коллеги-дальневосточники
АО «ДАЛЬГЕОФИЗИКА»

Уважаемые коллеги!

25 лет назад, в 1992 году, по инициативе сотрудников ведущего научно-исследовательского института России (ЦНИГРИ), специализирующегося на проблемах геологии рудных месторождений, был учреждён замечательный журнал. Ваш журнал – «РУДЫ и МЕТАЛЛЫ». За годы существования журнала на его страницах геологической общественности были представлены самые современные идеи и достижения в области изучения процессов рудообразования. Благодаря вашему журналу стал доступен новейший опыт рудного направления исследований. Журнал органично вписался в группу основных изданий России, отражающих тенденции развития отечественной геологической науки и практики. Как издание лицензируемое, для многочисленных исследователей, специализирующихся в области минерагении, он представляется источником качественной информации. По сути, ваше издание является национальным лидером и законодателем в сфере своих прикладных направлений и интересов.

В славную годовщину вашего замечательного журнала дальневосточные геологи в лице специалистов АО «Дальгеофизика» желают ему дальнейшего процветания и укрепления основных позиций на издательской ниве, расширения и углубления отражаемой на его страницах проблематики.

Редакторскому и издательскому персоналу мы желаем крепкого здоровья и благополучия, творческих успехов как в личном, так и в корпоративном плане!

По поручению читателей ИМГРЭ,
с глубоким уважением

Директор

И.Г.Спиридонов

Уважаемые коллеги, друзья!

Поздравляем коллектив редакции научно-технического журнала «Руды и металлы» с 25-летним юбилеем!

Созданный по инициативе учёных ЦНИГРИ журнал уже долгие годы радует читателей статьями по актуальным проблемам воспроизводства минерально-сырьевой базы твёрдых полезных ископаемых.

На страницах журнала традиционно обсуждаются вопросы и проблемы современного недропользования, экономики минерального сырья, методики прогноза, поисков и оценки месторождений, публикуются материалы о новых технологиях ГРР.

Являясь подписчиками вашего журнала, желаем редакции «Руды и металлы» и всему коллективу ЦНИГРИ творческой энергии и благополучия!

Уважаемый Анатолий Иннокентьевич!

Президиум Общероссийской организации «Ветеран-геологоразведчик» от всей души поздравляет Вас, редакционную коллегию, сотрудников и читателей с 25-летним юбилеем научно-технического журнала «Руды и металлы»!

25 лет назад, в непростое время реорганизационных перемен, по инициативе и при поддержке ведущего института геологической отрасли ФГУП ЦНИГРИ был создан журнал, задачей которого являлась необходимость объединения различных направлений изучения месторождений полезных ископаемых.

Несмотря на свой «молодой возраст», сегодня Ваш журнал встал в один ряд с широко признанными рецензируемыми научными журналами, являясь площадкой для обсуждения насущных проблем воспроизводства и использования минерально-сырьевой базы твёрдых полезных ископаемых, перспектив развития геоинформационных технологий при поисках полезных ископаемых, экономики и конъюнктуры минерального сырья. Выполняя свою задачу, журнал стал связующим звеном между наукой и производством, между старшим поколением геологоразведчиков, к которым относятся ветераны, объединяемые Общероссийской организацией «Ветеран-геологоразведчик», и молодым поколением геологов.

Выражаем Вам и членам редакционной коллегии искреннюю признательность за ваш вклад в сохранение профессиональных традиций геологической отрасли, поддержание престижа профессии «геолог», привлечение молодёжи в эту столь необходимую стране отрасль народного хозяйства, чуткое, сердечное отношение к ветеранам геологической отрасли.

Желаем Вам и всем сотрудникам журнала крепкого здоровья и благополучия, дальнейших творческих успехов, настойчивости и упорства в достижении поставленных задач!

Президиум
Общероссийской организации
«Ветеран-геологоразведчик»

Председатель

Л.П.Антонович

Уважаемый Анатолий Иннокентьевич!

Научный коллектив ФГБУ «ВИМС» сердечно поздравляет Вас и всех сотрудников журнала «Руды и металлы» со знаменательным юбилеем – 25-летием со дня выхода первого номера!

Ваш журнал успешно освещает актуальные вопросы, касающиеся важнейших направлений изучения месторождений полезных ископаемых и способствует укреплению связи между учёными – теоретиками и геологами – практиками.

Вы всегда держите руку на пульсе геологической науки, публикуя в журнале наиболее интересные геологические инновационные технологические решения, позволяющие обеспечивать воспроизводство минерально-сырьевой базы твёрдых полезных ископаемых в интересах государства, его сырьевую безопасность и процветание.

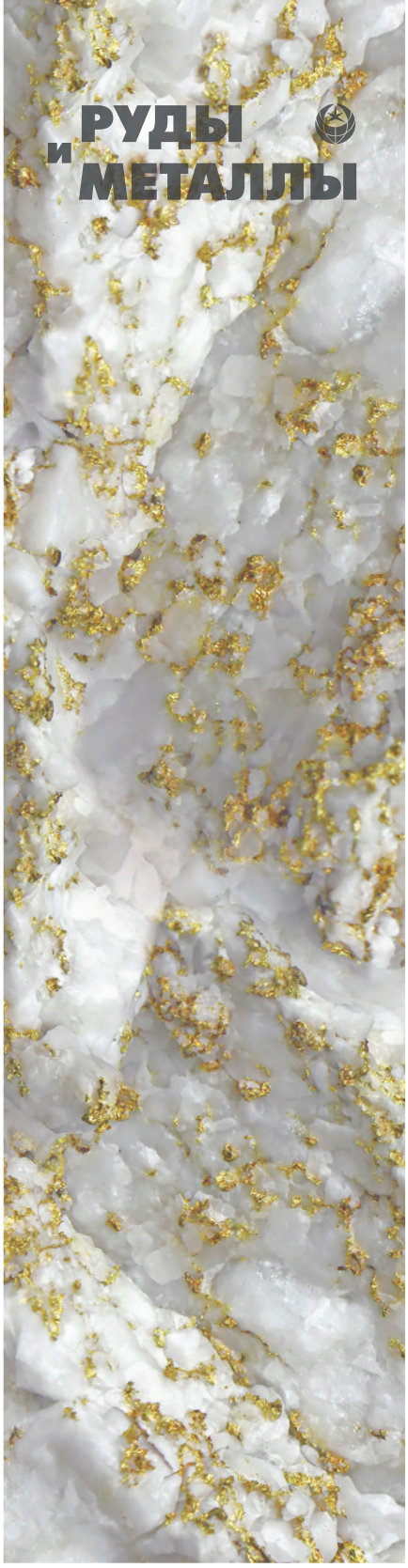
Уверены, что Вы и ваши сотрудники и в дальнейшем будете участвовать в освещении таких важных вопросов, как стратегия развития геологической отрасли, создание и использование методов прогноза, поисков и оценки месторождений, комплексное использование минерального сырья, технологии геологоразведочных работ.

От всей души поздравляем коллектив журнала с юбилейной датой и желаем всем крепкого здоровья, благополучия и новых творческих успехов в решении сложных проблем, стоящих перед геологической отраслью!

Всероссийский
научно-исследовательский
институт минерального сырья
им. Н.М.Федоровского
(ВИМС)

Генеральный директор

Г.А. Машковцев



ВЫЖИМАНИЕ И НАГНЕТАНИЕ РУД КОЛЧЕДАННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПРИ ИХ ДИАГЕНЕЗЕ И РЕГИОНАЛЬНОМ МЕТАМОРФИЗМЕ

По детальным наблюдениям в подземных горных выработках колчеданных месторождений приводятся примеры пластического выжимания и нагнетания руд при диагенезе и региональном метаморфизме. Показано, что эти явления следует учитывать при интерпретации генезиса руд, экстраполяции и интерполяции параметров рудных пересечений по скважинам при детальном прогнозе.

Ключевые слова: колчеданные руды, синвулканические деформации, диагенез, региональный метаморфизм, нагнетание, выжимание.

Барышев Александр Николаевич
доктор геолого-минералогических наук
ведущий научный сотрудник

ФГУП Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов, г. Москва

Выжимание и нагнетание руд колчеданных месторождений при их диагенезе и региональном метаморфизме представляют научный и практический интерес. Известны многочисленные примеры, когда нагнетание вулканогенно-осадочных руд в перекрывающие их породы принималось за свидетельство эпигенетичности оруденения. При диагенезе руд перекрывающие породы могут быть как в состоянии рыхлого осадка, так и монолитными, например в виде эффузивного тела. Первый случай охарактеризован на примере месторождения Хандиза в статье [1].

Нагнетание нелитифицированных масс, состоящих из смеси продуктов гальмиролиза колчеданных руд и илистого вулканогенно-осадочного материала, в перекрывающий их маломощный поток базальтов демонстрирует висячий бок Промежуточной залежи месторождения Худес (рис. 1). Детали строения залежи, история их изучения и возникшая при этом дискуссия о генезисе руд весьма поучительны для оценки факторов, являющихся рудоконтролирующими или псевдорудоконтролирующими, учёт которых необходим при обосновании критериев прогноза месторождений.

Характеристика руд месторождения Худес (Северный Кавказ) подробно изложена в монографии [5]. Особый интерес представляет описание висячего бока Промежуточной рудной залежи. В основу описания положена документация западной и восточной стенок орта 1 штольни 16, выполненная Н.С.Скрипченко в 1962 г. Весьма обстоятельно обосновав вулканогенно-осадочный генезис оруденения, Н.С.Скрипченко выделил в висячем боку колчеданных руд слои туффитов, которые содержат красную крупнозернистую баритовую и гелевидную кремнисто-гематитовую руду. Эти слои, как следует из документации, последовательно налегают на два маломощных самостоятельных потока спилитов. Тем самым подтверждались «нормальный, тектонически совершенно ненарушенный контакт массивных руд с подушечными спилитами» и исключительно седиментогенная его природа [5,

УДК 553.435:552.163
© А.Н.Барышев 2017

с. 141]. Гематитовые руды в кровле массивных колчеданных руд рассматриваются «не как образования типа захороненной коры выветривания, а как осадки заключительного этапа вулканогенно-осадочного процесса образования колчеданной залежи» [5, с. 152].

Двумя неделями позже, чем Н.С.Скрипченко, не зная о результатах его исследований, автор настоящей статьи провёл документацию тех же стенок орта (см. рис. 1). Во время дополнительной расчистки западной стенки откололась крупная пластина пород, за которой в висячем боку рудного тела вскрылась иная картина, указывающая на единство двух тел спилитов, относимых Н.С.Скрипченко к двум самостоятельным потокам. Был обнаружен смещающий спилиты мелкий надвиг, вдоль которого прорвалась масса, состоящая из колчеданно-баритовых и кварц-гематитовых руд, венчающих верх Промежуточной рудной залежи. Реконструкция поля напряжений по трещинам, заполненным кремнисто-гематитовым материалом, показала, что они образованы при сжатии вдоль напластования слоистых руд: ось наибольших сжимающих напряжений σ_3 лежит в плоскости общего напластования и почти нормальна к шарниру мелкой складки (см. рис. 1 *б, в*). Были установлены другие трещины, жилы кварц-гематитовых и сульфидных руд, дайка порфиритов, свидетельствующие о тектонической активности контактовой зоны висячего бока рудного тела, в том числе до литификации баритсодержащих кремнисто-гематитовых руд, венчающих колчеданную залежь. К

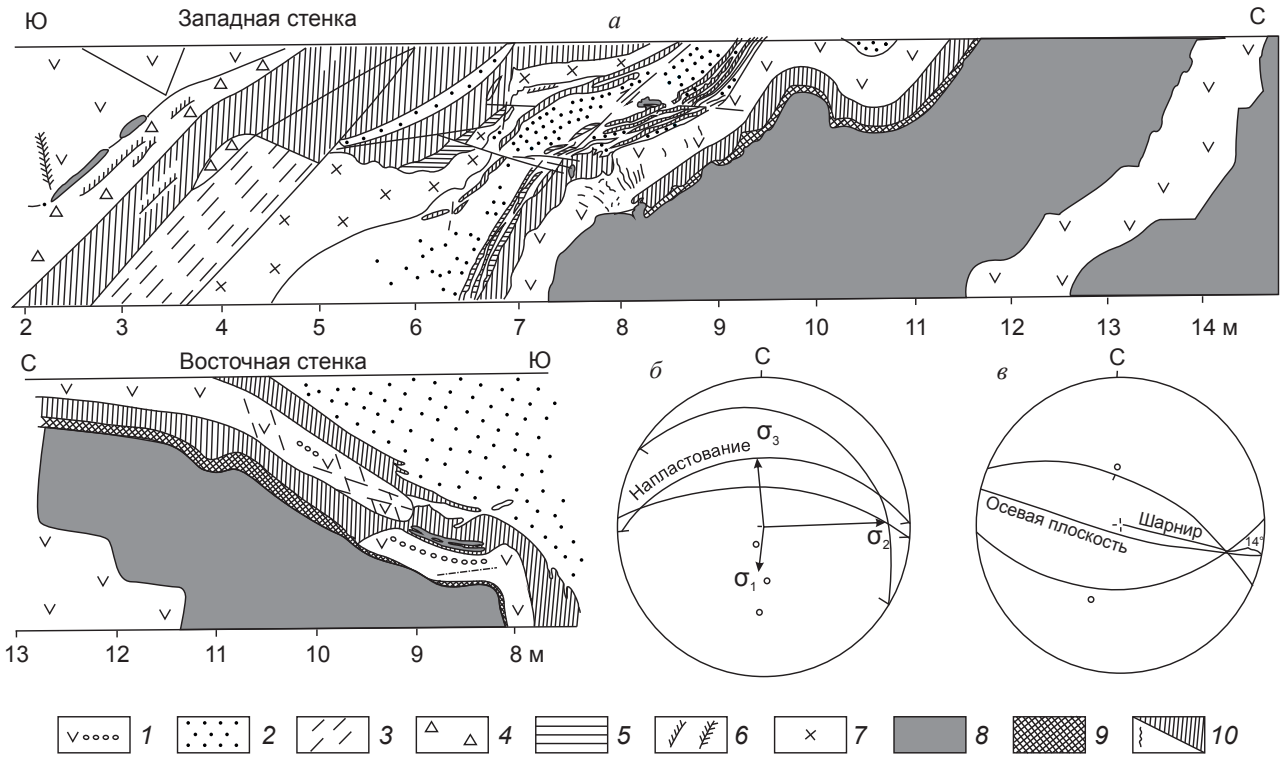


Рис. 1. ПЛАСТИЧЕСКИЕ ПЕРЕТЕКАНИЯ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ КОЛЧЕДАННЫХ И ОКИСЛЕННЫХ РУД ПРИ ИХ ДИАГЕНЕЗЕ (месторождение Худес, штольня 16, орт 1, документация А.Н.Барышева):

а – детали строения висячего бока Промежуточного рудного тела; стереографические проекции: *б* – осей главных нормальных напряжений (σ_1 – наименьших, σ_2 – средних, σ_3 – наибольших сжимающих (ориентировка современная)), *в* – крыльев, осевой плоскости и шарнира складки; *1* – спилиты и расположение в них миндалин; *2* – известковистые гиалокластито-терригенные песчаники и алевролиты («туфопесчаники»); *3* – зона параллельных прожилков кварц-гематитового и карбонатного составов среди «туфопесчаников»; *4* – брекчии с обломками спилитов и «туфопесчаников» в карбонатном цементе; *5* – известковистые «туфопесчаники» с кварц-гематитовым базисом; *6* – карбонатные и кварц-карбонатные жилы; *7* – жильные порфириты; *8* – сплошные медноколчеданные руды; *9* – барит-колчеданно-полиметаллические руды; *10* – кварц-геметитовые (кварц-гётитовые) руды в виде пластов и прожилков

выводу о рудолокализующей роли синвулканических тектонических структур побуждало и то, что в ста метрах западнее в квершлаге 3 той же штольни 16 контакт Промежуточной залежи обрывался по разлому северо-западного простирания, имеющему падение, отличающееся от падения подушечных спилитов на 90°, т.е. вертикальное относительно горизонта лав. Между разломом и рудным телом при этом залегает дайкообразное тело андезидацитов, рассекаемое параллельными разлому протяжёнными кварц-гематит-барит-сульфидными жилами. Поиски смещённой части колчеданных руд залежи в юго-западном крыле упомянутого разлома показали её отсутствие. За разломом оказалась лишь мощная толща подушечных спилитов. Было сделано заключение о локализации руд в полости отслаивания [2].

К такому выводу подталкивало и то, что в 1 км западнее рудной залежи автором был выделен экструзивный купол дацитов протяжённостью 3,5 км, залегающий на спилитах. Основание купола расположено примерно на 200 м стратиграфически выше Промежуточной колчеданной залежи. Купол с севера обрамляется синклиналью такой же протяжённости при размахе крыльев ~1 км [3]. К днищу синклинали приурочен сползший с юга аллохтонный блок спилитов, подстилаемый вулканогенно-осадочными конгломерато-брекчиями и несогласно перекрытый дацитами купола. Северное крыло синклинали осложнено двумя крупными параллельными оси складки дугообразными надвигами. Надвиги вмещают дайки дацитов мощностью до 50 м, имеющие падение в сторону оси синклинали. Угол падения даек отличается от падения спилитов на 40–50°, что соответствует углу падения надвигов на юг при вулканизме. Всё это указывает на то, что образование синклинали и осложняющих её структурных элементов обусловлено динамикой экструзии дацитов. Предполагалось, что с этим же процессом на периферии купола связано образование деформационных структур, определяющих локализацию руд Промежуточной залежи.

Полученные разные выводы о генезисе оруденения и типе контакта висячего бока рудного тела обусловлены тем, что оба упомянутых исследователя детально рассмотрели разные стороны сложной синвулканической истории формирования месторождения, запечатлённые в стенках орта. Кроме того, разные выводы в известной мере были результатом новизны и малой разработанности в то время концепции о вулканогенно-осадочном рудообразовании, выдвинутой В.И.Смирновым и Т.Я.Гончаровой [6], разделяемой тогда лишь Н.С.Скрипченко. Сведения о современном образовании колчеданных руд на дне океанов и деталях подводного вулканизма появились в печати позже. Более полно понять условия формирования Промежуточной залежи в свете современных представлений помогает обобщение особенностей колчеданного рудообразования в палеообстановках Южного Урала, проведённое В.В.Масленниковым, где, в частности, охарактеризовано образование кремнисто-гематитовых руд [4]. Отмечено, что субмаринный гипергенез, или гальмиролиз – придонное окисление и растворение сульфидных руд является основным фактором разрушения сульфидных холмов. Окисление руд нарастает к кровле рудной залежи и связано с крайне интенсивным проявлением кислотной стадии гальмиролиза и осаждением кремнезёма на кислотных барьерах. Подобные процессы сопровождают гальмиролиз действующих и особенно потухших «чёрных курильщиков».

По киносъёмкам процесса современного подводного вулканизма, когда от мощного базальтового потока через его корку на флангах отходят мелкие потоки и подушечные обособления, можно понять, почему потоки спилитов, налегающие непосредственно на Промежуточную рудную залежь месторождения Худес, имеют весьма малую мощность.

Другая важная особенность образования Промежуточной колчеданной залежи состоит в том, что накопление колчеданных руд перемежается с излияниями базальтов (спилитов). Один из таких потоков ниже кровли колчеданной залежи пересечён западной стенкой орта 1 на 12–13 м (см. рис. 1). На границе его подошвы с подстилающей колчеданной рудой сохранились мелкие фрагменты кварц-гематитовых обособлений зоны гальмиролиза. Как и верхняя часть рудной залежи, этот поток спилитов подвергся деформациям, связанным с тектоникой формирования экструзивного купола западнее месторождения. Образование колчеданных руд месторождения Худес в непосредственной близости от неоднократных излияний спилитов сходно с процессом образования колчеданных руд в современных океанах вблизи «чёрных курильщиков». Отличием от океанических

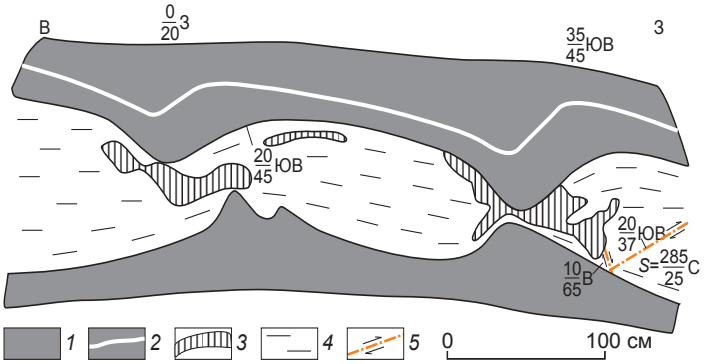


Рис. 2. ПЛАСТИЧЕСКИЕ ПЕРЕТЕКАНИЯ МЕДНОКОЛЧЕДАННЫХ РУД И ДЕФОРМАЦИИ ХЛОРИТОВЫХ СЛАНЦЕВ ПРИ РЕГИОНАЛЬНОМ МЕТАМОРФИЗМЕ (Быковское месторождение, штольня 5):

1 – сплошные медноколчеданные руды; *2* – прослой сфалерита в медноколчеданной руде; *3* – жилы метаморфогенного кварца; *4* – хлоритовые сланцы; *5* – трещины скалывания и направление перемещения по ним; элементы залегания: числитель дроби – азимут простирания, знаменатель – угол падения; *S* – сланцеватость

обстановок является присутствие дацитов. Дациты, слагающие экструзивный купол в Худесском рудном поле, не относятся к рудоносным. Они имеют тонкозернистую структуру, такситовую текстуру с хлоритизированными обособлениями, существенно отличаются от присущих колчеданным месторождениям рудоносных апокристобалитовых кварцевых порфиров.

Таким образом, вулканогенная тектоника на месторождении приводит к выжиманию и нагнетанию слаболитифицированных вулканогенно-осадочных колчеданных руд и продуктов их гальмиролиза. Возникающие при этом геолого-структурные элементы могут обладать чертами, похожими на рудоконтролирующие, но таковыми не являющимися. Они могут приводить к неверным выводам об эпигенетичности оруденения. Учёт всех элементов строения и генезиса месторождения необходим при разработке критериев прогноза месторождений. Этого в должной мере не было сделано для Худесского месторождения в середине 60-х годов прошлого века. Н.С.Скрипченко отразил наиболее важную вулканогенно-осадочную сторону генезиса Промежуточной колчеданной залежи, проигнорировав её осложнения при диагенезе, связанные с вулканогенной тектоникой. В противоположность этому автор настоящей статьи, сконцентрировав внимание на осложнениях и обосновав наличие мелких полостей отслаивания в связи с вулканогенной тектоникой, сделал вместе с тем ошибочный вывод о генезисе руд, распространяя эти явления на всю колчеданную залежь.

Нагнетание колчеданных руд и продуктов их окисления при диагенезе в перекрывающие осадки или лавовые потоки – явление довольно редкое и не существенное по масштабу, хотя интересное в генетическом аспекте рудообразования. Гораздо более часто и интенсивно проявлено перемещение колчеданных руд вдоль слоёв и нормально к их мощности при региональном метаморфизме. Явление это давно известно. Оно отмечалось ещё А.Н.Заварицким (1943 г.). Следствием его является весьма интенсивное расплющивание рудного тела Дегтярского месторождения на Урале, в котором даже базальтовые дайки, рассе-

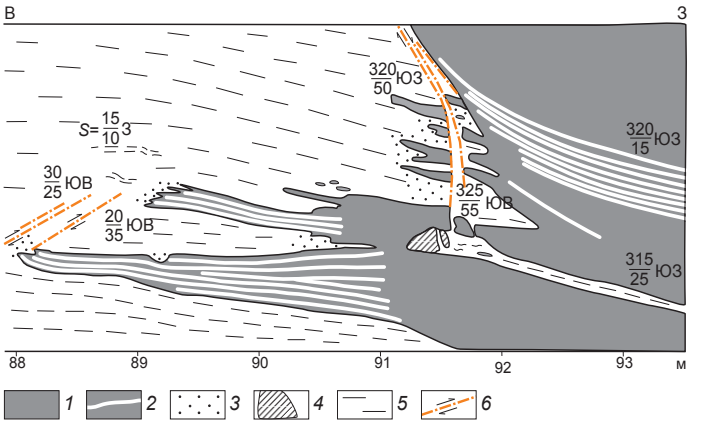


Рис. 3. ИЗМЕНЕНИЕ ТЕКСТУР РУД И РАЗВИТИЕ МЕЛКИХ НАДВИГОВ ПРИ ПЕРЕХОДЕ ОТ МЕТАМОРФОГЕННЫХ ОБЛАСТЕЙ ВЫЖИМАНИЯ К ОБЛАСТЯМ НАГНЕТАНИЯ (Быковское месторождение, штольня 5, юго-западная стенка):

руды: *1* – сплошные массивные медноколчеданные, *2* – сплошные полосчатые цинково-медноколчеданные, *3* – вкрапленные сульфидные; *4* – метаморфогенные кварцевые жилы; *5* – хлоритовые сланцы; *6* – трещины скалывания

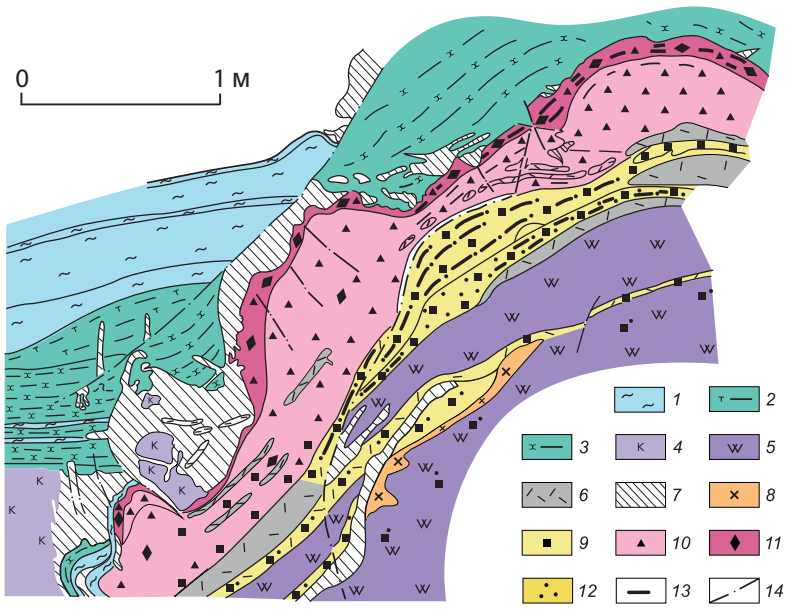


Рис. 4. МЕТАМОРФОГЕННОЕ ПОСЛОЙНОЕ ПЕРЕРАСПРЕДЕЛЕНИЕ РУД С ИЗМЕНЕНИЕМ ИХ СОСТАВА И ТЕКСТУР (месторождение Уруп, Главное рудное тело, штрек 201, северная стенка):

1 – яшмоиды; *2* – туфопесчаники и туффиты; *3* – хлоритовые сланцы по туффитам; *4* – хлоритсодержащие кварциты; *5* – вторичные кварциты; *6* – кварцсодержащие серицитолиты; *7* – метаморфогенный кварц; *8* – лампрофир; сплошные колчеданные руды и их главные минералы: *9* – пирит, *10* – халькопирит, *11* – сфалерит; *12* – густовкрапленные сульфидные руды; *13* – полосчатая текстура руд; *14* – тектонические трещины

кающие руды, становились маломощными и участвовали в складчатости, частично компенсирующей удлинение рудного тела по латерали при метаморфогенном расплющивании.

При документации горных выработок колчеданных месторождений Северного Кавказа, подвергшихся региональному метаморфизму, автор статьи отмечал явления метаморфогенного выжимания-нагнетания вулканогенно-осадочных руд и убедился в том, насколько порой могут меняться данные об их мощности и составе, полученные по поисково-разведочным скважинам, если те пересекут рудное тело в разной его латеральной части, даже в пределах одного метра.

Следствие начального этапа развития чередования метаморфогенных областей выжимания и нагнетания в колчеданном рудном теле наблюдается на Быковском медноколчеданном месторождении Северного Кавказа (рис. 2). При сжатии поперёк напластования произошло перетекание медноколчеданной руды, в результате чего волнообразно изменилась мощность рудных пластов. При этом отсутствует значительное перераспределение минеральных зон и текстур руд, что видно по сохранившемуся слою сфалерита, образующему подобные складки в областях нагнетания руды. Рудные пласты в областях их нагнетания деформировали пласт расположенных между ними хлоритовых сланцев. Сланцы подверглись здесь интенсивному дроблению с заполнением трещин жилами метаморфогенного кварца. В обе стороны от мест дробления сланцы выдавливались в области их нагнетания, которым в пластах руды соответствуют области выжимания.

Более интенсивное выжимание колчеданной руды приводит к существенному уменьшению её мощности и появлению полосчатой текстуры, которая отсутствует в области нагнетания (рис. 3).

Выжимание и нагнетание руд при региональном метаморфизме приводят не только к преобразованию их мощностей и текстур, но и к дифференциальному перемещению халькопирита, сфалерита, менее пирита. Это демонстрирует висячий бок Главного рудного тела месторождения

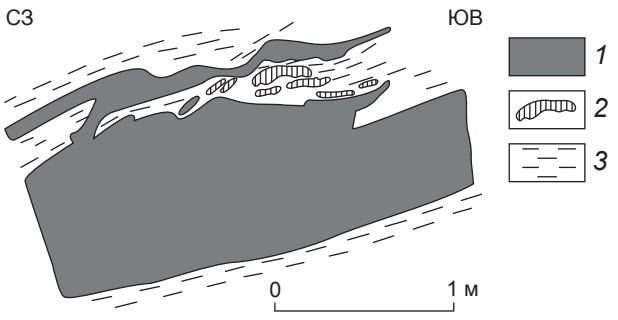


Рис. 5. АПОФИЗЫ КОЛЧЕДАННОЙ РУДЫ В ПОРОДАХ КРОВЛИ РУДНОГО ТЕЛА (месторождение Бескес, штольня 19, орт 1):

1 – сплошные колчеданные руды; *2* – кварцевые жилы; *3* – хлоритовые сланцы

Уруп (Северный Кавказ) (рис. 4). Над областью нагнетания пиритового слоя, выжатого с флангов, расположен слой существенно халькопиритового состава уменьшенной мощности с полосчатой текстурой, фиксируя область выжимания. На флангах эта область сменяется областью нагнетания халькопиритового слоя с увеличенной мощностью, где дополнительно появляется сфалерит. Текстура руд при этом массивная, а не полосчатая, как в области выжимания слоя.

В ряде случаев трудно определить, с каким этапом развития месторождения связано нагнетание колчеданных руд в породы висячего бока. Примером служит месторождение Бескес – наиболее метаморфизованное среди колчеданных месторождений Северного Кавказа (рис. 5). В данном случае можно допустить сочетание двух разновозрастных процессов: нагнетание при диагенезе руд, усложнённое при метаморфизме.

Приведённые примеры интересны не только с точки зрения доводов в пользу сингенетичности или эпигенетичности оруденения по отношению к вмещающим толщам. Они показывают, что пересечение рудного интервала скважиной, особенно в регионально-метаморфизованных толщах, может отражать как завышенные, так и заниженные средние параметры по мощности и содержанию полезного ископаемого, которые потом относятся к межскважинному пространству или за его пределы. При единичных скважинах, пересекающих руды, такие параметры тел при оценке прогнозных ресурсов категории P_2 потенциального рудного поля не следует брать с неоправданно большой измеренной точностью. Их нужно округлять в ту или иную сторону с учётом текстур руд: в большую, если текстуры свидетельствуют о выжимании, в меньшую, если можно говорить о нагнетании.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Барышев А.Н.* Главные черты геологии и генезиса свинцово-цинковых месторождений в вулканогенно-осадочных толщах, залегающих на древних континентальных массивах // Руды и металлы. 2017. № 3. С. 4–13.
2. *Барышев А.Н.* Основные черты структуры Худесского рудного поля: Автореф. дисс... канд. геол.-минер. наук. – М., 1965.
3. *Барышев А.Н.* Тектонические условия развития кислого вулканизма девона на территории Худесского рудного поля (Северный Кавказ) // Тр. ЦНИГРИ. 1970. Вып. 92. С. 143–157.
4. *Масленников В.В.* Седиментогенез, гальмиролиз и экология колчеданоносных палеогидротермальных полей (на примере Южного Урала). – Миасс: Геотур, 1999.
5. *Скрипченко Н.С.* Вулканогенно-осадочное рудообразование (на примере колчеданных месторождений Северного Кавказа). – М.: Недра, 1966.
6. *Смирнов В.И., Гончарова Т.Я.* Геологические особенности образования колчеданных месторождений западной части Северного Кавказа // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1960. № 2. С. 3–15.

SQUEEZING AND INJECTION OF PYRITE DEPOSIT ORES IN THEIR DIAGENESIS AND REGIONAL METAMORPHISM

A.N.Baryshev (TsNIGRI)

Based on detailed observations in underground workings at pyrite deposits, examples of plastic squeezing and injection of ores at during of diagenesis and regional metamorphism are given. It is shown that these phenomena should be considered in interpretation of ore genesis, extrapolation and interpolation of ore intersection parameters in detailed forecasts.

Keywords: pyrite ores, synvolcanic deformations, diagenesis, regional metamorphism, injection, squeezing.

ПРОГНОЗНО-ПОИСКОВЫЕ ОСОБЕННОСТИ ЭНДОГЕННЫХ ОРЕОЛОВ ЭЛЕМЕНТОВ СЕМЕЙСТВА ЖЕЛЕЗА (НА ПРИМЕРЕ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ)

Рассмотрены особенности поведения и зонального распределения элементов семейства железа (Ni, Co, Mn, V, Cr, Ti) на золоторудных месторождениях различных формационных типов. Намечены критерии прогноза скрытого оруденения.

Ключевые слова: золоторудные месторождения, элементы семейства железа.

Миляев Сергей Анатольевич
кандидат геолого-минералогических наук
ведущий научный сотрудник
sermil52@yandex.ru

Чекваидзе Виктор Борисович
доктор геолого-минералогических наук
ведущий научный сотрудник
chekvaidze@rambler.ru

Конкин Виктор Дмитриевич
доктор геолого-минералогических наук
ведущий научный сотрудник
konkin@tsnigri.ru

Донец Александр Иванович
доктор геолого-минералогических наук
ведущий научный сотрудник

ФГУП Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов, г. Москва

Элементы семейства железа (Ni, Co, Mn, V, Cr, Ti) проявляют двойственный характер поведения в рудах и околорудном пространстве в пределах золоторудных месторождений. Кроме относительного обеднения этими элементами рудоносных зон, прослеживалось их накопление в ближайших контактах. Перечисленные элементы образуют на рудных уровнях золоторудных и полиметаллических месторождений так называемые «зоны выноса», проявляющиеся в обеднении ими рудоносных зон относительно призальбандовых частей вмещающих пород [1–4]. Другая особенность элементов рассматриваемой группы – смещение по падению относительно рудного тела и обогащение нижнерудных и подрудных частей рудных залежей. Наконец, следует отметить заметные отличия набора рассматриваемых элементов на разнотипных месторождениях и определённые связи их распределения в аномальных полях с характером околорудных изменений рудовмещающих пород.

Ниже рассмотрены особенности поведения элементов семейства железа на золоторудных объектах ведущих формационных типов.

К *золото-сульфидно-кварцевой формации* относятся объекты Васильковского рудного поля в Северном Казахстане (собственно Васильковское месторождение, участки Промежуточный, Дальний, Шункурколь и др.). Построенная на их основе модель (рис. 1) характеризует распределение геохимических ореолов и метасоматитов в околорудном пространстве. Эталонное месторождение данного типа представляет собой золотоносный кварц-арсенопиритовый штокверк, приуроченный к тектонически осложнённому контакту интрузий гранодиоритов и габбродиоритов раннепалеозойского возраста.

На среднерудном уровне (соответствующем современному эрозионному срезу) в распределении Co и V устанавливается зона (шириной ~400 м) их пониженных содержаний, сменяющаяся на периферии ореолами повышенных. В поперечном сечении (см. рис. 1) возникает «двугорбая» кривая, сменяющаяся в над-

УДК 550.84.09:553.411
© С.А.Миляев, В.Б.Чекваидзе, В.Д.Конкин, А.И.Донец, 2017

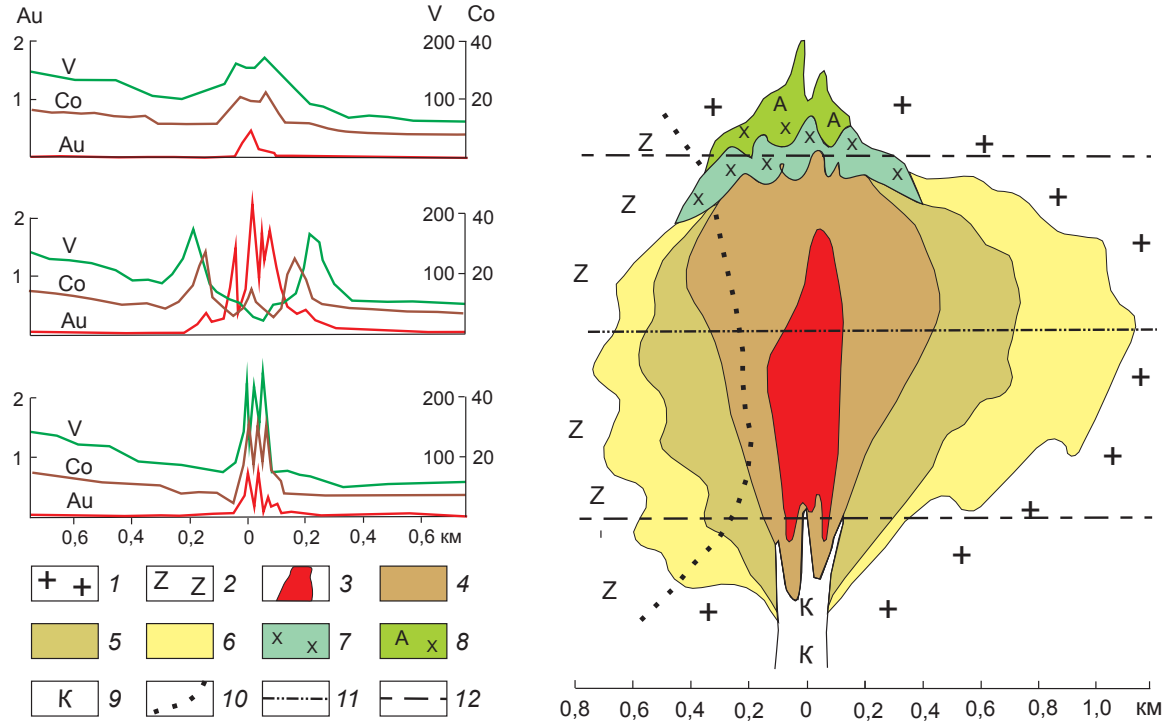


Рис. 1. ГРАФИКИ СОДЕРЖАНИЙ V, Co, Au (г/т) НА РАЗЛИЧНЫХ УРОВНЯХ ВАСИЛЬКОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ:

1 – гранодиориты; *2* – габбродиориты; *3* – рудная залежь; зоны березитов: *4* – центральная, *5* – промежуточная, *6* – внешняя; надрудные зоны осаждения: *7* – хлоритовая, *8* – хлорит-альбитовая; *9* – нижнерудно-подрудная зона калишпатизации; *10* – контакт интрузий различного состава; *11* – современный эрозионный срез; *12* – уровни по вертикали

рудном и подрудном уровнях общим подъёмом содержаний названных элементов. При этом в первом случае кривые распределения рассматриваемых элементов пологие и охватывают относительно широкую часть околорудного пространства, во втором – имеют вид нескольких узких сближенных «пиков», в целом повторяющих кривые распределения золота.

Метасоматическая зональность на месторождении проявляется в виде дифференциации дорудных метасоматитов формации березитов по латерали и вертикали (см. рис. 1). Выделяются три латеральные зоны: внешняя, промежуточная и центральная. Они характеризуют последовательное замещение темноцветных минералов и полевых шпатов исходных пород кварцем и серицитом (с примесью карбоната), вплоть до образования типичных березитов. Химизм этого процесса определяется выносом из пород Na, Mg, Fe на фоне привноса K, CO_2, S. Вынесенные компоненты на верхних выклиниваниях растворопроводящих структур образуют две зоны осаждения: нижнюю – хлоритовую и верхнюю – хлорит-альбитовую [7].

При сравнении проявлений геохимической и метасоматической зональности (см. рис. 1) видно, что зона ореола минимальных и максимальных значений Co и V на среднерудном уровне близко соответствует центральной зоне ореола березитизации. Последнее может интерпретироваться как вынос этих элементов из указанной зоны с их переотложением на границах зоны максимального кислотного выщелачивания [5]. Надрудные положительные аномалии Co и V, сопоставимые по ширине с центральной зоной березитов, также могут рассматриваться в качестве продуктов их переотложения, выщелоченных на нижележащих уровнях.

Иная картина наблюдается на подрудных горизонтах. Здесь кривые локальных «пиковых» значений Co и V по конфигурации близки кривым распределения содержаний Au и в условиях затухания процесса березитизации на глубине вряд

ли могут быть обусловлены переотложением этих элементов в направлении, обратном инфильтрации гидротерм. Более уместно связать отмеченные положительные аномалии с синрудным процессом и рассматривать их как более поздние образования, сопутствующие отложению рудогенных элементов с тенденцией к накоплению на нижних горизонтах рудоносных структур.

Подтверждением этому служат парные коэффициенты корреляции [6] между содержаниями элементов семейства железа и золотом. Для подрудных горизонтов отмечаются положительные связи между Co, V, Mn и Au. Среднерудный уровень, напротив, характеризуется отрицательной корреляцией Au с Co, V, Mn. Надрудные уровни отличаются положительными незначимыми коэффициентами корреляции золота с Co, V, Mn. Подчеркнём, что для всех уровней Васильковского месторождения между содержаниями Co, V, Mn фиксируются только положительные корреляционные связи.

Золото-кварцевую формацию представляет Наталкинское месторождение в Центрально-Колымском регионе. В его пределах установлена серия субпараллельных жильных зон и тонкопрожилковых штокверков, контролируемых разломами в туфогенно-терригенной толще позднепермского возраста. Комплекс изменённых пород представлен березитоидами, включающими в основном в разной степени серицитизированные, окварцованные и альбитизированные породы.

Распределение Co и Ni в эндогенных ореолах весьма сходно с рассмотренным выше. Как видно из рис. 2, Co и Ni выносятся из рудных зон с переотложением на периферии в лежачем и висячем боках. Напротив, максимальные содержания Mn отражают положение рудных зон, и, следовательно, на этом уровне эрозионного среза Mn можно

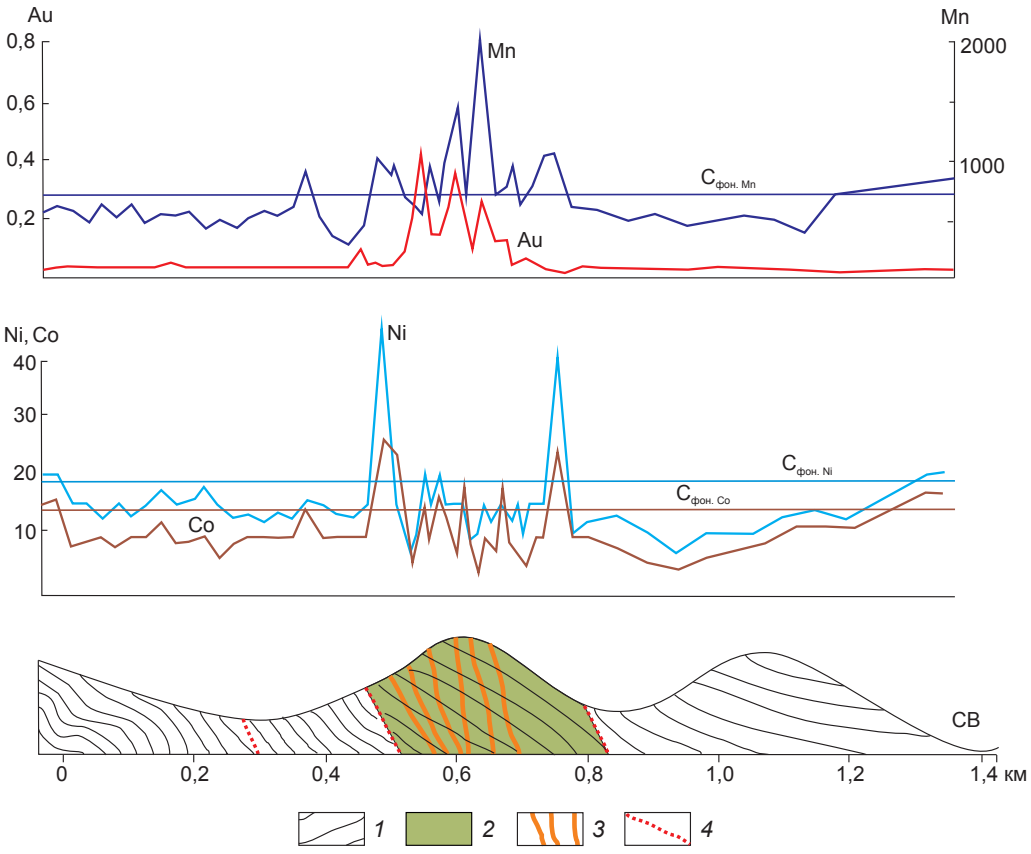


Рис. 2. ГРАФИКИ ИЗМЕНЕНИЯ СОДЕРЖАНИЙ Au, Mn, Ni, Co (г/т) В ПРОФИЛЕ НА СЕВЕРНОМ ФЛАНГЕ НАТАЛКИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ:

1 – углеродисто-туфо-терригенная толща, P_2; *2* – зона околорудных метасоматитов (березитоидов); *3* – рудные зоны; *4* – разрывные нарушения

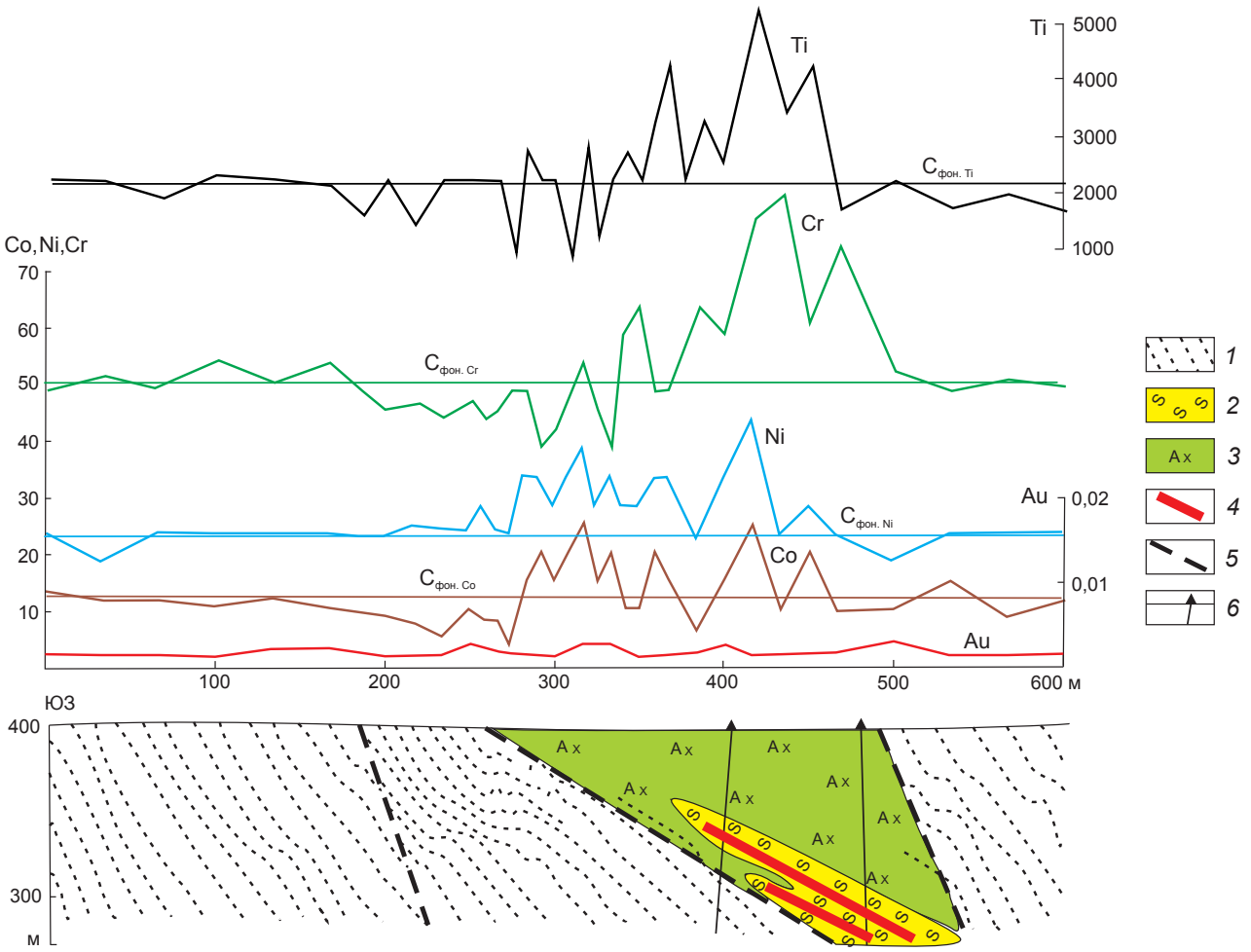


Рис. 3. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ СОДЕРЖАНИЙ СИДЕРОФИЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ НАД «СЛЕПЫМИ» РУДНЫМИ ТЕЛАМИ УЧАСТКА ДАЛЬНИЙ (г/т):

1 – углеродисто-песчано-сланцевая толща, C_1; *2* – серицитизация; *3* – пятнисто-прожилковая альбит-хлоритовая минерализация; *4* – рудные тела; *5* – тектонические нарушения; *6* – скважины

рассматривать как элемент, привнесённый в процессе рудогенеза.

Примером объектов *золото-сульфидной формации* является Бакырчикское рудное поле в Восточном Казахстане, а в его пределах – участок Дальний, на котором вскрыты рудовмещающие и надрудные уровни рудолокализующей разломной структуры (рис. 3). Рудовмещающий уровень представлен прожилково-вкрапленными скоплениями золотоносных сульфидов (арсенопирита и пирита), обрамлёнными ореолом березитоидов (существенно серицитового состава). В висячем боку разлома в надрудном пространстве развиты широкие ореолы тонких прожилков хлорита и альбита, представляющих зоны переотложения оснований (Na, Mg, Fe), выщелоченных из пород на уровне березитизации. Этот процесс отражён положительными аномалиями Co, Ni, Cr, Ti (см. рис. 3). Содержания V и Mn на участке фоновые, а рудных элементов (Au, As и др.) близфоновые (см. рис. 3).

К *вулканогенной золотосеребряной формации* относится Карамкенское месторождение (Охотско-Чукотский вулканогенный пояс), в строении которого преобладают вулканиты и субвулканические интрузии среднего и умеренно кислого составов позднемелового возраста. Золотоносные жилы обрамляются дорудными адуляр-слюдисто-кварце-

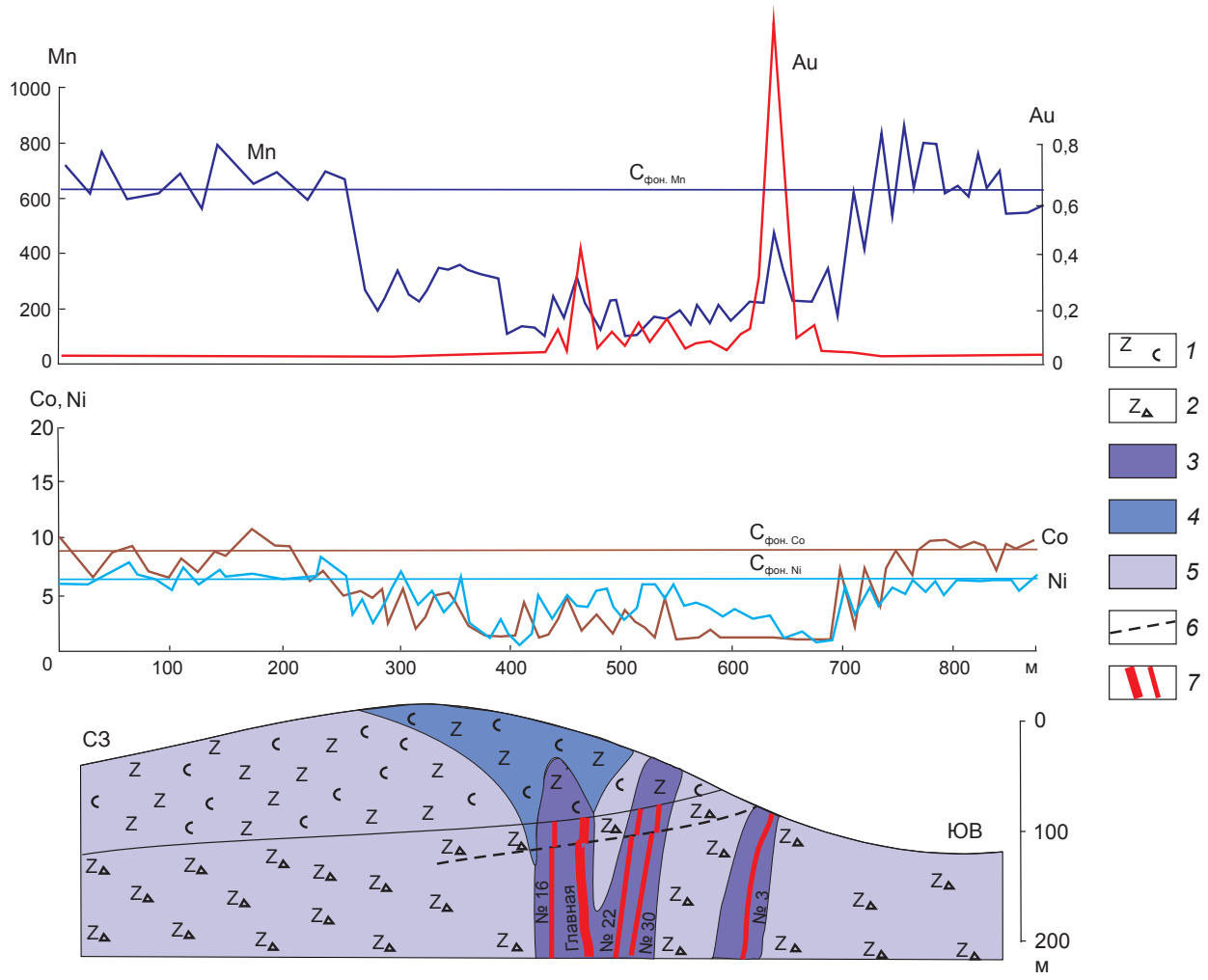


Рис. 4. ГРАФИКИ СОДЕРЖАНИЙ Au, Mn, Ni, Co (г/т) НА ВОСТОЧНОМ УЧАСТКЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ КАРАМКЕН:

1 – туфы андезито-дацитов, K_2; *2* – автомагматические брекчии андезито-дацитов, K_2; *3* – адуляр-слюдисто-кварцевые метасоматиты; *4* – опалолиты и сольфатарные кварциты с каолинитом; *5* – низкотемпературная пропилитизация (альбит+карбонат+хлорит); *6* – разломы; *7* – рудные тела

выми метасоматитами, переходящими по вертикали в сольфатарные опалолиты (с каолинитом) и кварциты (рис. 4). Все эти метасоматические продукты принадлежат к формации аргиллизитов. Они знаменуют резкое возрастание кислотности растворов при их приближении к дневной поверхности, что обусловливает вынос практически всех металлических компонентов пород за пределы сферы минералообразования.

Соответственно ведут себя Co, Ni, Mn, V, Cr, Ti, выносимые как на верхнерудном уровне (жила 3), так и в надрудном пространстве (над жилами Главная, № 16, 22, 30). Подобное поведение наиболее ярко проявлено для Co, Ni, Mn, образующих отрицательные аномалии над рудоносными зонами (см. рис. 4).

Тенденцию нарастающего выноса элементов с приближением к поверхности иллюстрирует рис. 5, представляющий разрез Береговского месторождения в Закарпатье, относящегося к этому же формационному типу. Наиболее ярко это проявляется в перераспределении содержаний Co и Mn. Отрицательные аномалии Co и Mn заметно увеличиваются по площади и интенсивности в направлении от глубин к верхним горизонтам на фоне отложения Au.

В заключение следует акцентировать внимание на следующих положениях.

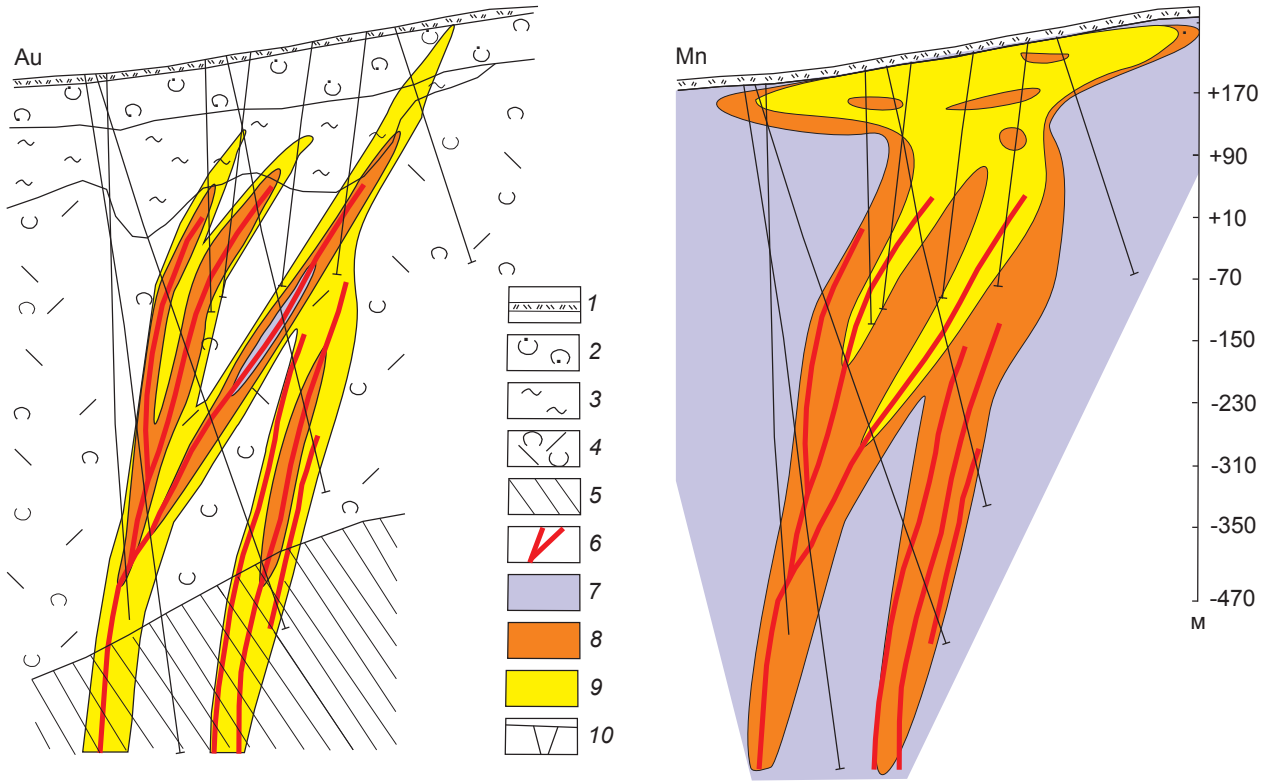


Рис. 5. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ Au, Mn В ПРОФИЛЕ XXIV БЕРЕГОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ:

1 – делювий; *2* – риолиты и их туфы, N_1; *3* – глины с прослоями песчаников, N_1; *4* – туфы кварцевых риолитов, N_1; *5* – известняки, песчаники, J_1 (?); *6* – рудные жилы; первичные ореолы Au, Mn, г/т: *7* – Au 0,3–1, Mn 500–1000, *8* – Au 0,1–0,3, Mn 200–500, *9* – Au 0,03–0,1, Mn 100–200; *10* – поисково-разведочные скважины

1. Золоторудные месторождения, независимо от их формационной принадлежности, характеризуются перераспределением элементов семейства железа в процессе рудоотложения. На основном рудоносном уровне месторождений доминирует вынос элементов, причём ореол выноса совпадает с центральной зоной дорудных метасоматических изменений, сложенной на объектах большинства рудно-формационных типов березитами и интенсивно березитизированными породами. Переотложение выносимых компонентов осуществляется на границах зоны максимальных изменений по латерали, а также в надрудных пространствах. В последнем случае зоны переотложения элементов семейства железа совпадают с зонами переотложения петрогенных компонентов (Na, Mg, Fe, иногда Ca), вынесенных из пород на уровне березитизации и представленных альбитовыми и хлоритовыми (иногда с карбонатами) метасоматическими новообразованиями [7].

2. Последнее обстоятельство относится к глубинным объектам (золото-сульфидно-кварцевая, золото-кварцевая, золото-сульфидная формации). В близповерхностных субаэральных условиях (золото-серебряная формация) на всём вертикальном интервале развития оруденения и в надрудном пространстве проявляется вынос элементов семейства железа и отсутствие зон их переотложения. Это находит объяснение в прогрессирующем окислении гидротерм и нарастании их кислотности под воздействием кислорода поверхности с последующим рассеянием выносимых элементов в поверхностных водах. Появление на нижнерудных уровнях ряда золото-серебряных объектов положительных аномалий Co, Ni, Mn следует рассматривать как привнос этих элементов в процессе рудообразования.

3. Тесная связь геохимической и метасоматической зональности свидетельствует о главенствующей роли дорудных метасоматических измене-

ний в процессах миграции элементов семейства железа. В то же время, локальные положительные «всплески» содержаний этих элементов в центральных частях рудных зон в тесной пространственной связи с золотом могут быть обусловлены их привносом на стадии рудообразования в составе металлоносных гидротерм. Отчётливая тенденция к накоплению синрудных элементов семейства железа в тыловых зонах рудоносных структур соответствует их положению в универсальном ряду зональности отложения, определяемому всеми известными факторами дифференциации элементов внутри ряда [6].

4. Выявление двух стадий миграции элементов семейства железа – дорудной и синрудной, в различной степени проявленных на разнотипных объектах, объясняет противоречивость в поведении этих элементов в отношении их привноса-выноса, вследствие чего «коэффициент интенсивности оруденения» [4], в числителе которого – привносимые рудогенные элементы, в знаменателе – выносимые элементы группы железа, оказался не эффективным и не нашёл сколько-нибудь заметного применения в практике геохимических поисков.

5. Отрицательные аномалии элементов семейства железа могут служить индикаторами рудолокализующих структур, особенно в сочетании с положительными ореолами рудогенных и сопутствующих элементов. В обстановке развития вулканогенных золото-серебряных месторождений отрицательные аномалии рассматриваемых элементов могут свидетельствовать о наличии «слепых» рудных тел, скрытых на глубине.

6. Положительные аномалии элементов семейства железа, с одной стороны, могут быть указателями близко расположенных (до сотни метров) рудоносных зон метасоматитов в латеральных направлениях, с другой – свидетельствовать о возможном залегании руд на глубине. В последнем случае ореолы этих элементов совмещаются с метасоматическими зонами осаждения петрогенных компонентов, выщелоченных из пород на уровне березитизации, что и позволяет их более уверенно идентифицировать как надрудные образования.

7. Наличие вертикальной зональности в распределении элементов семейства железа можно использовать для определения относительного уровня эрозионного среза рудных тел. Развитие положительных аномалий рассматриваемых элементов над рудными зонами на значительном расстоянии (более сотни метров) может служить дополнительным критерием при поисках рудных объектов, находящихся в «слепом» залегании.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Абрамсон Г.Я.* Элементы семейства железа как индикаторы золотого оруденения // Геохимические методы поисков месторождений полезных ископаемых. М., 1982. С. 12–16.
2. *Абрамсон Г.Я., Григорян С.В., Григоров С.А.* Результаты исследований геохимических ореолов на одном из золоторудных месторождений // Литохимические методы поисков эндогенных месторождений. М., 1980. С. 16–22.
3. *Геохимические* системы Лениногорского и Зыряновского районов Рудно-Алтайской колчедан-полиметаллической провинции (Казахстан), генетические и поисковые аспекты / И.С.Гольдберг, Г.Я.Абрамсон, В.Л.Лось и др. // Прогнозно-поисковая геохимия – современное состояние и перспективы развития (к 100-летию со дня рожд. проф. А.П.Соловова). М., 2008. С. 106–120.
4. *Григорян С.В.* Первичные геохимические ореолы при поисках и разведке рудных месторождений. – М.: Недра, 1987.
5. *Метасоматизм* и метасоматические породы / В.А.Жариков, В.Л.Русинов, А.А.Маракушев и др. – М.: Научный мир, 1998.
6. *Справочник* по геохимическим поискам полезных ископаемых / А.П.Соловов, А.Я.Архипов, В.А.Бугров и др. – М.: Недра, 1990.
7. *Чекваидзе В.Б.* Поисковая минералого-геохимическая модель золото-сульфидно-кварцевого оруденения // Советская геология. 1987. № 1. С. 121–126.

FORECASTING-PROSPECTING FEATURES OF Fe-FAMILY ELEMENTS' ENDOGENIC HALOES (EXEMPLIFIED BY Au DEPOSITS)

S.A.Milyaev, V.B.Chekvaidze, V.D.Konkin, A.I.Donets (TsNIGRI)

Behaviour and zonation features of Fe-family elements (Ni, Co, Mn, V, Cr, Ti) at Au deposits of various formational types are considered. Criteria of hidden mineralization forecast are described.

Keywords: Au deposits, Fe-family elements.

СПЕЦИАЛИЗИРОВАННЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ КАРТЫ ПРИ ПРОГНОЗИРОВАНИИ КОРЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЛМАЗОВ НА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЕ: МЕТОДИКА СОСТАВЛЕНИЯ И АНАЛИЗА

Горев Николай Иванович
кандидат геолого-минералогических наук
ведущий научный сотрудник
GorevNI@alrosa.ru

Герасимчук Александр Витальевич
кандидат геолого-минералогических наук
GerasimchukAV@alrosa.ru

Научно-исследовательское геологоразведочное предприятие (НИГП) АК «АЛРОСА» (ПАО), г. Мирный

Рассмотрена методика составления и анализа специализированных на алмазы тектонических карт. Для каждого масштаба исследований предложены карты, позволяющие выявлять особенности локализации разноранговых алмазоносных объектов. Особое внимание уделено ретроспективному анализу материалов средне- и крупномасштабных исследований, выполненных в Западной Якутии. Показано, что реконструкции на основе достаточно точных структурно-тектонических и палеотектонических карт и схем позволяют последовательно охарактеризовать докимберлитовый, продуктивный на кимберлиты и посткимберлитовый этапы тектонического развития, изучить геологическую историю региона – установить возраст пликативных структур и разломов, их амплитуду, выявить палеогеоморфологические элементы, определить величину эрозионного среза кимберлитовмещающих пород и в результате выделить структуры, контролирующие или влияющие на образование и размещение средне-крупномасштабных алмазоносных объектов или сформировавшиеся под их влиянием.

Ключевые слова: тектоника, палеотектоника, разлом, прогнозные критерии, алмаз, Сибирская платформа.

В настоящее время прогнозирование и поиски коренных месторождений алмазов на «закрытых» площадях Сибирской платформы базируются преимущественно на эмпирическом подходе, основанном на обнаружении разноранговых алмазоносных объектов по определённому набору признаков и предпосылок. Немаловажная роль при этом отводится тектоническим критериям. Под ними нами, вслед за авторами работы [28], понимаются структурно-вещественные особенности рудных (кимберлитовых) полей, месторождений и других алмазоносных таксонов, включающих: рудовмещающие и рудоконтролирующие структуры и их парагенезисы, определяющие строение рудных объектов; среду рудоотложения, а именно различные свойства горных пород, в которых формируются рудные поля; структурообразующую деятельность рудоносного флюида, связанную с активными гидротермальными (мантийными) системами, которые могли вызывать деформацию горных пород, изменение их состава и состояния и в результате – усложнять (изменять) структурные формы, возникшие в предрудное время.

Масштаб прогнозно-поисковых исследований на алмазы имеет большое значение. Мелкомасштабные тектонические критерии изучаются преимущественно дистанционными методами на глубоких уровнях литосферы – в верхней мантии и кристал-

УДК 551.24:553.81 (571.5)
© Н.И.Горев, А.В.Герасимчук, 2017

лической земной коре. На средне- и крупномасштабной стадиях исследуется в основном платформенный чехол, а для изучения обычно используются высокоточные структурные построения. Связано это с тем, что на Сибирской платформе осадочный чехол более доступен для наблюдений, чем фундамент, поскольку покрывает порядка 90% её поверхности, а слоистая структура осадочных пород (наличие реперных горизонтов и проч.) позволяет выявлять даже мелкие дислокации (амплитудой первые метры) как пликативного, так и дизъюнктивного характера.

Кимберлитовмещающие и кимберлитоконтролирующие структурные формы и их парагенезисы.

Мелкомасштабный тектонический анализ. Тектонические исследования при изучении минерагении алмазов на региональной стадии ориентированы на выделение и прослеживание разновозрастных и разнотипных структур (мегаблоков) и крупных разломов (зон), благоприятных для размещения глубинных алмазоносных пород. Мелкомасштабные минерагенические (тектонические) объекты представлены следующим иерархическим рядом: алмазоносная провинция – алмазоносная субпровинция (стабильный блок) – алмазоносная зона, область (дизъюнктивная зона, её часть) – алмазоносный район (узел пересечения зон разломов).

При прогнозировании алмазоносных объектов ранга провинция и субпровинция наиболее часто используется правило Т.Клиффорда [31], согласно которому все продуктивные кимберлиты локализуются на древних платформах в пределах кратонов. Разделение Сибирской платформы на кратоны и подвижные области по методике Клиффорда проводилось многими исследователями [8, 13, 17, 25 и др]. Известные схемы существенно различаются между собой, что накладывает определённые ограничения на их применение в практической геологии. В ряде работ [4–6] авторами была предложена другая методика тектонического районирования Сибирской платформы на алмазы, учитывающая преимущественно особенности строения платформенного чехла, которые находят отражение и на глубоких уровнях литосферы [14]. Согласно этой методике, Сибирская платформа разделена на три типа структур.

1. Стабильные блоки – это структуры, не претерпевшие в платформенную эпоху тектоно-термальной переработки, соответствующие преимущественно архонам [30]. В платформенном чехле для них характерны пологие дислокации, отсутствие или небольшая мощность формаций, их выдержанный состав, наличие стратиграфических перерывов в осадконакоплении. Из магматических пород к стабильным блокам тяготеют главным образом малые интрузии (дайки, штоки, трубки взрыва) различного (от щелочного до основного и ультраосновного) состава, в том числе и кимберлиты. В платформенном чехле Сибирской платформы стабильные блоки представлены Алданской, Анабарской, Непско-Ботуобинской и Байкитской антеклизами, а также внешними частями прилегающих к ним синеклиз и прогибов. Стабильные блоки благоприятны для локализации алмазоносных кимберлитов.

2. Подвижным структурам в кристаллическом фундаменте отвечают преимущественно тектоны [30]. На Сибирской платформе к подвижным структурам относятся внутренние части Тунгусской и Вилюйской синеклиз, Енисей-Хатангского и Приверхоянского прогибов. На протяжении платформенных этапов тектоно-магматического развития эти структуры подвергались интенсивной тектоно-термальной переработке, и считается, что алмазоносная мантия в их пределах деградирована. Они отличаются отсутствием или значительной мощностью осадочных формаций по сравнению с синхронными образованиями стабильных областей, блоковым строением, резкими различиями мощности или глубины эрозионного среза осадочных толщ на смежных блоках, широким развитием разрывных нарушений с амплитудами от сотен метров до нескольких километров, проявлением складчатости и угловых несогласий, наличием грубообломочных и грауваккових формаций, распространением магматических пород и вулканогенных образований.

3. Структуры переходного типа (области активизации) включают протерозойские авлакогены и складчато-надвиговые (шарьяжные) зоны, претерпевшие в платформенные эпохи тектоно-термальную переработку (активизацию), располагающиеся, как правило, по периферии стабильных блоков. На Сибирской платформе к структурам данного типа относятся Заангарская шарьяжная зона, Приангарская синеклиза, Лено-Анабарский прогиб, Иркинеево-Чадобецкий и Катанга-Котуйский авлакогены и др. По особенностям строения они

ближе к мобильным областям. Основание для выделения их в самостоятельный тип структур – магматические (убогоалмазоносные лампроиты, кимберлитоподобные породы) и минералогические (высокосохранные минералы – спутники алмаза, россыпепроявления алмазов) признаки [9, 27 и др.], свидетельствующие о том, что в их пределах, по-видимому, сохранились условия, необходимые для образования коренных источников алмазов, вероятнее всего, некимберлитового генезиса.

При выделении разнотипных структур следует также учитывать, что их современное положение не всегда отвечает былому. Как показывают палеотектонические реконструкции [4 и др.], в каждую тектоническую эпоху их контуры в той или иной мере трансформировались, причём размеры стабильных блоков постоянно сокращались за счёт прогрессивного развития мобильных областей.

Таким образом, по структурно-вещественным особенностям, базирующимся на теоретических и главным образом эмпирических сведениях, Сибирская платформа расчленена на разнотипные структуры, отличающиеся геотектоническим режимом и, как следствие, генезисом и продуктивностью коренных алмазоносных пород. Их современное положение для Якутской алмазоносной провинции показано на рис. 1.

Зоны дизъюнктивных нарушений рассматриваются многими исследователями ещё как один мелкомасштабный прогнозный фактор локализации кимберлитов. Концепция о приуроченности кимберлитовых полей Сибирской платформы к тектоническим зонам имеет много сторонников [1–3 и др.]. Основанием для этого служит тот неоспоримый факт, что местоположение этих полей независимо от возраста, и не только на Сибирской платформе, подчиняется линейным направлениям, по мнению ряда исследователей, тектонической природы. Структурный контроль месторождений твёрдых полезных ископаемых осуществляется обычно рудоконтролирующими разломами [28]. В.И.Смирновым [26] они подразделяются на рудоподводящие, рудораспределяющие и рудовмещающие. Структурные факторы, контролирующие оруденение, могут быть региональными и локальными. К первым относятся складчатые зоны, глубинные разломы и т.д., а ко вторым – сравнительно локальные, мелкие геологические структуры, масштаб которых сопоставим с таковым месторождений и рудных полей [28].

По отношению к кимберлитам применяется обычно следующая систематика дизъюнктивных нарушений. На региональной стадии рудоподводящими (кимберлитоконтролирующими) для кимберлитового поля в целом считаются (см. рис. 1) разломы рифтоподобных секущих зон (СЗ), которые генетически связаны с областями активизации, а вмещающими – зоны краевых дислокаций (ЗКД) или другие зоны, образующие с СЗ тектонические узлы [8, 10, 21 и др.]. Зоны краевых дислокаций относятся к дизъюнктивным структурам первого порядка, которым отвечают крупные зоны разломов или тектоно-магматические пояса, обрамляющие часто подвижные области. Секущие зоны соответствуют дизъюнктивным структурам второго порядка. Включают один или несколько глубинных разломов, наблюдаемых в подвижных системах и входящих в стабильные блоки, где они, как правило, затухают (см. рис. 1). Следует отметить, что СЗ и ЗКД – это не новые тектонические элементы или другое определение известных дизъюнктивных зон, а, скорее, таксономические единицы мелкомасштабного тектонического районирования, играющие различную роль в процессе контроля, образования и локализации кимберлитов. Так, для Мирнинского кимберлитового поля рудоподводящими (контролирующими) являются Мачобинский и Верхне-Ирелляхский разломы Укугутской рифтоподобной структуры, а вмещающими поле (промежуточный кимберлитовый очаг) – разломы Вилюйско-Мархинской зоны.

При анализе дизъюнктивной тектоники следует обращать внимание также на то, что малоамплитудные разломы (скрытого типа) могут выступать в качестве индикатора геодинамической обстановки и использоваться при проведении границ между разнотипными структурами. Подобным же индикатором могут служить массивы щёлочно-ультраосновных пород и карбонатитов, которые наиболее часто локализуются в структурах переходного типа, реже – по периферии подвижных структур или в их внутренних частях, но не в архейских кратонах.

Таким образом, результаты мелкомасштабного тектонического районирования Сибирской платформы в совокупности с другими геолого-минералогическими данными позволяют наметить пути и подойти более обоснованно к решению проблемы регионального контроля глубинных алмазоносных пород. Существующих в настоящее

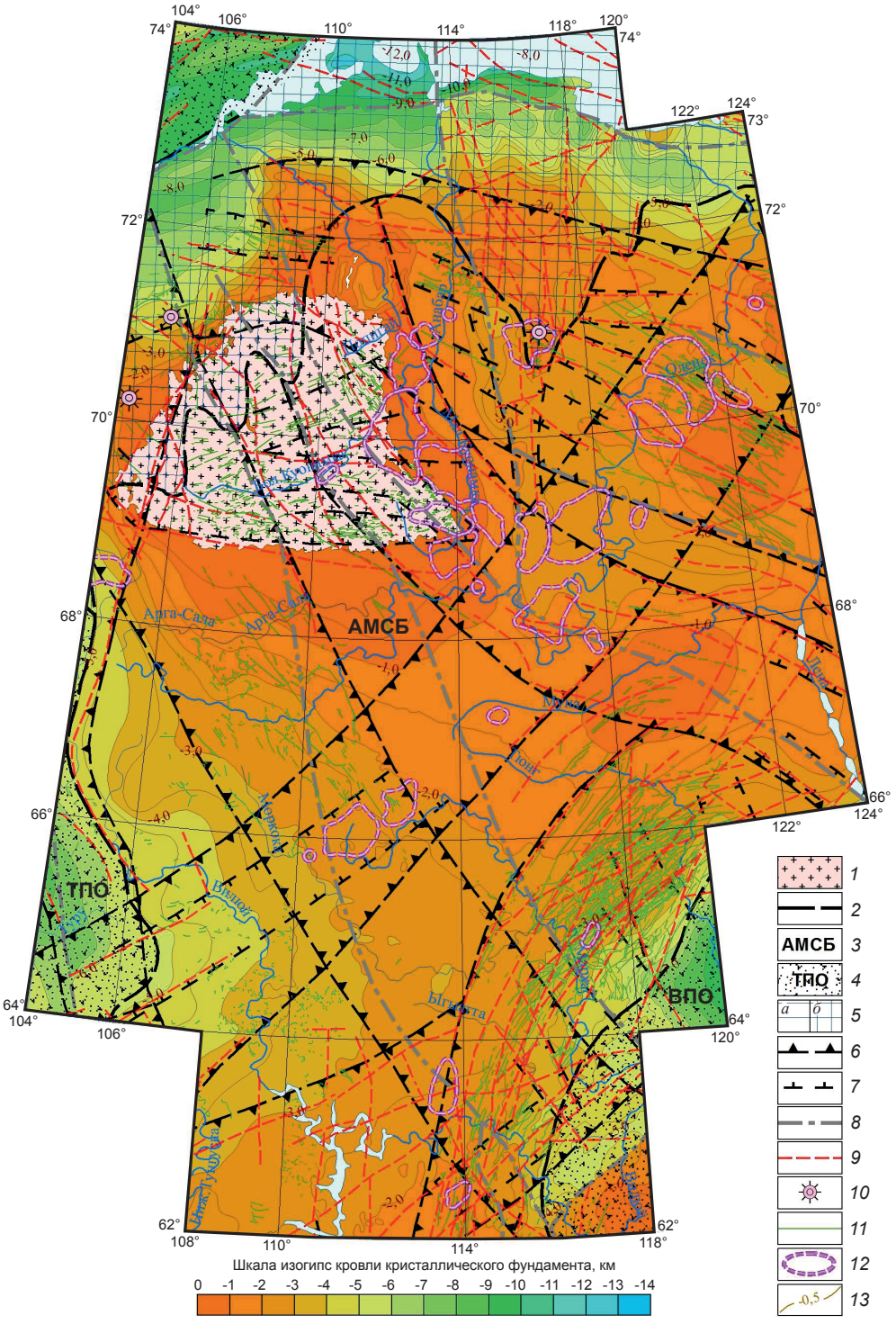


Рис. 1. СХЕМА ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ ЯКУТСКОЙ АЛМАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ:

1 – Анабарский кристаллический массив; *2* – граница между разнотипными тектоническими структурами; *3* – Анабаро-Мирнинский стабильный блок (АМСБ); *4* – подвижные области: Тунгусская (ТПО), Вилюйская (ВПО); *5* – структуры переходного типа (*а* – складчато-надвиговые (шарьяжные) зоны, *б* – протерозойские авлакогены); алмазоносные зоны: *6* – зоны краевых дислокаций, *7* – секущие (рифтоподобные) структуры; разломы: *8* – глубинные, *9* – основные; *10* – массивы ультраосновных–щелочных пород и карбонатитов (УЩК); *11* – дайки основного состава; *12* – контуры кимберлитовых полей; *13* – изогипсы кровли кристаллического фундамента

время разноплановых мелкомасштабных тектонических карт и схем глубинного строения вполне достаточно для решения данной задачи.

Средне-крупномасштабный тектонический анализ. Иерархический ряд средне-крупномасштабных минерагенических (тектонических) объектов представлен следующими таксономическими единицами: кимберлитовое поле (узел пересечения разломов, в том числе рудоносных) – куст рудных тел (кимберлитоконтролирующий разлом вместе с оперяющими кимберлитовмещающими нарушениями) – рудное тело (фрагмент рудовмещающего разлома).

Средне-крупномасштабные геолого-тектонические критерии кимберлитового магматизма определяются преимущественно особенностями строения осадочного чехла. Они приведены в многочисленных публикациях [2, 4, 29 и др.]. К ним относятся:

- кимберлитовое поле – узел пересечения кимберлитоконтролирующих (рудоподводящих) и рудовмещающих разломов, проявленный участком более сложного структурного плана осадочного чехла, по сравнению со смежными; слабовыраженной кольцевой структурой в кристаллическом фундаменте, экспонированной в отдельных случаях фрагментарно на дневную поверхность;
- кимберлитоконтролирующий разлом – разлом, выраженный в кимберлитовмещающих породах платформенного чехла наиболее часто грабенообразным прогибом, иногда содержащий «слепые» дайки базитов, характеризующийся и некоторыми другими признаками, нередко индивидуальными для каждого кимберлитового поля;
- рудовмещающее разрывное нарушение – слабовыраженный (скрытый) разлом, оперяющий кимберлитоконтролирующее нарушение, вмещающий кимберлитовое тело (тела), сопровождаемое локальными околотрубочными структурами;
- эрозионный срез рудных полей и вмещающих пород, обусловливающий размеры и морфологию кимберлитовых тел и определяющий во многом условия поисков, причём большая часть кимберлитовых полей Центрально-Сибирской алмазоносной субпровинции (ЦСС) отличается повышенной остаточной мощностью нижнепалеозойских пород;
- возраст структур и кимберлитов, устанавливаемый на основе палеотектонических и палеогеологических реконструкций, имеющий большое значение при выборе методики поисков и определении направления на первоисточник.

Немаловажная роль при прогнозных средне-крупномасштабных исследованиях принадлежит геофизическим факторам, которые в данной работе не рассматриваются.

Детальное изучение структурных особенностей кимберлитовмещающих пород показало, что, например, в пределах Мирнинского кимберлитового поля фиксируется более десятка локальных положительных и отрицательных структур, которые не выражены в погребённом рельефе и характеризуются различным уровнем эрозионного среза (рис. 2). Локальные структуры имеют размеры в поперечнике 5–10 км и амплитуду до 80 м. Кимберлитовые тела контролируются линейными грабенообразными структурами, совпадающими с разломами Вилюйско-Мархинской зоны. Характерная особенность этих структур – их сложная морфология. Разломы, ограничивающие грабены, как правило, не имеют одного сместителя и фиксируются довольно широкой полосой (до 2 км и более), в пределах которой нижнепалеозойские породы ступенчато погружаются к осевой линии разлома. Вертикальная амплитуда перемещения по отдельным разрывным нарушениям не превышает обычно первых десятков метров. Основные грабены часто осложнены более мелкими горстами и гребневидными складками. Наряду со сбросами, по отдельным разломам наблюдаются взбросы. Такие структуры геологической съёмкой не картируются, поскольку падение слоёв на их крыльях редко превышают 1–2°. Разломы в большинстве случаев также прослеживаются неоднозначно, так как не имеют одного сместителя, а проявлены серией разрывных нарушений небольшой протяжённости, зонами трещиноватости, локальными складками и проч. Их более надёжное выявление возможно на основе средне-крупномасштабных, достаточно точных, структурно-тектонических и палеотектонических карт и схем (см. рис. 2), геологических и сейсмических разрезов (рис. 3) и других материалов, базирующихся на высокоточных тектонических исследованиях.

Анализ геологического строения алмазоносных районов показал, что для изучения структур (тектонических критериев), сопоставимых по воз-

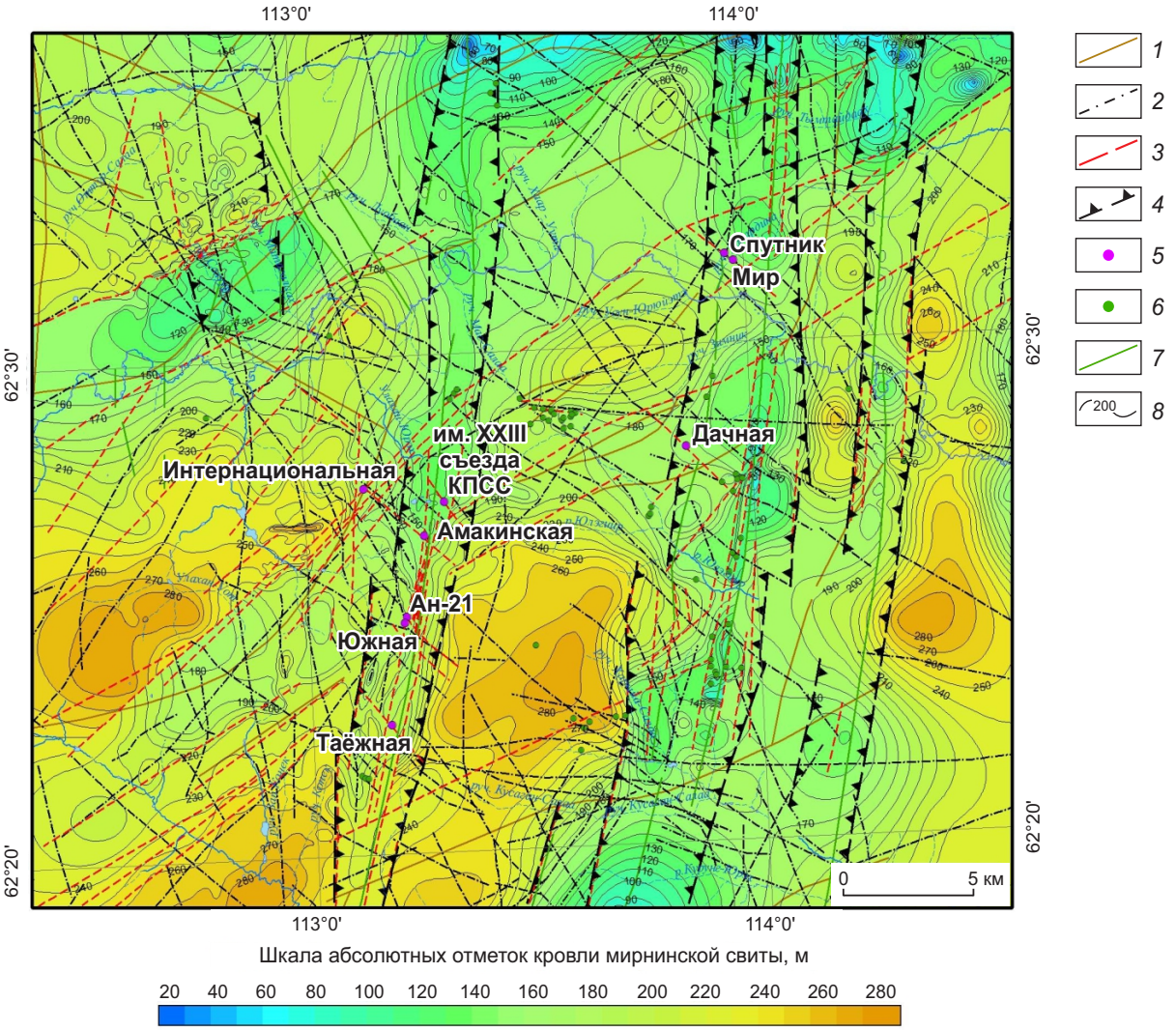


Рис. 2. СТРУКТУРНО-ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СХЕМА МИРНИНСКОГО КИМБЕРЛИТОВОГО ПОЛЯ:

разломы, выделяемые по: *1* – данным сейсморазведки, *2* – гравимагнитным данным, *3* – комплексу геолого-геофизических признаков; *4* – грабены сложного строения среднепалеозойского возраста; магматические породы: *5* – кимберлитовые тела, их названия, *6* – базитовые трубки взрыва, *7* – дайки долеритов по геолого-геофизическим данным; *8* – стратоизогипсы кровли мирнинской свиты

расту и масштабу с кимберлитовым полем, кустом рудных тел, требуется составление достаточно точных структурно-тектонических и палеотектонических карт. Это вызвано двумя основными причинами. Во-первых, стабильные блоки, к которым приурочены известные кимберлитовые поля Сибирской платформы, наряду с широким развитием различного рода дислокаций, очень слабо проявлены. Во-вторых, неоднократные структурные перестройки территории Сибирской платформы и её отдельных частей обусловили наложение друг на друга разновозрастных и разнопорядковых структур. Особенно широко и контрастно проявлены посткимберлитовые – раннемезозойские и кайнозойские дислокации. Они, как правило, значительно видоизменяют, а иногда полностью преобразуют прежний структурный план, что не всегда позволяет выделять более древние (домезозойские) тектонические элементы, в том числе среднепалеозойские – синхронные кимберлитам ЦСС.

Исходя из вышеизложенного, становится очевидным, что выявление в пределах стабильных

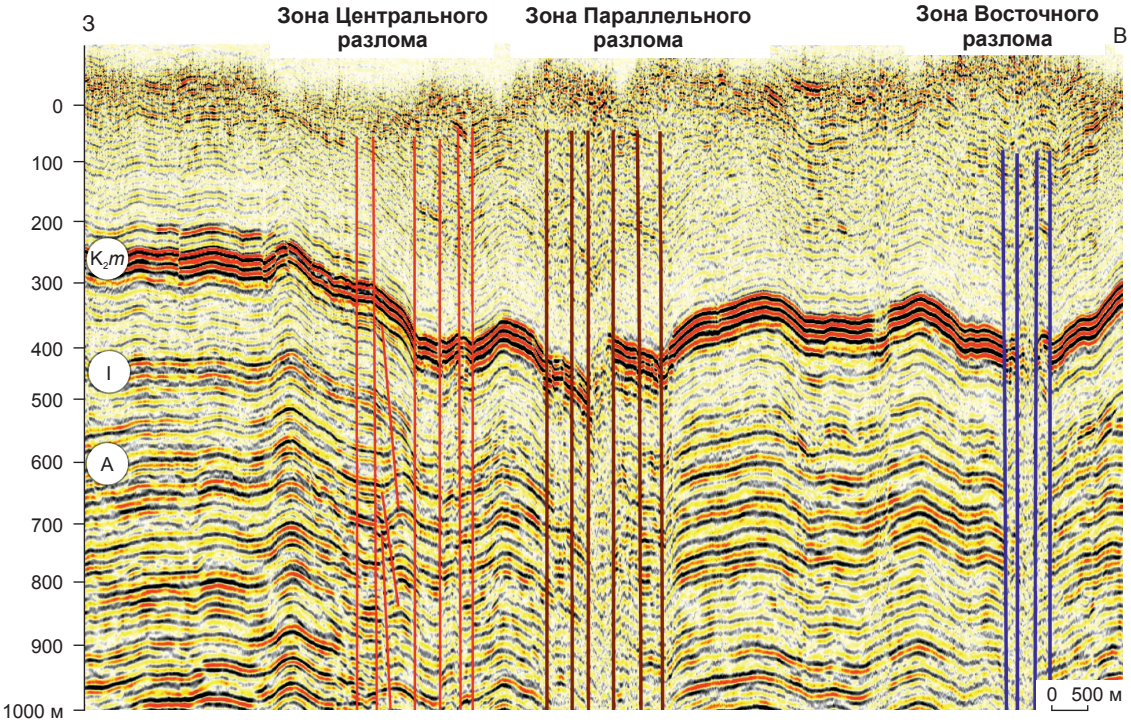


Рис. 3. ЦЕНТРАЛЬНЫЙ, ПАРАЛЛЕЛЬНЫЙ И ВОСТОЧНЫЙ РАЗЛОМЫ ВИЛЮЙСКО-МАРХИНСКОЙ ЗОНЫ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ВЫСОКОЧАСТОТНОЙ СЕЙСМОРАЗВЕДКИ (Мирнинское кимберлитовое поле, временной разрез по ПР-24) (материалы Ботуобинской ГРЭ, АК «АЛРОСА», 2008 г.):

K_2m – основной сейсмоотражающий горизонт – кровля метегерской свиты среднего кембрия

блоков кимберлитоконтролирующих структур (тектонических критериев) возможно посредством решения двух основных задач: картирования малоамплитудных (первые десятки метров) пликативных и разрывных дислокаций, установления возраста структур.

Решение первой задачи во многом стало возможным благодаря детальному стратиграфическому расчленению фанерозойских осадочных толщ по данным бурения в комплексе с каротажными исследованиями. Данные гамма-каротажа позволяют [24 и др.] расчленять разрезы свит, слагающих верхнюю часть нижнепалеозойского кимберлитовмещающего комплекса, на пачки мощностью первые десятки метров и унифицировать проведение границ между ними. Наиболее детально таким способом изучены известные кимберлитовые поля Западной Якутии, где расстояние между скважинами в среднем 0,5–2 км. Следует отметить, что в скважинах, пройденных до начала 80-х годов прошлого века, каротаж не проводился, в связи с чем, например, Мирнинское кимберлитовое поле изучено данным методом слабо. Фланги ЦСС изучены хуже, здесь расстояние между поисково-картировочными скважинами составляет в основном 4–8 км, иногда и более. Помимо данных по скважинам, для участков, где нижнепалеозойские породы выходят на дневную поверхность и буровые работы не проводятся, используются материалы геолого-съёмочных работ и дешифрирования космофотоматериалов. Геологические границы, картируемые этими методами, пересчитываются на опорный (маркирующий) горизонт. При составлении структурно-тектонических карт за опорный горизонт для Западной Якутии принимается подошва нижнего ордовика или верхнего кембрия. Точность вычисления абсолютных отметок опорного горизонта по отдельным скважинам обычно не ниже 5 м, а точность проведения изолиний 10–20 м, что определяется в основном плотностью точек наблюдений (сетью скважин). Оптимальной считается сеть скважин (2–1)х(1–0,5) км.

Точность структурных построений другими методами (сейсморазведка и проч.) составляет 50 м и ниже. Исключение представляет специализированная на алмазопоисковые работы высокочастотная сейсморазведка, приближающаяся по точности структурных построений к таковой по скважинам. Учитывая практически непрерывное прослеживание сейсмоотражающих горизонтов, результаты этих работ позволяют детализировать структуру кимберлитовмещающих отложений по отдельным профилям (см. рис. 3).

Вторая задача выполняется с помощью комплекта структурно-тектонических и палеотектонических карт и схем различных эпох тектонического развития: докимберлитовой, продуктивной на кимберлиты и посткимберлитовой.

Палеотектонический анализ областей, характеризующихся многоярусным строением и существенными различиями в развитии структурных планов в разные периоды времени, особенно когда седиментационные (конструктивные) этапы (циклы) сменяются инверсионными (деструктивными), осуществляется с помощью разнотипных палеотектонических карт и схем [11 и др.]. Как правило, составляются палеотектонические карты двух типов.

Карты первого типа (седиментационных этапов) отражают тектоническое развитие территории в процессе накопления осадочных толщ. На них в качестве основного параметра выступает мощность в изопахитах яруса или другого структурно-вещественного комплекса, соответствующего определённому этапу (циклу) тектогенеза. С помощью карт седиментационных этапов характеризуется обычно вендско-раннепалеозойский (докимберлитовый) этап. Для выявления особенностей тектонического развития в это время составляются, как правило, схемы изопахит структурных подъярусов и отдельных свит. При их построении используются данные по нефтепоис-

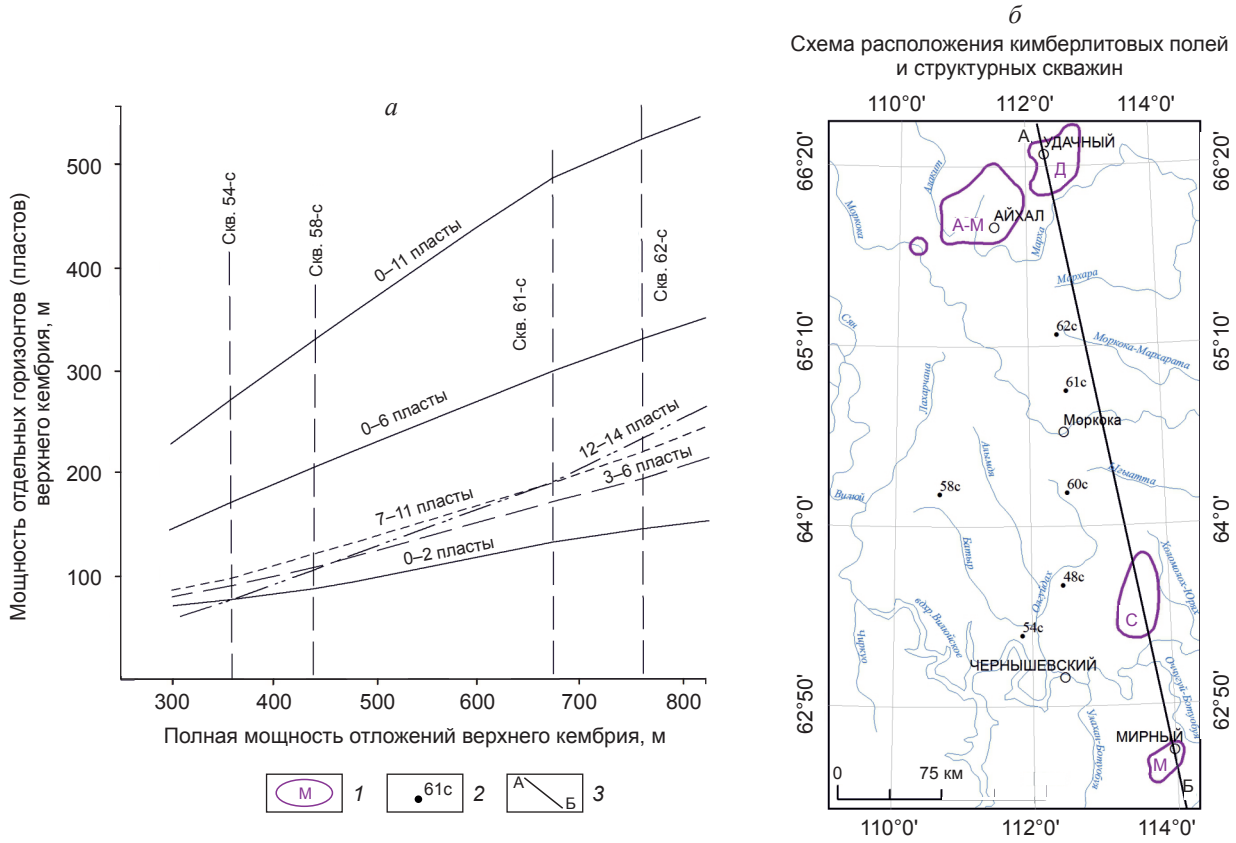


Рис. 4. СХЕМА ДЛЯ РЕКОНСТРУКЦИИ ПОЛНОЙ МОЩНОСТИ РАЗРЕЗА ХОЛОМОЛОХСКОЙ СВИТЫ ВЕРХНЕГО КЕМБРИЯ ВИЛЮЙ-МАРХИНСКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ ПО МОЩНОСТИ ЕЁ ОТДЕЛЬНЫХ ЧАСТЕЙ (пластов):

1 – контуры кимберлитовых полей (Д – Далдынское, А-М – Алакит-Мархинское, С – Сюльдюкарское, М – Мирнинское); *2* – структурные скважины, их номера; *3* – положение профиля А–Б (к рис. 5)

ковым и структурным скважинам. Поскольку верхняя часть нижнепалеозойских отложений в той или иной мере размыта, для составления палеотектонических схем верхнего кембрия и более высоких стратиграфических уровней проводится восстановление мощностей. Реконструкции осуществляются с учётом предложенного В.Е.Хаиным (1964) принципа пропорциональности в изменении мощностей осадочных отложений, накопившихся в течение единого седиментационного цикла. По скважинам, вскрывающим полные разрезы анализируемых стратиграфических подразделений, строятся графики зависимости полной мощности от мощности отдельных интервалов разреза (рис. 4). С их помощью определяется полная мощность разрезов в точках, где скважинами вскрыта лишь часть изучаемого подразделения. Подобным образом для ЦСС восстановлены разрезы кимберлитовмещающих пород до силура включительно и в целом вендско-нижнепалеозойского структурного яруса.

Карты второго типа дают представление о деструктивных стадиях развития, когда происходит разрушение ранее сформированных толщ. На них приводятся либо состав и возраст пород, выходящих на поверхность несогласия с более молодыми образованиями (это палеогеологические карты), либо мощность в изопахитах размытых или сохранившихся от размыва определённых стратиграфических уровней (карты остаточных мощностей). Основным недостатком карт является то, что первая даёт качественную характеристику амплитуды тектонических движений, а вторая количественную, но относительную, а нередко и искажённую. Обусловлено это тем, что данные карты не учитывают разницу в изменении мощности одновозрастных нижнепалеозойских толщ по латерали. Для примера приведён рис. 5, схематично демонстрирующий обстановку между Мирнинским и Далдынским кимберлитовыми полями. На палеотектоническом профиле Мирный–Удачный точки **Д** (Далдынское поле) и **М** (Мирнинское поле) находятся приблизительно на одном стратиграфическом уровне – на границе нижнего ордовика с верхним кембрием. Это позволяет полагать, что уровень эрозионного среза и, как следствие, амплитуда воздымания в данных точках, судя по палеогеологическим построениям, равны. Фактически же, как следует из реконструированного разреза (см. рис. 5), срез в точке **Д** – 600 м, а в точке **М** – 380 м. Ещё большие ошибки могут возникать при оценке амплитуды тектони-

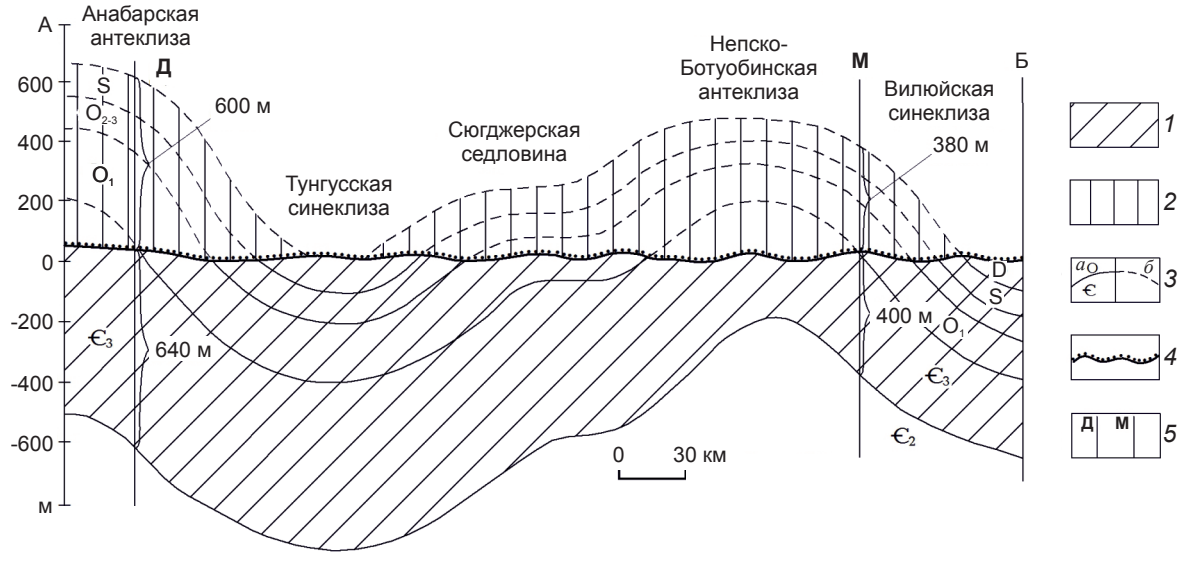


Рис. 5. СХЕМАТИЧЕСКИЙ ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЙ ПРОФИЛЬ МИРНЫЙ–УДАЧНЫЙ:

1 – сохранившаяся (остаточная) часть разреза нижнего палеозоя (от подошвы верхнего кембрия); *2* – реконструированный разрез нижнего палеозоя (до подошвы девона); *3* – граница между разновозрастными отложениями нижнего палеозоя: *а* – установленная, *б* – реконструированная (D, $O_{2–3}$, O_1, $Є_3$, $Є_2$ – индексы стратиграфических подразделений); *4* – современная поверхность пород нижнего палеозоя; *5* – центры Мирнинского (**М**), Далдынского (**Д**) кимберлитовых полей

ческих движений по карте остаточных (сохранившихся) мощностей. Остаточная мощность верхнекембрийских отложений в точке **М** равна 400 м, в точке **Д** – 640 м, т.е., судя по ней, Мирнинское поле приподнято относительно Далдынского на 240 м, а по карте эрозионного среза, как уже отмечалось, наблюдается обратная картина – нижнепалеозойские породы на Далдынском поле относительно Мирнинского срезаны на большую величину (600–380=220 м). Исходя из вышеизложенного, наиболее достоверную оценку амплитуды тектонических движений даёт карта эрозионного среза. Карту остаточных мощностей следует использовать при изучении небольших по площади участков, в пределах которых мощность анализируемых толщ изменяется незначительно. Преимуществом последней является то, что отпадает необходимость реконструкции мощности эродированных толщ. Фактически она более проста в исполнении и более точно отражает локальный структурный план, поскольку её составление не требует дополнительных пересчётов. Палеогеологические карты применяются обычно как обзорные, так как, кроме возможных ошибок в определении величины эрозионного среза, они характеризуются низкой точностью, зависящей от мощности участвующих в построении стратиграфических подразделений. Как правило, это ярусы, отделы, а также свиты и подсвиты. Их мощность обычно составляет десятки – первые сотни метров. Как и схема остаточных мощностей, они не нуждаются в математических пересчётах, что является их положительным качеством.

Карта эрозионного среза избавлена от перечисленных недостатков. Ошибки при её составлении и интерпретации могут возникать из-за неверной оценки мощности уничтоженных эрозией (реконструируемых) толщ. Процесс составления карты эрозионного среза благодаря применению современных компьютерно-программных средств решается в настоящее время следующим образом. К структурной цифровой карте по подошве ордовика (или верхнего кембрия) прибавляются значения мощности реконструированного нижнепалеозойского разреза, а затем из полученных значений вычитаются отметки погребённого рельефа нижнепалеозойских пород. Построенная таким образом карта отражает суммарный эффект эрозионно-тектонических процессов, происходивших начиная с девона и до захоронения кимберлитовмещающего комплекса. Совместное использование данной карты и карт погребённого рельефа и структурно-тектонической вендско-нижнепалеозойского структурного яруса даёт возможность осуществлять морфогенетический анализ погребённой поверхности, как было реализовано для Малоботуобинского алмазоносного района [7].

Работы по установлению величины эрозионного среза кимберлитовмещающих отложений на Сибирской платформе выполнялись неоднократно [1, 22 и др.]. Эти построения осуществлялись в региональном масштабе и отражали лишь общие тенденции в изменении уровня эрозионного среза или проводились для отдельных кимберлитовых трубок и характеризовали усреднённую величину денудации нижнепалеозойских отложений для небольших участков. Отметим, что эрозионный срез кимберлитовых тел не всегда следует отождествлять с величиной денудации вмещающих пород по следующим причинам:

- кимберлитовые тела внедрялись в разное время (в несколько циклов), когда нижнепалеозойские породы были уже в той или иной мере эродированы;
- одновременно внедрявшиеся трубки при расчленённом рельефе могли иметь различный гипсометрический уровень поверхности. Одни располагались в долинах рек и низинах, другие – на водоразделах и, следовательно, срезались на разную величину.

Фактически эрозионный срез конкретного кимберлитового тела можно уверенно сопоставлять с реконструированной мощностью тех отложений, ксенолиты которых оно содержит. С этой позиции представляет интерес тот факт, что кимберлиты Мунского поля, в отличие от Алакит-Мархинского и Далдынского, не содержат ксенолиты с фауной девона и силура [1]. Вполне вероятно, что девонские и силурийские осадочные породы, развитые и реконструируемые на территории Далдыно-Алакитского района, в Мунском алмазоносном районе отсутствовали.

Карты погребённого рельефа раннепалеозойской поверхности составляются преимущественно по данным бурения. На участках, где нижнепалеозойские породы выходят на дневную поверхность, особенно при редкой сети горных выработок, в построения вовлекаются абсолютные отметки их контакта с перекрывающими образованиями, снятые с геологических карт. Четвертич-

ный эрозионный врез при построении карты погребённого рельефа не учитывается. Это связано с тем, что современные реки на отдельных участках глубоко (до 200 м и более) прорезают нижнепалеозойские отложения. Молодые врезы в значительной степени осложняют и часто делают нечитаемыми контуры погребённых структур, а главное – карта, используемая для палеогеологических построений, должна содержать информацию о рельефе, существовавшем до его захоронения.

Карта погребённого рельефа является полигенной, поскольку после перекрытия нижнепалеозойских пород, например, верхнепалеозойскими отложениями все геологические горизонты, включая и эрозионную поверхность, были в мезокайнозое деформированы. Таким образом, она включает эрозионную составляющую, сформированную до захоронения рельефа, и тектоническую, наложенную в более поздние эпохи. Использование современного погребённого рельефа на литолого-фациальных и палеогеографических картах, как иногда практикуется, правомерно, исходя из их полигенного характера, только при исключении тектонической составляющей.

Палеотектонический анализ. Некоторые особенности палеотектонического анализа с использованием рассмотренных карт приведены ниже.

Анализ пликативной тектоники. На палеотектонической карте отражены тектонические (эндогенные) и геоморфологические (экзогенные) элементы различных масштабов и возрастов. Основной задачей при анализе подобных карт является разделение эндогенной и экзогенной составляющих и определение взаимоотношения эрозионных и тектонических морфоструктур. Характер (морфология, возраст и проч.) структур на каждой из карт имеет определённые черты, что продемонстрировано на рис. 5 и 6.

Макроструктуры. Положительные структуры Сибирской платформы – Непско-Ботуобинская, Анабарская антеклизы и др. – на карте эрозионного среза, как и на палеогеологической, чётко выделяются выходом на дневную поверхность или на поверхность несогласия более древних (глубоких) горизонтов осадочного чехла, т.е. характеризуются максимальной денудацией (см. рис. 5). Отрицательные региональные структуры, например Тунгусская синеклиза, формируются за счёт меньшего подъёма (большего погружения) их внутренних частей и отличаются минимальным эрозионным срезом. Анализ региональных тектонических и геологических карт платформенных областей показывает, что их геологический облик определяется в основном тектоникой (амплитуда структур до 1 км и более), а эрозионная составляющая играет меньшую роль.

Мезоструктуры. К ним относятся морфоструктуры II и III порядков. Их разделение – задача более сложная, поскольку тектонические структуры и наложенные на них эрозионные формы сопоставимы по амплитуде (до 100–200 м). Тем не менее, совместный анализ перечисленных выше карт – структурной, погребённого рельефа и эрозионного среза – даёт возможность выделить эндогенную и экзогенную составляющие [7]. Эрозионные формы соответствуют в рельефе понижениям (см. рис. 6, *а*), а в плане имеют характерные для

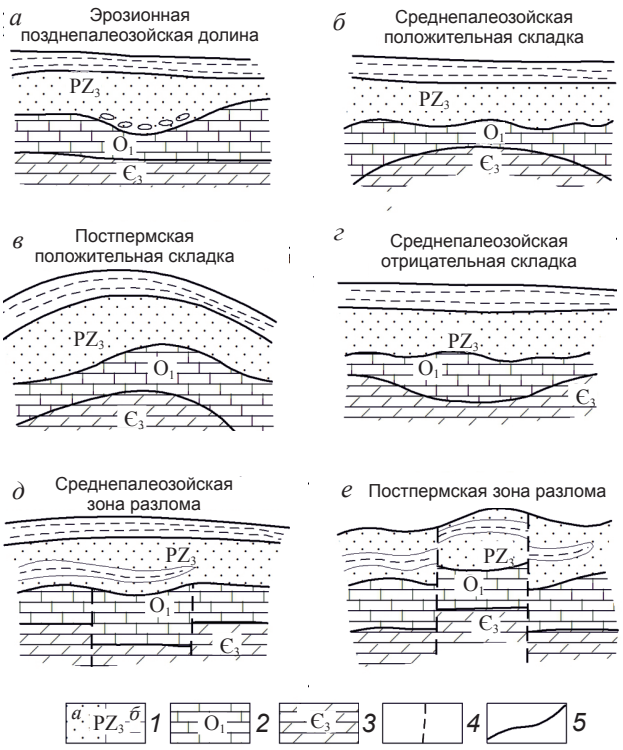


Рис. 6. СХЕМАТИЧЕСКИЕ РАЗРЕЗЫ РАЗЛИЧНЫХ ПАЛЕОГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК:

1 – верхнепалеозойские отложения (*а* – песчаники, *б* – алевролиты); *2* – преимущественно нижнеордовикские карбонатные отложения; *3* – верхнекембрийские терригенно-карбонатные отложения; *4* – разломы; *5* – граница между разновозрастными отложениями

рек извилистые или ветвистые очертания. Днища долин выделяются большим эрозионным срезом, водоразделы – меньшим, хотя на картах погребённого рельефа подобным образом прослеживаются порой лишь отдельные фрагменты водотоков, так как погребённый рельеф деформирован более поздними (наложенными) тектоническими движениями.

Структуры эндогенного происхождения выглядят иначе. Их контуры, как правило, прямолинейные или дугообразные. В рельефе погребённой раннепалеозойской поверхности структуры среднепалеозойского заложения проявлены слабо или вовсе не выражены и характеризуются, как и региональные структуры, различным уровнем денудации: положительные – большим (см. рис. 6, *б*), отрицательные – меньшим (см. рис. 6, *г*). Отличительная особенность молодых (постпермских) пликативных дислокаций – их отражение в разрезе перекрывающих пород (см. рис. 6, *в*).

Следует отметить, что в чистом виде приведённые обстановки встречаются крайне редко. Обычно на среднепалеозойскую тектоническую составляющую накладываются позднепалеозойская и мезокайнозойская, а также разновозрастные эрозионные формы, причём вся площадь располагается в пределах структуры I порядка и осложнена разновозрастными дизъюнктивными нарушениями. Тем не менее, при хорошей сохранности вмещающей и перекрывающей толщ, их удовлетворительной изученности даже в случае сложных геологических ситуаций достигается вполне надёжный результат по реконструкции палеогеологических обстановок. Однако наложенные процессы (интенсивная мезокайнозойская тектоника, влияние траппов, значительная эродированность разреза и проч.) значительно затрудняют расшифровку палеообстановок, а порой делают её невозможной.

Тектоника позднепалеозойского и более поздних этапов (посткимберлитовых для ЦСС) анализируется обычно с помощью структурных карт. Например, для Среднемархинского алмазоносного района составлена достаточно точная структурная схема среднемезозойского подъяруса по кровле тюнгской свиты нижней юры. Она отражает региональное погружение юрских толщ на юго-восток в сторону Вилюйской синеклизы. Разница в абсолютных отметках реперного горизонта составляет 110 м (рис. 7). На этой же площади перепад абсолютных отметок по кровле мархинской свиты верхнего кембрия равен 760 м [12]. Пликативные структуры среднего и крупного масштабов на схеме среднемезозойского подъяруса, в отличие от нижнепалеозойского, практически отсутствуют, не проявлены раннеюрские и более поздние разломы. Таким образом, в Среднемархинском алмазоносном районе возраст пликативных структур и дизъюнктивных нарушений, фиксируемых в нижнепалеозойских породах, донижнеюрский, а наиболее вероятно, среднепалеозойский [12].

Локальные структуры. На карте остаточной мощности они имеют преимущественно эрозионную природу. Этот факт может учитываться, например, при реконструкции погребённого рельефа. Но следует принимать во внимание, что падение слоёв под углом 1° даёт приращение (или сокращение) мощности 17 м на 1 км. Карту остаточных мощностей можно отождествлять с картой погребённого рельефа лишь при строго горизонтальном залегании нижнепалеозойских отложений и отсутствии амплитудной дизъюнктивной тектоники. В практической геологии такие обстановки встречаются крайне редко и только на локальных участках, поэтому любые реконструкции подобного рода будут искажены. Тем не менее, анализ крупномасштабных геологических карт платформенных областей (небольших по площади участков) показывает, что их строение, особенно при расчленённом рельефе, определяется преимущественно эрозионной составляющей, а тектоническая – оказывает меньшее влияние.

Анализ дизъюнктивной тектоники. Рудоносная роль разломов при крупномасштабных тектонических исследованиях представляется следующим образом. В качестве рудоподводящих (кимберлитоконтролирующих) обычно рассматриваются разломы, отвечающие за образование кустов кимберлитовых тел, вдоль которых они часто ориентированы, а рудовмещающих – разрывные нарушения, непосредственно вмещающие кимберлитовые тела, длинные оси которых, как правило, совпадают с простиранием разломов. Например, для Мирнинского кимберлитового поля рудоподводящими (рудораспределяющими), контролирующими кусты кимберлитовых тел, являются Параллельный, Центральный и Западный разломы Вилюйско-Мархинской зоны, а вмещающими отдельные кимберлитовые диатремы –

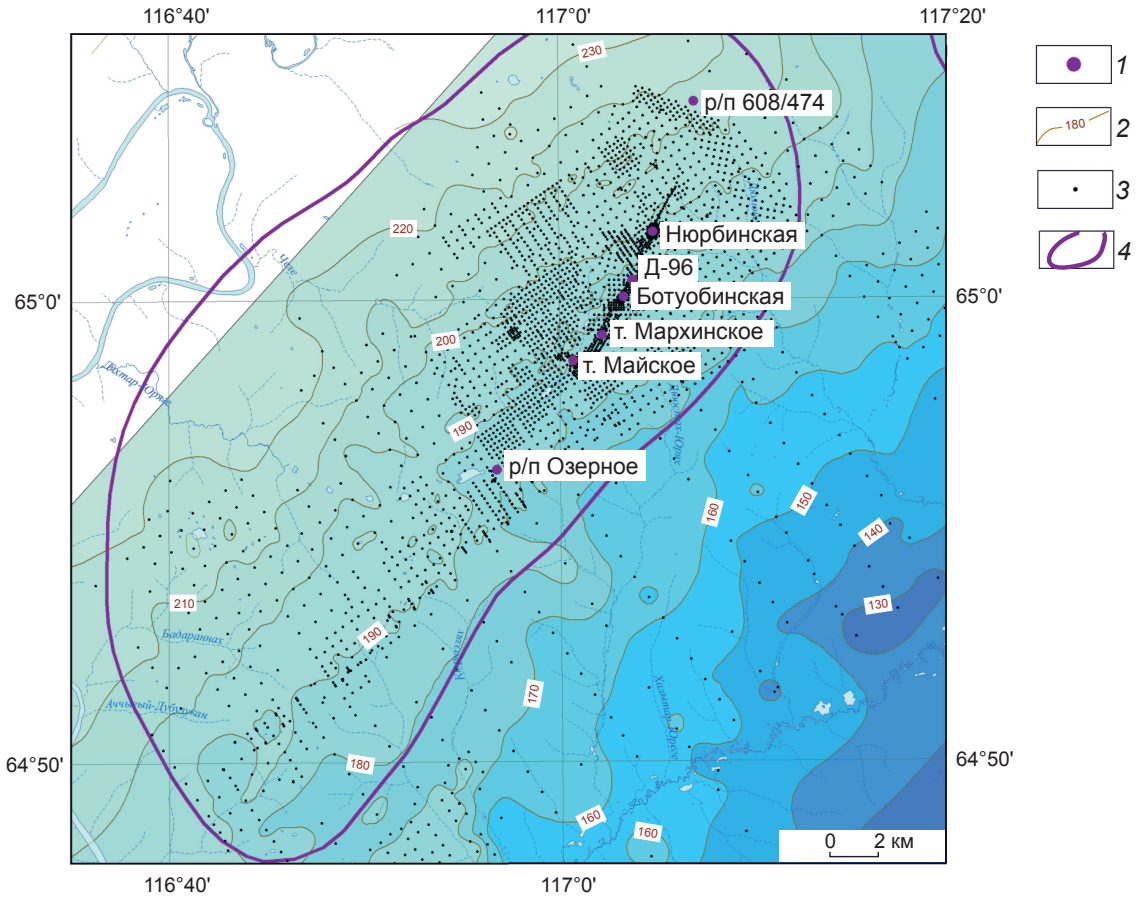


Рис. 7. СТРУКТУРНАЯ СХЕМА СРЕДНЕМЕЗОЗОЙСКОГО ПОДЪЯРУСА НАКЫНСКОГО КИМБЕРЛИТОВОГО ПОЛЯ:

1 – кимберлитовые тела, их названия; *2* – стратоизогипсы кровли тюнгской свиты нижней юры, м; *3* – поисково-картировочные скважины; *4* – контур Накынского кимберлитового поля

нарушения северо-западного простирания (см. рис. 2), что признаётся практически всеми геологами.

Выделение и ранжирование разломов в платформенном чехле производится по комплексу признаков. На структурных картах разломы прослеживаются по незначительным смещениям пластов, флексурным перегибам, узким желобам и гребневидным складкам. Они трассируются дайками магматических пород, зонами сгущения приповерхностных разрывных нарушений, линейными геофизическими аномалиями (см. рис. 2, 3). Для выявления и прослеживания разломов, кроме материалов бурения, используются данные сейсморазведки, результаты дешифрирования космофотоматериалов. Учитывается также то, что их значительная часть наследует более древние тектонические направления, которые выражены в кристаллическом фундаменте. Возраст разломов устанавливается по их проявленности на различных уровнях осадочного чехла и по приуроченности к ним магматических пород определённого возраста. Разрывные нарушения позднепалеозойского и более молодого возрастов (см. рис. 6, *е*), в отличие от среднепалеозойских (см. рис. 6, *д*), проявлены чётким уступом в рельефе раннепалеозойской погребённой поверхности, а также в структуре вмещающих и перекрывающих кимберлиты отложений, но не отличаются, как среднепалеозойские (см. рис. 6, *д*), уровнем денудации нижнепалеозойских пород.

Среда рудоотложения. Средой рудоотложения для кимберлитовых тел Западной Якутии служат терригенно-карбонатные, карбонатные и сульфатно-галогенные формации венда и нижнего палеозоя, интрудированные силлами долеритов сред-

непалеозойского и раннемезозойского возрастов. Состав осадочных пород значительной роли в морфологии кимберлитовых тел и их составе не играет, о чём свидетельствуют поисковые и разведочные работы на известных месторождениях. Вмещающие породы образуют в эндоконтактовых зонах некоторых кимберлитовых трубок так называемые ксенолитовые пояса, разубоживающие руду. Верхние горизонты (до 100 м и более) крупных неэродированных диатрем представляют собой кратерные постройки, включающие блоки вмещающих пород и большой объём терригенного материала, которые отрицательно влияют на продуктивность этой части кимберлитовых трубок.

Влияние магматических пород на морфологию кимберлитовых тел определяется во многом их возрастом, а также стратиграфическим положением, поскольку они могут как экранировать, так и интрудировать кимберлитовые трубки. На площади Мирнинского поля среднепалеозойский силл долеритов мощностью до 40 м вскрыт многочисленными нефтепоисковыми и разведочными скважинами, эксплуатационными стволами шахт. Он приурочен к галогенно-карбонатной толще чарской свиты нижнего кембрия и залегает на глубине >500 м от поверхности. На контакте трубки Мир с пластовой интрузией отмечаются раздувы кимберлита, что указывает на потенциально бронирующую роль долеритов. Среднепалеозойский возраст Чарского силла и дайки долеритов Параллельного разлома подтверждается данными бурения. Они прорваны среднепалеозойской кимберлитовой трубкой Мир [29 и др.]. Абсолютный возраст долеритов дайкового пояса определён калий-аргоновым методом в 352–365 млн лет [16]. Магмаподводящими каналами для даек и силлов Мирнинского поля служат, по мнению большинства исследователей, разломы Вилюйско-Мархинской зоны.

Пластовые интрузии долеритов, вскрытые нефтеразведочными скважинами в центральной и западной частях Вилюй-Мархинского междуречья, имеют многоярусное строение и суммарную мощность до 450 м. В разрезе нижнего палеозоя они занимают различное гипсометрическое и стратиграфическое положение (от венда до ордовика). Надёжных данных о положении магмаподводящих каналов для интрузий нет. Раннетриасовый возраст долеритовых силлов на юге Сибирской платформы установлен по акцессорным циркону и бадделеиту. Все полученные датировки группируются возле значения ~250 млн лет [23]. Независимо от возраста долеритов, интрудирующих нижнепалеозойские породы, для Центрально-Сибирской субпровинции отмечается существенное сокращение их мощности при приближении к кимберлитовым полям [15].

Влияние нижнемезозойских долеритов на среднепалеозойские кимберлитовые тела Алакит-Мархинского поля проявляется в том, что они прорывают (рассекают) некоторые диатремы (Краснопресненская, Комсомольская и др.), а в отдельных случаях отрывают их верхние горизонты (трубки Юбилейная, Структурная и др.), перемещая на расстояния от сотен метров до первых километров [19, 29 и др.]. В подобных случаях, при обнаружении «кимберлитовых отторженцев», направление движения долеритовой магмы может использоваться при поисках коренной части кимберлитового тела.

Структурообразующая роль рудоносного флюида. К данной категории тектонических признаков отнесены [28]: изменение состава горных пород, их деформация, усложнение структурных форм, созданных в результате действия рудоносного флюида. Часть этих структур не всегда можно отличить от типичных рудовмещающих и рудоконтролирующих, поскольку при их образовании определённую роль играют гидротермальные и другие изменения, проявленные на разных стадиях рудогенеза. Кимберлитовая система, представляющая собой совокупность магматических очагов, подводящих каналов (дизъюнктивных нарушений), разнообразных явлений и процессов, обусловливающих формирование и становление кимберлитовых полей, отдельных диатрем и их кустов, находит отражение в окружающих породах в виде геофизических и геохимических аномалий [10], околотрубочных структур и проч.

Влияние кимберлитов на среду рудоотложения изучается начиная с открытия первых кимберлитовых тел на Сибирской платформе. На первом этапе большое внимание уделялось контактам кимберлитов с вмещающими нижнепалеозойскими породами, первичным и вторичным геохимическим ореолам. Было выяснено, что видимого воздействия на окружающие породы кимберлиты не оказывают [2, 29 и др.]. Что касается геохимических ореолов, то они наличествуют, но

выражены слабо и неоднозначно. По результатам гамма-каротажа кимберлиты Накынского поля отличаются пониженной радиоактивностью (данные ИСИХОГИ). Аналогичным образом выделяются и Диагональные рудовмещающие нарушения. Вполне возможно, что при внедрении кимберлитов происходил вынос радиоактивных элементов из рудовмещающей рамы, т.е. линейные аномалии пониженной радиоактивности могут использоваться при поисках в Среднемархинском алмазоносном районе для выделения слабопроявленных (скрытых) рудоносных нарушений [20].

Отметим довольно интересный факт, установленный для многих кимберлитовых трубок Алакит-Мархинского и Далдынского полей. Верхние части диатрем, для которых вмещающими служат отложения от нижнего кембрия до силура, довольно часто содержат датированные ксенолиты вмещающих пород с фауной силура и девона [1], нормальное стратиграфическое залегание которых на 100–500 м выше. Они сваливались с бортов в полости, выработанные рудоносным флюидом до внедрения кимберлитовой магмы, и, вполне возможно, глубина их падения может определять время между образованием полости диатремы и заполнением её кимберлитовой магмой. Нельзя исключать и того, что ксенолиты и блоки нижнепалеозойских пород тонули в кимберлитовой магме, поскольку их плотность 2,3–2,7 г/см^3 в среднем больше плотности кимберлитов – 2,3–2,4 г/см^3. Разница в плотности подтверждается локальными отрицательными аномалиями поля силы тяжести над кимберлитовыми трубками [2 и др.]. Данный факт является геофизическим поисковым признаком, а также может использоваться при моделировании процесса становления кимберлитовых тел.

С этим же циклом, продолжавшимся вплоть до остывания кимберлитовой магмы, связано, по-видимому, формирование околотрубочных мульд оседания (ОМО) [18, 19], выявляемых при анализе детальных структурно-тектонических карт. Отдельные, главным образом крупные, кимберлитовые трубки сопровождаются положительными, а чаще отрицательными структурами с размерами до трёх диаметров и амплитудой до 50 м и более. Мульды характеризуются увеличенной остаточной мощностью нижнепалеозойских пород, что указывает на их допозднепалеозойский (среднепалеозойский) возраст. В некоторых мульдах эффект оседания фиксируется и по поверхности вмещающих пород, т.е. их развитие продолжалось и в более поздние эпохи или их образование осуществлялось под воздействием других (нетектонических) факторов. Контрастность мульд оседания зависит от размеров тела и по мере удаления от его контактов, а также с глубиной ослабевает. Вмещающие породы в околотрубочном пространстве осложнены незначительными смещениями, дроблением и мелкой складчатостью. Природа этих структур, по мнению Б.М.Никитина, одним из первых довольно детально их описавшего, обусловлена проседанием вмещающих осадочных пород в результате эксплозивных процессов [18]. Существуют и другие точки зрения. Например, их образование связывают с «выносом легкорастворимых соединений за пределы ОМО» [19]. Мульды оседания обнаружены на ряде кимберлитовых трубок Алакит-Мархинского поля (Краснопресненская, Юбилейная и др.), а для кимберлитовых диатрем Мирнинского и Далдынского полей они не характерны, что объясняется, возможно, их более значительным эрозионным срезом.

В этой же работе [19] приведены достаточно полные сведения о других структурах, связанных с кимберлитами. В Алакит-Мархинском поле в породах перекрывающего комплекса, содержащих мезозойские долериты, наблюдаются так называемые «межтрапповые коридоры». Они представляют собой вытянутые безтрапповые участки размерами (2–7)х(10–30) км, картируемые часто над линейными группами (кустами) кимберлитовых тел. По мнению авторов [19], они обусловлены структурно-денудационными палеовыступами нижнепалеозойских пород, хотя существуют и другие точки зрения на их происхождение. Эта особенность, наблюдаемая в перекрывающем комплексе, может служить тектоно-магматическим критерием куста (линейной группы) кимберлитовых тел.

В отдельных случаях трапповые тела при приближении к кимберлитовым трубкам резко выклиниваются, образуя «воротники» и внутритрапповые надтрубочные «окна» пермокарбоновых отложений. Такие структуры характерны для большинства крупных и средних по величине диатрем Алакит-Мархинского поля: трубки Файнштейновская, Амакинская и др. По материалам В.И.Никулина с соавторами [19], «это обстоятельство является закономерностью и, соответственно, важным элементом поискового прогнозирования».

В заключение отметим следующее.

Алмазоносные таксономические единицы мелкого масштаба находят отражение на структурно-тектонических и палеотектонических картах и схемах, составленных на основе разнообразной геолого-геофизической информации, характеризующих геотектонические особенности развития платформенного чехла и более глубоких уровней литосферы. Анализ упомянутых карт позволяет выделить на Сибирской платформе три типа структур, отличающихся генезисом и продуктивностью коренных алмазоносных пород. Немаловажную роль при мелкомасштабном тектоническом районировании играют разнотипные дизъюнктивные нарушения.

Максимальная эффективность прогнозирования среднемасштабных кимберлитовых объектов по тектоническим критериям, проявленным в осадочном чехле, достигается при использовании приёмов историко-геологического анализа, выполненного на основе достаточно точных структурно-тектонических и палеотектонических карт и схем, позволяющих последовательно охарактеризовать докимберлитовый, продуктивный на кимберлиты и посткимберлитовый этапы тектонического развития, изучить геологическую историю региона (определить возраст пликативных структур и разломов, установить их амплитуду, выделить палеогеоморфологические элементы, определить величину эрозионного среза кимберлитовмещающих пород и кимберлитов) и в результате выделить структуры, которые контролировали или оказывали влияние на образование или размещение среднемасштабных алмазоносных таксонов или формировались под их влиянием.

Прогнозирование крупномасштабных кимберлитовых объектов, как и среднемасштабных, осуществляется с помощью высокоточных структурно-тектонических и палеотектонических построений с использованием в качестве эталонов моделей известных кимберлитовых тел и их кустов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Брахфогель Ф.Ф.* Геологические аспекты кимберлитового магматизма северо-востока Сибирской платформы. – Якутск: Изд-во ЯФ СО АН СССР, 1984.
2. *Геология*, прогнозирование, методика поисков, оценки и разведки коренных месторождений алмазов. Кн. 1. Коренные месторождения / В.М.Подчасов, В.Е.Минорин, И.Я.Богатых и др. – Якутск: ЯФ ГУ «Издательство СО РАН», 2004.
3. *Горев Н.И.* Кимберлитоконтролирующие зоны северо-востока Сибирской платформы // Геология, закономерности размещения, методы прогнозирования и поисков месторождений алмазов. Мирный, 1998. С. 246–248.
4. *Горев Н.И.* Тектонические исследования при прогнозировании коренных источников алмазов // Алмазная геология в АК «АЛРОСА» – настоящее и будущее». Воронеж, 2005. С. 1175–1202.
5. *Горев Н.И.* Тектоническое районирование Сибирской платформы при прогнозировании коренных источников алмазов // Проблемы алмазной геологии и некоторые пути их решения. Воронеж, 2001. С. 462–481.
6. *Горев Н.И., Герасимчук А.В., Коптиль В.И., Манаков А.В.* Сибирская платформа: особенности строения, алмазоносность // Современные проблемы геологии и разведки полезных ископаемых. Томск, 2010. С. 39–45.
7. *Горев Н.И., Манаков А.В., Эринчек Ю.М., Гарат М.Н.* Особенности строения осадочного чехла Малоботуобинского алмазоносного района Якутии по данным палеоструктурного анализа // Региональная геология и металлогения. 1994. № 2. С. 132–144.
8. *Дукардт Ю.А., Борис Е.И.* Авлакогенез и кимберлитовый магматизм. – Воронеж: ВГУ, 2001.
9. *Егоров К.Н., Барышев А.С., Зинчук Н.Н., Кошкарев Д.А.* Перспективы алмазоносности юга Сибирской платформы // Проблемы прогнозирования и поисков месторождений алмазов на закрытых территориях. Якутск, 2008. С. 244–251.
10. *Игнатов П.А., Бушков К.Ю., Толстов А.В., Яныгин Ю.Т.* Геологические и минералого-геохимические признаки структур, контролирующих алмазоносные кимберлиты Накынского поля Якутии // Руды и металлы. 2006. № 4. С. 59–66.
11. *Кабышев Б.П.* Палеотектонические исследования и нефтегазоносность в авлакогенных областях. – Л.: Недра, 1987.
12. *Кондратьев А.А., Горев Н.И.* Тектоническое строение и история развития Средне-Мархинского алмазоносного района // Алмазная геология в АК «АЛРОСА» – настоящее и будущее. Воронеж, 2005. С. 95–105.
13. *Кушев В.Г., Синицын А.В., Мишин А.М., Натапов Л.М.* Структурная позиция и продуктивность кимберли-

тов Восточно-Сибирской (Якутской) провинции // Геология и геофизика. 1992. № 10. С. 31–38.

14. *Манаков А.В.* Особенности строения литосферы Якутской кимберлитовой провинции. – Воронеж: Изд-во ВГУ, 1999.
15. *Манаков А.В., Горев Н.И.* Использование человеко-машинной технологии при прогнозировании месторождений алмазов // Методы прогноза и поисков алмазов на юге Восточной Сибири. Иркутск, 1990. С. 88–90.
16. *Масайтис В.Л., Михайлов М.В., Селивановская Т.В.* Вулканизм и тектоника Патомско-Вилюйского среднепалеозойского авлакогена // Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. М., 1975. Т. 192. С. 182.
17. *Мишнин В.М., Бадарханов Ю.Н., Болознев В.И.* Якутский мегакратон: нетрадиционные аспекты тектоники минерагении. – Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1987.
18. *Никитин Б.М.* Деформации вмещающих пород при формировании кимберлитовых трубок // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 11. С. 41–49.
19. *Никулин В.И., Лелюх М.И., Фон-дер Флаасс Г.С.* Алмазопрогностика (методическое пособие). – Иркутск: Глазковская типография, 2002.
20. *Новая* методика анализа геофизических данных при прогнозно-поисковых исследованиях в Накынском кимберлитовом поле (Западная Якутия) / Н.И.Горев, А.В.Новопашин, А.В.Герасимчук и др. // Наука и образование. 2016. № 2 (82). С. 7–15.
21. *Отражение* Мирнинского кимберлитового поля в структуре осадочного чехла / Н.И.Горев, А.В.Манаков, Ю.М.Эринчек и др. // ДАН. 1988. Т. 303. № 3. С. 685–689.
22. *Подвысоцкий В.Т., Белов Е.Н.* Состав и условия формирования древних осадочных коллекторов и россыпей алмазов. – Якутск: Изд-во ЯНЦ СО РАН, 1995.
23. *Позднепермские* и раннетриасовые магматические импульсы в Ангаро-Тасеевской синклинали, Южно-Сибирские траппы и их возможное влияние на окружающую среду / М.Т.Патон, А.В.Иванов, М.Л.Фиорентини и др. // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. С. 1298–1309.
24. *Расчленение* и корреляция верхней части разреза Мало-Ботуобинского района / Ю.М.Эринчек, О.Г.Салтыков, Е.И.Бардина и др. // Советская геология. 1988. № 7. С. 68–80.
25. *Синицын А.В.* Принципы тектонического анализа кимберлитовых провинций // Геология и геофизика. 1992. № 10. С. 17–23.
26. *Смирнов В.И.* Геология полезных ископаемых. – М.: Недра, 1982.
27. *Соболев Н.В., Логвинова А.М., Николенко Е.И., Лобанов С.С.* Минералогические критерии алмазоносности верхнетриасовых россыпей северо-восточной окраины Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2013. № 8. С. 1162–1178.
28. *Старостин В.И., Дергачев А.Л., Семинский Ж.В.* Структуры рудных полей и месторождений: Учебник. – М.: Изд-во МГУ, 2002.
29. *Харькив А.Д., Зинчук Н.Н., Крючков А.И.* Коренные месторождения алмазов мира. – М.: Недра, 1998.
30. *Янсе А.Д.* Новый подход к классификации кратонов // Геология и геофизика. 1992. № 10. С. 12–32.
31. *Clifford T.N.* Tectono-metallogenic units and metallogenic provinces in Africa // Earth Planet. Sci. Lett. 1966. P. 421–434.

SPECIALIZED TECTONIC MAPS IN FORECASTING OF PRIMARY DIAMOND DEPOSITS WITHIN THE SIBERIAN PLATFORM: METHODS OF COMPILATION AND ANALYSIS

N.I.Gorev, A.V.Gerasimchuk (NIGP ALROSA)

Methods of compilation and analysis of diamond-specific tectonic maps are considered. For all scales of studies, maps are proposed allowing to identify certain localization features of various diamondiferous targets. Special attention is paid to the retrospective analysis of materials from medium- and large-scale studies conducted in the western Yakutia. It is shown that reconstructions based on sufficiently accurate structural-tectonic and paleotectonic maps and schemes allow to successively characterize prekimberlite, kimberlite-productive and postkimberlite stages of tectonic development, study regional geological history – determine the age of plicated structures and faults, their amplitude, identify paleogeomorphological elements, define erosional truncation of kimberlite-hosting rocks and, as a result, outline the structures which controlled or impacted the formation and location of medium- and large-scale diamondiferous targets or those formed under their influence.

Keywords: tectonics, paleotectonics, fault, forecast, criteria, diamond, Siberian platform.

СТРУКТУРНО-ТЕКТОНИЧЕСКИЕ И ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ЛОКАЛИЗАЦИИ КИМБЕРЛИТОВ НА ТЕРРИТОРИИ АНГОЛЫ

Загайный Александр Константинович[1]
ведущий научный сотрудник
zagayny@tsnigri.ru

Микоев Игорь Иванович[1]
кандидат геолого-минералогических наук
ведущий научный сотрудник
mikoyev@tsnigri.ru

Устинов Виктор Николаевич[1]
доктор геолого-минералогических наук
заведующий лабораторией
alrosaspb@mail.ru

Ана Фейжо[2]
исполнительный директор
Anafeijo.feijo181@gmail.com

Антонов Сергей Александрович[1]
старший научный сотрудник
s_a_antonov@rambler.ru

[1] ФГУП Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов, Лаборатория геологических методов прогнозирования и поисков, г. Санкт-Петербург

[2] Компания ЭНДИАМА, г. Луанда (Ангола)

В Анголе выявлено около тысячи кимберлитовых трубок, подавляющая часть которых находится в долинах рек в экспонированном состоянии. Потенциал закрытых площадей, где кимберлиты перекрыты относительно мощными толщами осадочных пород, практически не изучен. Проведённые исследования позволили сформировать комплекс структурно-тектонических и геофизических (глубинных) факторов, контролирующих размещение проявлений кимберлитов. Выделены районы, наиболее благоприятные для поисков коренных и россыпных месторождений алмазов. Полученные результаты позволят повысить эффективность прогнозно-поисковых исследований на алмазы на территории Анголы.

Ключевые слова: Ангола, кимберлиты, структурно-тектонические факторы, глубинное строение, геофизические параметры, прогноз алмазоносности.

На территории Анголы обнаружено около тысячи кимберлитовых трубок, что ставит её в разряд уникальных по масштабам проявления кимберлитового магматизма. Общий объём добычи алмазов в стране в 2016 г. в физическом выражении составил >9 млн кар, из них около 2,0 млн кар получено из россыпных месторождений.

Подавляющая часть известных кимберлитовых тел находится в долинах рек в экспонированном состоянии. В регионе Лунда Норте, где сосредоточены все известные к настоящему времени коренные месторождения алмазов Анголы, открытые территории составляют всего 20% от общей площади. Для многих россыпей коренные источники не установлены, что свидетельствует о наличии многочисленных не выявленных кимберлитовых тел [4]. Таким образом, потенциал закрытых территорий страны, где кимберлиты перекрыты относительно мощными толщами осадочных пород, практически не изучен.

Выделение площадей, перспективных на обнаружение коренных и россыпных проявлений алмазов, основывается на комплексе благоприятных предпосылок и признаков алмазоносности. Ведущую роль из них на данном уровне изученности региона играют структурно-тектонические и глубинные (геофизические) предпосылки (факторы, критерии).

Сложное геологическое строение территории, множественность эпох проявления кимберлитов, наличие терригенных коллекторов широкого возрастного диапазона, существование разнообразных типов ореолов рассеяния индикаторных минералов кимберлитов, разнородный характер геофизических полей и дру-

УДК 552.323.6 (673)
© Коллектив авторов, 2017

гие отличительные черты предусматривают применение широкого комплекса методических приёмов.

Методика определения структурно-тектонических и глубинных (геофизических) факторов на территории Анголы определяется рядом особенностей, среди которых выделяются следующие:

- сложное геологическое строение территории (наличие разновозрастных и разномасштабных блоков-террейнов, сформировавшихся в различных геодинамических обстановках и сложенных разными структурно-вещественными комплексами; широкое развитие пликативных и дизъюнктивных дислокаций нескольких генераций и процессов метаморфизма; плохая обнажённость и т.д.).
- слабая (одна из самых низких на Африканском континенте) геологическая и геофизическая изученность (отсутствие материалов средне- и крупномасштабных геолого-геофизических съёмок, скудность данных по глубинному строению). На большей части территории страны отсутствует информация о поле силы тяжести (даже по данным спутниковой альтиметрии), аэромагнитной съёмкой охвачено не более 10% площади, глубинные геофизические исследования практически не проводились;
- недостаточность геохронологических и изотопно-геохимических данных.

Исследования в целях выявления структурно-тектонических факторов проводились с использованием геолого-геофизических данных и результатов анализа космических снимков среднего разрешения по нескольким основным направлениям.

1. Выявление особенностей блокового строения изучаемой территории базировалось на таких основных критериях: возраст стабилизации, геодинамическая обстановка образования, структурно-вещественные характеристики (состав, характер складчатости, метаморфизм и т.д.), характер гравитационного и магнитного полей.

2. Палеотектонический анализ эволюции земной коры. Использованы все имеющиеся геохронологические и изотопно-геохимические данные. Выделены крупные временные подразделения (мегациклы, циклы), а также региональные уровни стратиграфических несогласий. Уточнён возраст эпох тектоно-магматической активизации (ТМА) и связанных с ними проявлений кимберлитового и родственного магматизма.

3. Анализ структурно-тектонической позиции известных в регионе проявлений алмазоносного кимберлитового магматизма, позволивший определить ряд характерных факторов, контролирующих пространственное положение алмазоносных кимберлитов.

4. Анализ современных методических разработок по структурно-тектоническим критериям (факторам) алмазоносности и их адаптация к конкретной геологической обстановке территории.

5. Графическое отображение установленного комплекса структурно-тектонических факторов с применением компьютерных технологий. Полученные карты и схемы различных масштабов используются в качестве основы для прогнозных построений.

Известно, что изучение особенностей глубинного строения – необходимый компонент для оценки перспектив алмазоносности территорий. Особенно важную роль геофизические факторы играют при проведении минерагенических построений в относительно слабо изученных регионах, типичным примером которых является Ангола.

Для выяснения глубинного строения нами использовались в основном опубликованные результаты немногочисленных региональных исследований, а также имеющиеся в сети Интернет цифровые базы геофизических данных российских и зарубежных научных центров: The Global Heat Flow Database of the International Heat Flow Commission, Global Crustal Model at 1x1 Degrees (CRUST 1.0), World Data Center for Solid Earth Physics (Moscow), Bureau Gravimétrique International и др.

Одним из основных источников информации регионального характера служили данные спутниковой альтиметрии и сейсмической томографии, которые частично были представлены в цифровом виде, но преимущественно – в растровых форматах. Материалы, представленные в растровых форматах, оцифровывались, полученные массивы после редактирования компоновались с цифровыми геофизическими данными как по региональным и мировым базам, так и по результатам исследований по отдельным территориям. В итоге были собраны и обобщены данные о вышеуказанных параметрах и построены карты их распределения.

В результате проведённых авторами в последние годы специализированных исследований сформирован комплекс структурно-тектонических фак-

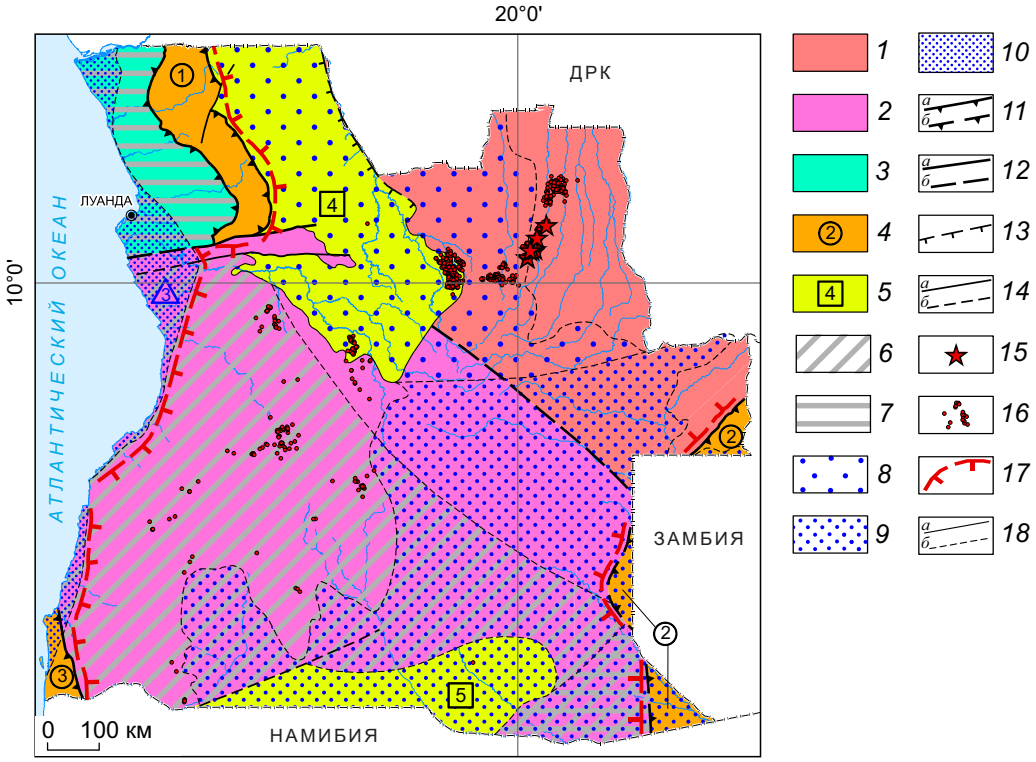


Рис. 1. ОСНОВНЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ ТЕРРИТОРИИ АНГОЛЫ:

мегакратон Конго, архейские блоки-кратоны (архоны): *1* – Касаи, *2* – Ангольский; подвижные пояса: *3* – палеопротерозойский, эбурнейский (Западно-Центральноафриканский), *4* – неопротерозойские, панафриканские (Западно-Конголезский (1), Катангский (2), Каоко (3)); *5* – рифтогенные структуры (мезо-неопротерозойские осадочные бассейны): авлакоген Западного Конго с сопряжённым бассейном форланда (4), бассейн Овамбо (5); области тектоно-термальной переработки: *6* – палеопротерозойской (эбурнейской), *7* – неопротерозойско-раннепалеозойской (панафриканской); крупнейшие структуры чехла платформы: *8* – синеклиза Конго, PR_3–KZ, *9* – впадина Окаванго, PZ–KZ, *10* – периконтинентальный бассейн Юго-Восточной Атлантики, MZ–KZ; глубинные разломы, разделяющие крупные блоки земной коры: *11* – осложнённые надвигами (*а* – достоверные, *б* – предполагаемые), *12* – неясной морфологии (*а* – достоверные, *б* – предполагаемые); прочие разломы: *13* – сбросы (предполагаемые), *14* – неясной морфологии (*а* – достоверные, *б* – предполагаемые); *15* – коренные месторождения алмазов; *16* – кимберлитовые трубки; *17* – границы Центрально-Африканской алмазоносной субпровинции; *18* – геологические границы (*а* – достоверные, *б* – предполагаемые)

торов, контролирующих размещение проявлений кимберлитов территории Анголы. Наиболее важные из них кратко описаны ниже.

1. Анализ особенностей блокового строения фундамента страны (террейновый анализ) позволил выделить на территории обособленные блоки (террейны) с различным строением земной коры (рис. 1) и в первом приближении оценить их алмазоносный потенциал.

Они отличаются друг от друга по ряду характеристик (прежде всего, по времени консолидации) и обладают различными перспективами алмазоносности. Крупнейшими структурами фундамента на изучаемой территории являются мегакратон Конго (юго-западная часть) и окружающие его подвижные пояса. Первый в минерагеническом аспекте представляет собой Центрально-Африканскую алмазоносную субпровинцию (ЦА). На территории Анголы в пределах мегакратона выделяются кратоны (террейны) Касаи и Ангольский – область архейской стабилизации (архон), большая часть площади которой не подверглась серьёзным поздним преобразованиям. Мнения относительно возраста древнейших пород данного сегмента коры у разных авторов несколько расходятся: от 3,5–3,4 до 2,8 млрд лет.

Наибольшим алмазоносным потенциалом обладает кратон Касаи – самая высокопродуктивная

область ЦА. Здесь сосредоточена основная часть обнаруженных в настоящее время алмазоносных кимберлитов Анголы и ДРК, в том числе все коренные и большинство россыпных месторождения алмазов. Север Ангольского кратона также обладает алмазоносным потенциалом, требующим дополнительного изучения. Установлена алмазоносная трубка Лорелей, имеются мелкие россыпи алмазов, источники которых не выявлены. При этом некоторые характеристики глубинного строения проявлены менее ярко, чем в пределах кратона Касаи.

Остальная часть территории Ангольского кратона подверглась интенсивной тектоно-термальной переработке в палеопротерозойское время в процессе эбурнейского орогенеза. Здесь сохранились участки архейской коры, но значительные площади сложены эбурнейскими гранитоидами. В пределах данной области найдено >80 кимберлитовых трубок, но лишь в отдельных телах присутствуют макроалмазы.

Значительная часть площади мегакратона Конго на территории Анголы перекрыта кайнозойскими образованиями чехла и практически не изучена, что не позволяет дать однозначную оценку её перспективности.

К структурам, не обладающим алмазоносным потенциалом, отнесены центральный грабен рифейского авлакогена Западного Конго, окружающие мегакратон Конго подвижные пояса (Западно-Конголезский, Каоко, Катангский), сформированные в течение панафриканской орогении и являющиеся тектонами, крупные прогибы, выполненные кайнозойскими отложениями мощностью >200 м (условный предел экономической целесообразности).

2. На территории Анголы широко распространены положительные структуры, сформировавшиеся в неопротерозое – палеозое: выступы (поднятия) кристаллического фундамента (щиты), в пределах которых обнажаются инфра- и супракрустальные комплексы архея и раннего протерозоя. Наиболее крупные из них – щиты Касаи, Ангольский, Бангвеулу (рис. 2). Кроме того, имеется несколько выходов кристаллического фундамента меньшего масштаба: горст Кванза, выступы Куиже, Кванго (Северный и Южный) и др.

Щиты являются также крупными положительными структурами (антеклизами), которые граничат с синеклизами Конго и Окованго, а область их сочленения часто представляет собой зону скрытых долгоживущих разломов сложного строения и может играть кимберлитоконтролирующую роль.

Большинство установленных в Анголе кимберлитов приурочены к щитам Касаи и Ангольскому. Интересны для поисков также их склоны, где мощность кайнозойских отложений относительно невелика.

3. Важное значение в плане контроля алмазоносности могут иметь рифтогенные структуры, в частности мезо-неопротерозойские (рифейские) активизированные в палеозое и мезозое авлакогены.

В северо-западной части страны существует подобная структура – авлакоген Западного Конго. Это вытянутый в субмеридиональном направлении инвертированный рифтовый бассейн, сформировавшийся в течение мезо-неопротерозоя и выполненный в основном терригенными метаморфизованными осадками мощностью >5–8 км.

Минерагенический интерес в плане структурного контроля размещения площадей с проявлениями алмазоносного кимберлитового магматизма представляют борта (плечи) авлакогена, особенно осложняющие их области чередования выступов, грабенов и поперечные разломы. Кроме того, они представляют собой области дифференцированных блоковых движений (зоны краевых дислокаций или области динамического влияния авлакогена). Их ширина варьирует в значительных пределах и может достигать сотен километров [1].

На территории Анголы западное плечо авлакогена подверглось интенсивной тектоно-термальной переработке в процессе панафриканского тектогенеза и относится к Западно-Конголезскому подвижному поясу, восточное размещается в основном на территории ДРК. Перспективен в отношении поисков кимберлитов бассейн р. Кванго (верхнее течение), приуроченный к восточному борту и зоне торцевого выклинивания авлакогена. Здесь расположены богатые россыпи алмазов, коренные источники которых ещё не обнаружены.

Центральный грабен авлакогена, выполненный неопротерозойскими терригенными осадками большой мощности, для поисков алмазоносных кимберлитов бесперспективен.

4. Важнейшим фактором контроля алмазоносности в Анголе является наличие трансблоковых линейных зон ТМА – систем сближенных глубин-

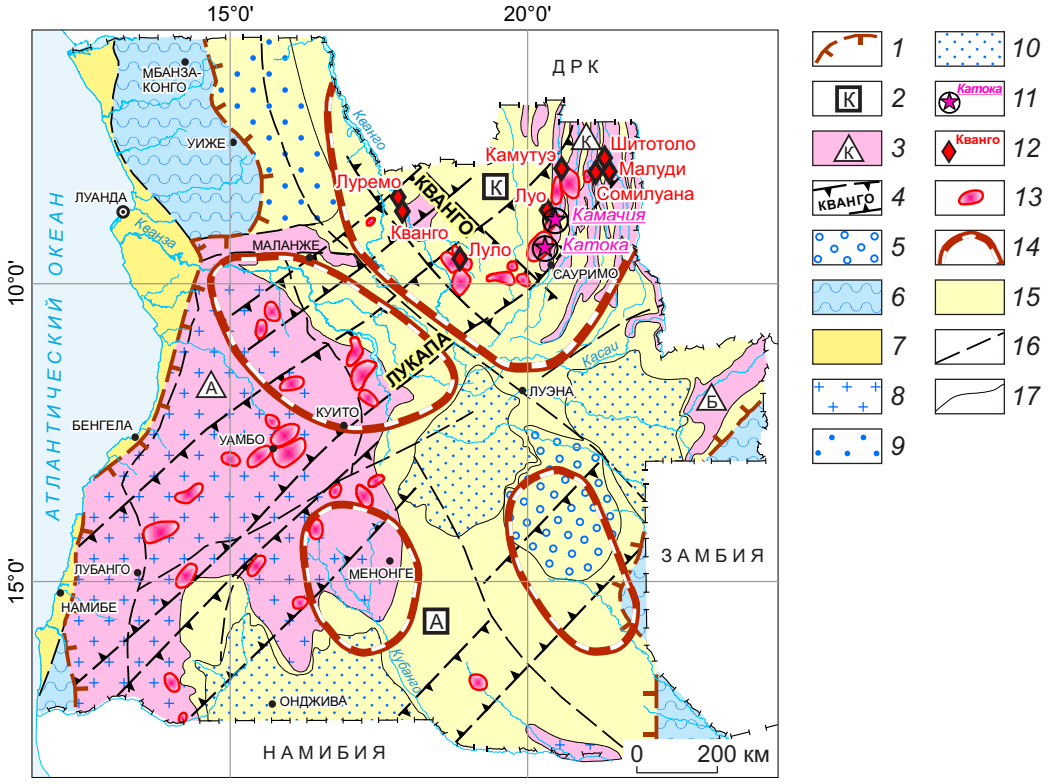


Рис. 2. ОСНОВНЫЕ СТРУКТУРНО-ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ КОНТРОЛЯ АЛМАЗОНОСНОСТИ ТЕРРИТОРИИ АНГОЛЫ:

позитивные факторы: *1* – граница архейского мегакратона Конго (Центрально-Африканской алмазоносной субпровинции), *2* – крупнейшие террейны-кратоны (К – Касаи, А – Ангольский), *3* – крупнейшие выходы пород архейско-раннепротерозойского кристаллического фундамента на дневную поверхность – щиты (К – Касаи, Б – Бангвеулу, А – Ангольский), *4* – кимберлитоконтролирующие зоны тектоно-магматической активизации (коридоры, тренды), *5* – поднятие в отложениях платформенного чехла (Лунгу Бунго-Квандо); *негативные факторы*: *6* – подвижные пояса, *7* – периконтинентальный прогиб, *8* – области раннепротерозойской (эбурнейской) тектоно-термальной переработки, *9* – центральный грабен авлакогена Западного Конго, *10* – впадины, выполненные кайнозойскими отложениями мощностью >200 м; *алмазоносность*: *11* – коренные месторождения алмазов, *12* – россыпные месторождения алмазов, *13* – кимберлитовые поля, *14* – ареалы распространения алмазов в терригенных коллекторах; *15* – область развития отложений платформенного чехла; *16* – основные глубинные разломы; *17* – геологические границы

ных разломов, контролирующих проявления мантийного (в том числе щёлочно-ультраосновного) магматизма. Они представляют собой зоны скрытых разломов, практически не выраженных в потенциальных полях. Определяющий фактор для их установления – линейное расположение групп близких по возрасту магматических тел.

Установлена пространственная связь кимберлитов с глубинными тектоническими зонами в континентальном и региональном масштабах. Проанализировав данные по 1326 кимберлитовым телам южной части Африки, ряд специалистов [11] пришли к выводу, что распределение кимберлитовых кластеров контролируется линеаментами (трендами) с ориентировкой 40, 96, 134 и 165°. Приведённые тренды отражают трансконтинентальные структуры, которые данные авторы называют «скрытыми коридорами». При этом максимумы («пики») кимберлитового магматизма приходятся на рубежи 145, 120, 85, 72 млн лет назад.

В Анголе в настоящее время достоверно установлена единственная трансконтинентальная кимберлитоконтролирующая структура – зона ТМА (коридор, линеамент, тренд) Лукапа, контролирующая расположение полей кимберлитов, щёлочно-ультраосновных пород и карбонатитов (см. рис. 2). Считается, что она представляет собой континентальное продолжение трансформного разлома Ат-

лантической рифтовой системы (вулканического подводного хребта Китовый) и её генеральное простирание ~40°. При ширине 55–100 км её протяжённость составляет >1400 км. В пределах зоны намечается тенденция к омоложению кимберлитового магматизма, увеличению его глубинности и степени алмазоносности в направлении от Атлантического побережья внутрь континента. В пределах данной структуры размещается подавляющее большинство кимберлитов Анголы и ДРК, в том числе все коренные месторождения алмазов.

Исследования последних лет показали, что щёлочно-ультраосновные комплексы с карбонатитами в Анголе имеют возраст 138–130 млн лет [6], а кимберлиты на северо-востоке страны – 133–112 млн лет [7, 8, 12–14]. Для кимберлитовых трубок находящегося на продолжении структуры поля М'Бужи-Майи (ДРК) получен возраст 71 млн лет [5]. Кроме меловых, в пределах коридора Лукапа выявлены кимберлиты средне-позднетриасового возраста – 235 млн лет (поле Лубиа) [8].

На основании характера расположения кимберлитовых тел вне коридора Лукапа предполагается наличие ещё двух субпараллельных одновозрастных сателлитных зон ТМА меньшего масштаба. К северо-западной, вероятно, приурочена кимберлитовая трубка Лорелей. На территории юго-восточной зоны имеются кимберлиты допозднедевонского возраста [2]. Наличие в пределах как основной, так и сателлитных кимберлитоконтролирующих зон домеловых кимберлитов позволяет предполагать их древнее (возможно, докембрийское) заложение.

По материалам дешифрирования космоснимков и геолого-геофизическим данным выделяется меловая кимберлитоконтролирующая зона разломов Кванго северо-западного простирания. В её пределах установлены несколько кимберлитовых полей, а также промышленные россыпи алмазов, источники которых не определены.

Авторы предполагают наличие ещё одной меловой структуры, субпараллельной зоне Лукапа, но расположенной значительно южнее (см. рис. 2). Она также, вероятно, является континентальным продолжением одной из зон трансформных разломов Атлантической рифтовой системы и трассируется от океанического побережья Намибии в северовосточном направлении, пересекая подвижный пояс Дамара и кратон Конго. В пределах пояса она представлена несколькими щелочными интрузивными массивами с карбонатитами раннемелового возраста (137–124 млн лет) [9, 10], приуроченными к зоне северо-восточного простирания протяжённостью ~370 км, в пределах кратона – роем меловых даек лампрофиров Цумеб. Далее она продолжается на территорию Юго-Восточной Анголы.

5. К позитивным факторам алмазоносности относится наличие на площади положительных структур (поднятий) в покровных отложениях осадочного чехла. На рассматриваемой территории, на востоке Анголы в пределах впадины Окованго (см. рис. 2), выделена одна структура данного типа Лунгу Бунго-Квандо. Её размеры достигают 200х260 км. Большая часть площади с поверхности сложена палеоген-неогеновыми отложениями группы Калахари, по долинам рек обнажаются породы верхнеюрско-раннемеловой формации Континенталь Интеркалар, а вдоль восточной окраины отмечаются три небольших выхода раннедокембрийских образований кристаллического фундамента. Здесь же поднятие имеет максимальную амплитуду, достигающую, вероятно, сотен метров.

Структура размещается на простирании предполагаемой меловой зоны ТМА. Тела кимберлитов в её пределах в настоящее время не установлены, но известны проявления россыпной алмазоносности [3]. Помимо этого, имеются устные сообщения о наличии на площади алмазов в базальном горизонте позднемеловой формации Калонда.

К основным элементам глубинного строения и геофизическим параметрам, имеющим прогнозное значение, относятся: большая мощность литосферы; низкий тепловой поток; депрессии и их склоны в рельефе поверхности Мохоровичича; зоны повышенных скоростей распространения сейсмических волн в земной коре; региональные разуплотнения консолидированной земной коры.

В результате исследований последних лет, посвящённых анализу размещения кимберлитовых тел на территории Анголы, собраны и обобщены данные о распределении основных геофизических характеристик (рис. 3).

По абсолютным значениям тепловой поток на территории страны варьирует от более чем 60 мВ/м^2 (в акватории океана выше 70) до 37 мВ/м^2. Самыми низкими значениями характеризуется зона, трассирующаяся из Северо-Восточной Анголы на территорию ДРК, где её направление меняется на север-северо-западное. К ней приурочены

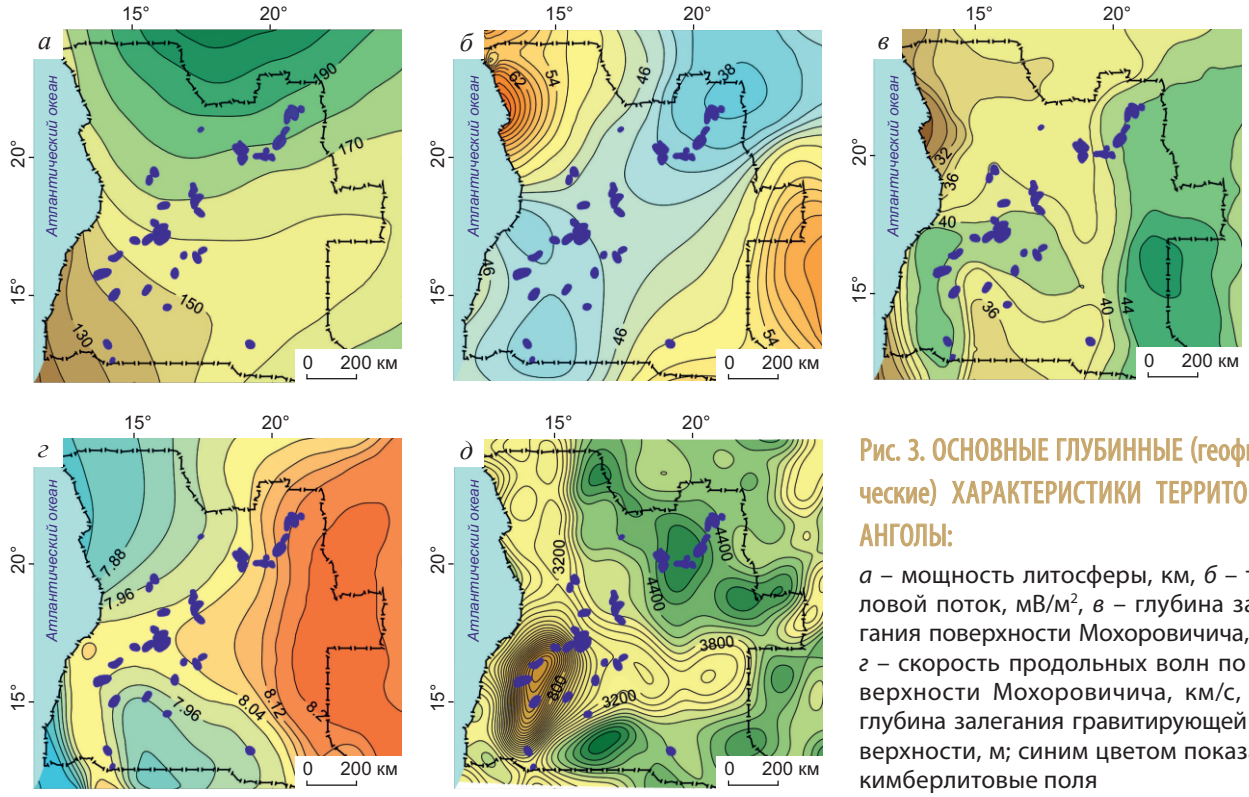


Рис. 3. ОСНОВНЫЕ ГЛУБИННЫЕ (геофизические) ХАРАКТЕРИСТИКИ ТЕРРИТОРИИ АНГОЛЫ:

а – мощность литосферы, км, *б* – тепловой поток, мВ/м^2, *в* – глубина залегания поверхности Мохоровичича, км, *г* – скорость продольных волн по поверхности Мохоровичича, км/с, *д* – глубина залегания гравитирующей поверхности, м; синим цветом показаны кимберлитовые поля

все известные в регионе коренные и большинство россыпных месторождений алмазов.

Максимальная мощность литосферы на территории Анголы также наблюдается в её северо-восточной и северной частях. Хотя эпицентр депрессии с мощностью >220 км находится в ДРК, а северо-северо-восточная часть Анголы лежит на её склоне, мощность литосферы здесь также значительная, от 170 до 200 км и более. На юго-западе страны она составляет всего 120 км.

Глубина залегания поверхности Мохоровичича максимальных значений (>46 км) достигает в желобообразной впадине, протягивающейся вдоль восточной границы страны. Юго-западная и центральная части Анголы осложнены относительно менее контрастной и меньшей по размеру депрессией Г-образной формы. Все проявления кимберлитового магматизма на территории Анголы приурочены к депрессиям в рельефе поверхности Мохо или их склонам.

С рельефом поверхности Мохоровичича хорошо согласуется распределение граничных скоростей: чем глубже залегает поверхность Мохо, тем выше граничная скорость. Соответственно, максимальные её значения прослеживаются вдоль восточной границы Анголы.

На основании анализа и компьютерной обработки материалов из различных источников построена карта глубины залегания главной гравитирующей поверхности для территории Анголы. Депрессии в её рельефе интерпретируются как области разуплотнения кристаллической коры и относятся к благоприятным факторам для проявления кимберлитового магматизма. Кроме того, они фиксируют и реальные понижения геологических горизонтов (по данным сейсмотомографии), которые прогнозными факторами не являются, как, например, на юге и юго-востоке Анголы.

Таким образом, в результате проведённых исследований сформирован комплекс структурно-тектонических и глубинных (геофизических) предпосылок алмазоносности для территории Анголы. При использовании его в качестве основы для прогнозных построений выделены площади, наиболее благоприятные для поисков коренных и россыпных месторождений алмазов. К ним относятся не только хорошо обнажённые районы щитов Касаи, Кванго и северо-востока Ангольского,

но и обширные «закрытые» территории в центральной и восточной частях страны. Полученные результаты позволят существенно повысить эффективность прогнозно-поисковых исследований на алмазы на территории Республики Ангола.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Дукардт Ю.А., Борис Е.И.* Авлакогенез и кимберлитовый магматизм. – Воронеж: ВГУ, 2000.
2. *Романько Е.Ф., Подвысоцкий В.Т., Егоров К.Н., Дьяконов Б.Д.* Кимберлиты Юго-Западной Анголы. – М.: ООО «Геоинформмарк», 2005.
3. *Россыпи* алмазов мира / В.М.Подчасов, М.Н.Евсеев, И.Я.Богатых и др. – М.: ООО «Геоинформмарк», 2005.
4. *Устинов В.Н.* Терригенные коллекторы алмазов Сибирской, Восточно-Европейской и Африканской платформ. – СПб.: Наука, 2015.
5. *Харькив А.Д., Зинчук Н.Н., Крючков А.И.* Коренные месторождения алмазов мира. – М.: Недра, 1998.
6. *A review* of carbonatitic magmatism in the Parana–Angola–Namibia (PAN) system / P.Comin-Chiaramonti, C.B.Gomes, A.Cundari et al. // Periodico Mineralog. 2007. Vol. 76. P. 25–78.
7. *Jelsma H., Barnett W., Richards S., Lister G.* Tectonic setting of kimberlites // Lithos. 2009. Vol. 112S. P. 155–165.
8. *Kimberlites* from Central Angola: a case study of exploration findings / H.Jelsma, U.Krishnan, S.Perritt et al. // 10th International Kimberlite Conference. Bangalore, 2012.
9. *Le Roex A.P., Lanyon R.* Isotope and trace element geochemistry of Cretaceous Damaraland lamprophyres and carbonatites, northwestern Namibia: evidence for plume–lithosphere interactions // Journal of Petrology. 1998. Vol. 39. P. 1117–1146.
10. *Milner S.C., Le Roex A.P., O'Connor J.M.* Age of Mesozoic igneous rocks in northwestern Namibia and their relationship to continental breakup // Journal of the Geological Society of London. 1995. Vol. 152. P. 97–104.
11. *Preferential* distribution along transcontinental corridors of kimberlites and related rocks of southern Africa / H.A.Jesma, M.J. de Wit, C.Thiart et al. // South African Journal of Geology. 2004. Vol. 107. P. 301–324.
12. *Robles-Cruz S.E., Milner S.C.* Kimberlites associated with the Lucapa structure, Angola // Universitat de Barcelona, 2013. Vol. 5. P. 112.
13. *Trace-element* geochemistry and U-Pb dating of perovskite in kimberlites of the Lunda Norte province (NE Angola): Petrogenetic and tectonic implications / M.Castillo-Oliver, S.Gall, J.C.Melgarejo et al. // Chemical geology. 2016. Vol. 426. P. 118–134.
14. *U–Pb SHRIMP* geochronology of zircon from the Catoca kimberlite, Angola: Implications for diamond exploration / S.E.Robles-Cruz, M.Escayola, S.Jackson et al. // Cheimical geology. 2012. Vol. 310–311. P. 137–147.

STRUCTURAL-TECTONIC AND GEOPHYSICAL PREMISES OF KIMBERLITES LOCALIZATION ON THE TERRITORY OF ANGOLA

A.K.Zagainy[1], I.I.Mikoev[1], V.N.Ustinov[1], A.Feijo[2], S.A.Antonov[1] ([1]TsNIGRI, [2]ENDIAMA)

About a thousand kimberlite pipes were discovered in Angola, with most of them exposed in river valleys. The potential of closed areas where kimberlites are overlain by relatively thick sedimentary strata is practically unexplored. The conducted research allowed to form a complex of structural-tectonic and geophysical (deep) factors controlling location of kimberlites. The regions most favorable for primary and placer diamond deposit prospecting were outlined. The obtained results will give a possibility to enhance the efficiency of diamond prediction and prospecting studies within Angola.

Keywords: Angola, kimberlites, structural-tectonic factors, deep structure, geophysical parameters, prediction of diamond deposits.

КОЛИЧЕСТВЕННЫЙ МОРФОГЕНЕТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ И ОЦЕНКА АЛМАЗОНОСНОСТИ ПОИСКОВЫХ ПЛОЩАДЕЙ ВОСТОЧНОГО БЕЛОМОРЬЯ

Представлены этапы и стадии количественного морфогенетического анализа индикаторных минералов кимберлитов и примеры использования данного метода для паспортизации уже открытых тел и типизации поисковых ореолов. Сделан прогноз на выявление новых тел на территории Восточного Беломорья.

Ключевые слова: кимберлиты, алмазы, поисковые ореолы, шлиховой анализ.

Посухова Татьяна Владимировна
кандидат геолого-минералогических наук
доцент
tposukhova@mail.ru

ФГБОУ ВО «Московский государственный университет им. М.В.Ломоносова»,
г. Москва

Гаранин Виктор Константинович
доктор геолого-минералогических наук
научный руководитель
vgaranin@mail.ru

ФГБУН Минералогический музей им. А.Е.Ферсмана РАН,
г. Москва

Изучение минералов-спутников алмаза (МСА) в разновозрастных вторичных ореолах, сопровождающих кимберлиты Архангельской провинции (ААП), выявило поисковые особенности данной территории [22]: низкие содержания индикаторных минералов кимберлитов (ИМК), хорошая сохранность кратерных фаций и незначительный эрозионный срез, значительная мощность перекрывающих отложений, слабая динамическая активность современных водотоков. Отмеченные факторы усложняют проведение систематических шлихоминералогических исследований на территории Восточного Беломорья и требуют совершенствования применяемых методик.

Были изучены ИМК на нескольких поисковых участках, охватывающих площади развития вторичных ореолов вблизи месторождения им. М.В.Ломоносова (Золотицкий, Пионерский участки), трубки им. В.Гриба и трубок Верхотинской группы (Белореченский), в пределах Кепинского поля (Пинежская, Долматовская, Емецкая площади). Проанализированы сотни проб из перекрывающих кимберлиты палеозойских отложений, а также из разновозрастных и разнофациальных четвертичных (рис. 1). Исследования включали оптические наблюдения и покристальное описание ИМК и разделение их по морфогенетическим типам; электронно-микроскопическое изучение особенностей микроморфологии ИМК и количественную обработку эталонных изображений; обобщение результатов электронно-зондовых микроанализов ИМК с последующей статистической обработкой полученных данных по программам кластерного и дискриминантного анализов; обобщение данных изучения ИМК спектроскопическими методами (оптическая спектроскопия и колориметрия, ИК-спектроскопия, термомагнитный анализ).

Для восстановления истории миграции ИМК выполнен количественный морфогенетический анализ, методика которого разрабатывалась с учётом современного состояния минералогических методов поисков и разведки месторождений алмаза [3, 4, 13, 17, 20]. Анализ показывает, что выделение химико-гене-

УДК 551.4:553.81(470.11)
© Т.В.Посухова, В.К.Гаранин, 2017

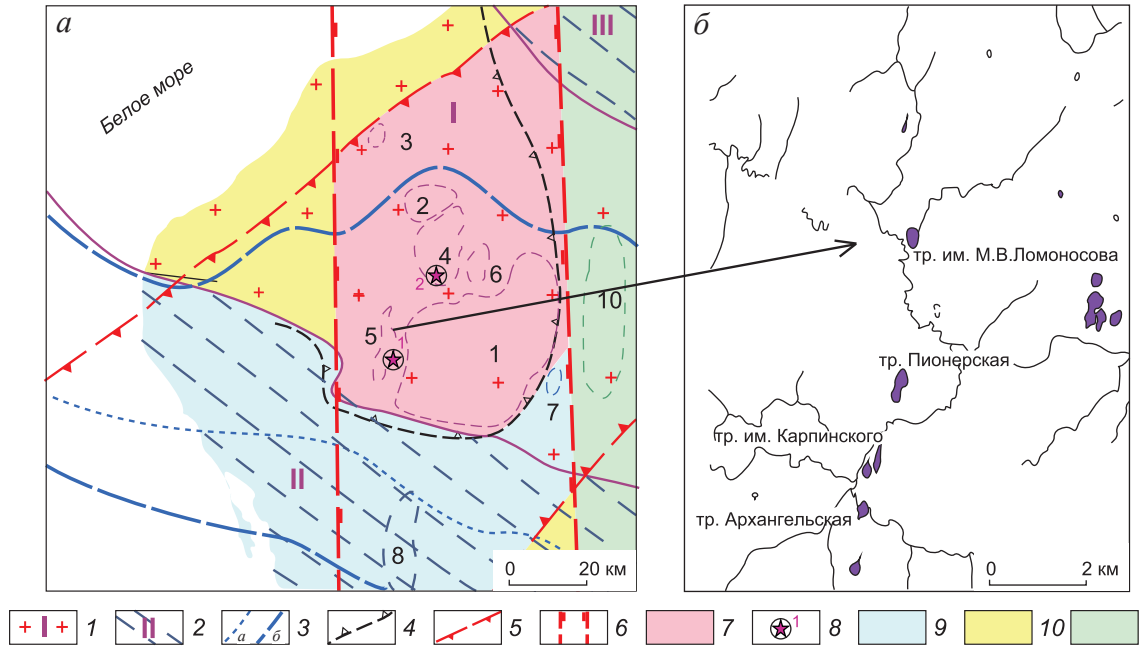


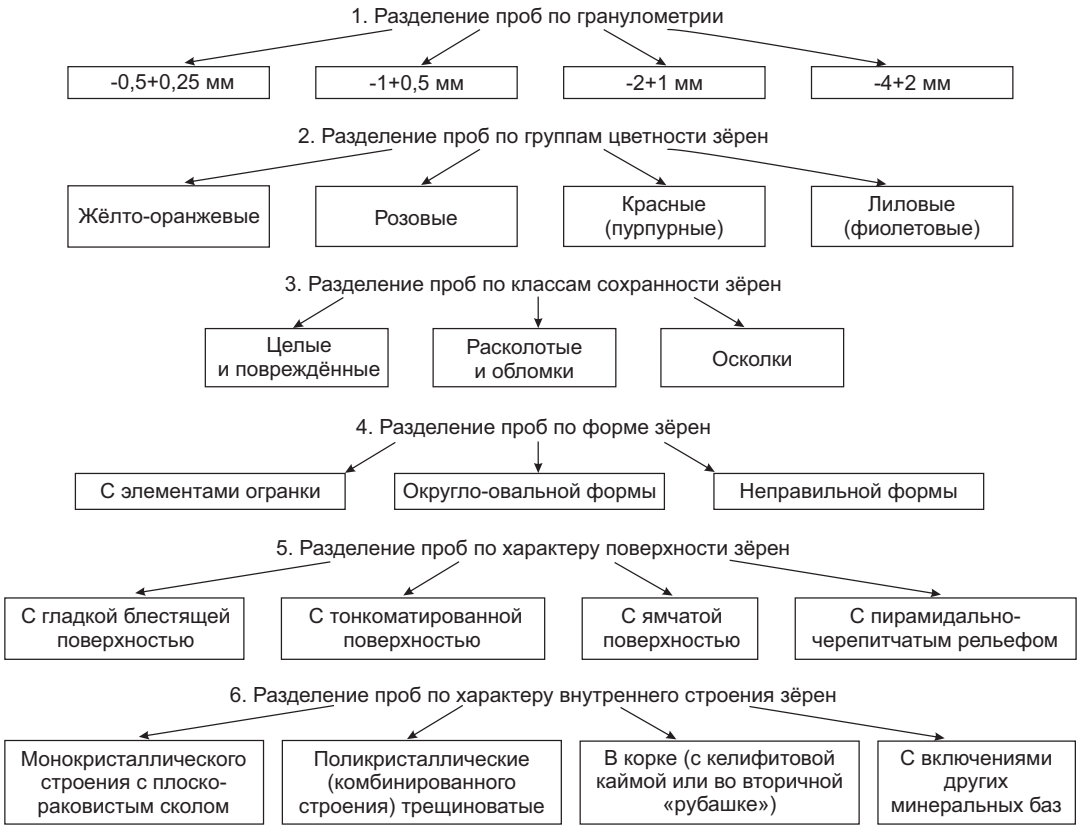
Рис. 1. СХЕМА РАЗМЕЩЕНИЯ КИМБЕРЛИТОВ И ПРОЯВЛЕНИЙ СОПУТСТВУЮЩЕГО МАГМАТИЗМА (*а*), РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ВТОРИЧНЫХ ОРЕОЛОВ (*б*) В АРХАНГЕЛЬСКОЙ АЛМАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ (по В.В.Третяченко, 2008 г.):

1 – Кольско-Кулойский (I), *2* – Беломорский (II), Мурманский (III) блоки; *3* – зона палеопротерозойской тектонотермальной переработки (*а* – предполагаемые границы зоны, *б* – осевая линия Главного Беломорского шва); *4* – области повышенного электрического сопротивления глубинных горизонтов земной коры, выделенные по данным МТЗ; формационно-минерагенические зоны: *5* – Архангельская, *6* – Зимнебережная; кимберлитовая область (щёлочно-ультраосновного вулканизма) Юго-Восточного Беломорья: *7* – Зимнебережный район алмазоносных кимберлитов – беспироксеновых пикритов (1 – Кепинское, 2 – Мегорское, 3 – Мельское, 4 – Черноозёрское, 5 – Золотицкое, 6 – Верхотинское поля), *8* – месторождение алмазов им. М.В.Ломоносова (1), трубка им. В.Гриба (2), *9* – Архангельский район фельдшпатоидных пикритов – оливиновых мелилититов (7 – Суксомское, 8 – Чидвинско-Ижмозерское поля), *10* – районы с неясными перспективами алмазоносности; *11* – Сояна-Пинежский район развития базальтовых трубок (10 – Турьинское поле)

тических групп ИМК на основании бинарных и тройных диаграмм не всегда даёт однозначные результаты, а сложные и слишком детальные схемы покристального описания алмазов и МСА не подходят для массовых исследований. Особенно большие трудности возникают при обработке проб, отобранных на территории ААП, в кимберлитах которой значительную часть составляют так называемые «низкоспутниковые» разности, отличающиеся низким выходом высокобарных минералов в тяжёлой фракции, их мелкими размерами и высокой засорённостью проб ксеногенным материалом из вмещающих пород. Кроме того, в применяемых схемах не всегда увязываются морфология, состав и свойства минералов, и поэтому они не могут быть основой комплексных морфогенетических исследований. Для выявления и изучения морфогенетических особенностей алмаза и сопутствующих ему минералов в рассмотренных объектах Восточно-Европейской платформы был применён комплексный подход, включающий поэтапные минералогические исследования с последующей математической обработкой полученных данных.

На *первом этапе* проводится покристальное описание алмазов и МСА по простым унифицированным схемам (рис. 2). На этой основе выделяются морфологические группы алмазов и МСА, количественно оценивается степень их распространённости в соответствии с методикой, описанной в работах [1, 2, 16]. Главное отличие предлагаемых схем – сокращение групп по ведущим индикаторным признакам (окраска, степень сохранности, характер поверхности), добавление такой важной характеристики, как характер внутреннего строения и исключение из рассмотрения оценки сте-

а



б

Цвета	Код
Изумрудно-зелёный	1
Светло-изумрудно-зелёный	2
Светло-травяно-зелёный	3
Травяно-зелёный	4
Оранжевый	5
Красный	6
Красно-фиолетовый	7
Фиолетовый	8
Фиолетово-красный	9
Оранжево-красный	10
Светло-фиолетово-красный	11
Светло-фиолетовый	12
Розово-фиолетовый	13
Красно-оранжевый	14
Светло-красно-фиолетовый	15
Жёлтый	16

Сохранность	Код
Целый	1
Колотый 1/2	2
Колотый 1/3	3
Колотый 1/4	4
Колотый 2/3	5
Колотый 3/4	6
Осколок	7
Колотый	8

Рис. 2. УНИФИЦИРОВАННЫЕ СХЕМЫ ПОКРИСТАЛЬНОГО ОПИСАНИЯ ЗЁРЕН ГРАНАТА В ШЛИХОВЫХ ПРОБАХ, ПО ДАННЫМ АВТОРОВ (*а*), ПО ДАННЫМ В.К.СОБОЛЕВА, 1987 (*б*)

пени износа на основании визуально-оптических исследований. Последнее обстоятельство особенно важно, поскольку рельеф округло-овальных зёрен с матированной поверхностью может быть сформирован в разных обстановках: как непосредственно в кимберлитовом расплаве вследствие магматической коррозии, так и в экзогенных условиях при механическом истирании. Определить эти различия можно только с применением растровой электронной микроскопии, что предусмотрено на втором этапе.

На *втором этапе* алмазы и МСА изучаются методами растровой электронной микроскопии, включая количественную обработку изображений. По полученным результатам выделяются морфогенетические группы (рис. 3).

Первая группа – минералы мантийных парагенезисов. Скульптура поверхности таких зёрен (ямчато-бугорчатая у гранатов, шипастая у ильменита, треугольно-слоистая у хромитов) обусловлена сохранением первичных кристаллизационных форм, взаимодействием с кимберлитовым расплавом или механической абразией при формировании трубочных тел [5].

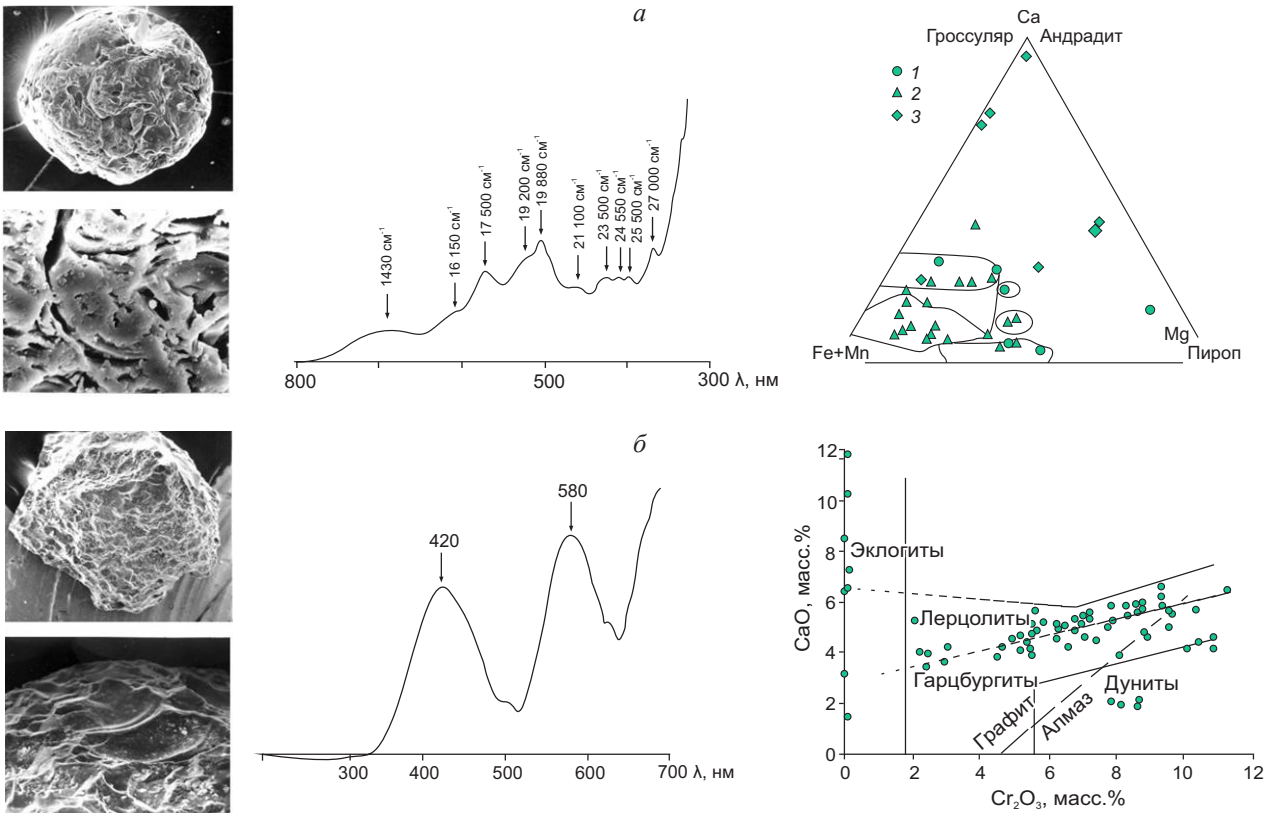


Рис. 3. МИКРОМОРФОЛОГИЯ, ОПТИЧЕСКИЕ СПЕКТРЫ И ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ГРАНАТОВ РАЗНЫХ МОРФОГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ ИЗ КИМБЕРЛИТОВ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ИМ. М.В.ЛОМОНОСОВА И СОПУТСТВУЮЩИХ ОРЕОЛОВ:

а – Mn-содержащие альмандины из вмещающих метаморфитов, *б* – ксенокристы Cr-пиропов из мантийных парагенезисов; *1* – гранаты из концентратов обогащения; *2* – то же, с минеральными включениями; *3* – гранаты из ксенолитов метаморфических пород

Вторая группа – зёрна из вмещающих пород, засоряющие пробы. На их поверхности в РЭМ наблюдаются скульптуры (ямки и каналы травления, фасетки, выбоины), характерные для процессов гипергенной коррозии и механогенного износа [9, 12].

Третья группа – зёрна, характерные для подвергавшихся выветриванию верхних горизонтов трубок, туфогенно-осадочных пород и вторичных коллекторов. Их морфологические особенности (разнообразные вторичные корки) сформировались при коррозионном растворении.

Четвёртая группа – зёрна ИМК с геометрически правильным (черепитчатым) микрорельефом поверхности, который может образовываться как в процессе растворения, так и в результате регенерации сколовых поверхностей при метасоматозе и диагенезе.

Весьма важную генетическую информацию может дать количественная оценка электронно-микроскопических изображений. В настоящее время разработано несколько методик, позволяющих установить разницу высот двух точек образца, измерить угол между гранями кристаллов, определить абсолютные пространственные координаты, используя геометрию параллельных проекций. Путём обмера стереопар можно получить количественную оценку разных топографических деталей, в том числе степени сохранности зёрен с использованием комплекса РЭМ-ЭВМ [21]. В данной методике контур частицы представляется в полярных координатах зависимостью радиуса R от центрального угла θ.

Полученная функция раскладывается в ряд Фурье по формуле:

$$R_\theta = R_0 - \sum_{n=1}^{\infty} (A_n \cos\theta + B_n \sin\theta),$$

где: R_0 – средний радиус проекции зерна, A_n, B_n – амплитуды Фурье (коэффициенты тригонометрических функций), n – номер гармонического ряда.

Тогда, задавая n, можно описать любой контур с любой точностью. Чтобы исключить влияние масштаба снимка и размера зерна, высчитываются среднеквадратичные значения амплитуд, нормированные по среднему радиусу частицы:

$P_n=1/R_0[(A_n^2+B_n^2)/2]^{1/2}$.

Среднеквадратичные значения амплитуд по первому десятку гармоник являются количественной мерой формы частиц (степень отклонения проекции зерна от круга), а по второму и третьему десяткам гармоник – величины мелких неровностей, определяющих характер поверхности (микрорельеф).

На *третьем этапе* проверяется генетическая принадлежность зёрен по результатам спектроскопических исследований и электронно-зондового микроанализа. Применение методов оптической спектроскопии, ИК-спектроскопии и термомагнитного анализа позволяет экспрессно выделять минералы кимберлитового генезиса (пиропы, хромшпинелиды, пикроильмениты) от засоряющих пробу ксеногенных зёрен из вмещающих пород (альмандины, ферришпинелиды, низкомагнезиальные ильмениты) (см. рис. 3). При статистической обработке результатов электронно-зондовых микроанализов осуществляется разделение на химико-генетические группы [1, 8] с использованием методов кластерного и дискриминантного анализов. Данный метод статистической обработки фактического материала выгодно отличается от использования традиционных бинарных и тройных диаграмм тем, что его применение не требует большого количества зёрен. Достаточно присутствия в пробе нескольких зёрен ИМК из малораспространённых химико-генетических групп, чтобы типизовать ореол.

Была проведена оценка эффективности данной методики на примере ряда тестовых объектов (Мало-Ботуобинский район Якутии, кимберлиты Харамайского поля, четвертичные отложения Белоруссии). Установлено, что применение предложенной схемы позволяет разделять минералы на морфогенетические группы, количественные соотношения между которыми закономерно изменяются в вертикальном разрезе тел и в различных типах кимберлитовых пород [6, 10]. Полученные результаты показывают, что предложенная методика даёт возможность выявлять и изучать типоморфизм ИМК и проводить типизацию коренных источников и ореолов [9, 11, 12, 15].

Задача типизации поисковых ореолов требует выявления типоморфных особенностей уже открытых кимберлитовых тел [18]. Типоморфные особенности также можно определить, используя методику количественного морфогенетического анализа. На основе данной методики нами были изучены кимберлитовые тела ААП и проведена их паспортизация.

Кимберлиты трубки им. В.Гриба отличаются наиболее высокими качественными и количественными характеристиками алмазного сырья на территории ААП [7], поэтому особенности ИМК месторождения могут быть взяты за основу при выявлении положительных поисковых морфогенетических признаков. Результаты морфогенетических исследований показали, что особенности ИМК хорошо сопоставляются с высоким качеством алмазов. Все зёрна МСА в кимберлитах трубки крупные, преобладающий минерал – *ильменит*. Наиболее распространены зёрна ильменита «в рубашке» – 55%, которая формируется [15] при метасоматической переработке. Поликристаллические агрегаты, возникающие при рекристаллизации [5], также достаточно распространены (38%). Зёрна с шероховатой наждачной поверхностью, образующейся при агрессивном воздействии кимберлитового расплава [9], не характерны. По составу минерал относится к промежуточным членам ряда ильменит–гейкилит. Он характеризуется высокими содержаниями MgO 10,25–16,55 и Cr_2O_3 0,18–7,38 масс. %, низкими – FeO 17,80–27,45 и MnO (до 1,15, в среднем 0,24 масс. %). Все проанализированные зёрна отнесены к алмазоносным парагенезисам. Для *гранатов* характерны крупные размеры (>2 мм), слабое развитие специфических форм магматической коррозии, широкое проявление мантийного метасоматоза и катаклаза, выразившееся в повышенной трещиноватости и развитии зональных амфибол-флогопитовых кайм, образующихся при воздействии Na-K-флюида [2]. Установлены гранаты особой цветовой группы (красно-коричневые), которые являются продуктами дезинтеграции мантийных ильменитсодержащих перидотитов. *Клинопироксены* также крупные и несут явные следы катаклаза и мантийного метасоматоза (скульптуры регенерации, трещины, ши-

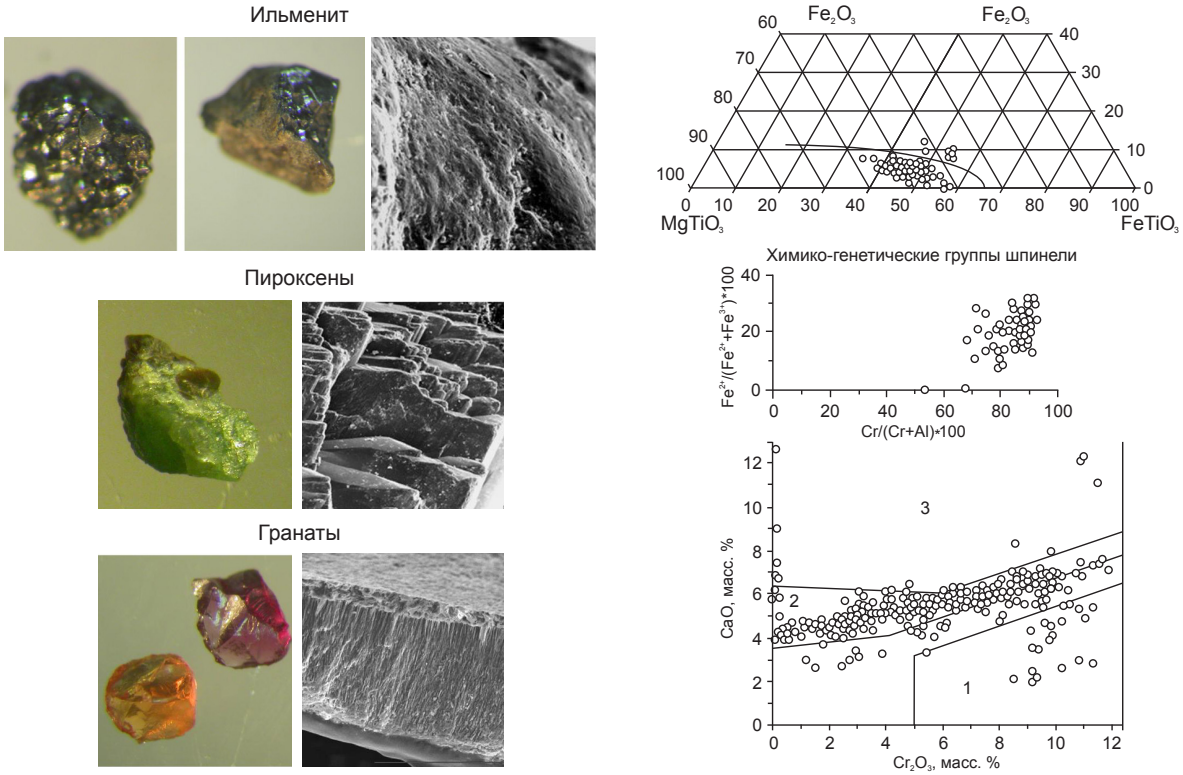


Рис. 4. ОСОБЕННОСТИ МОРФОЛОГИИ И СОСТАВА ИМК В КИМБЕРЛИТАХ ТРУБКИ ИМ. В.ГРИБА

рокое развитие включений и сростков с флогопитом). Отмечается значительное количество тёмных железистых разностей, типичных для ильменитовых парагенезисов. *Хромитов* очень мало, и среди них отсутствуют сложные вицинальные многогранники. Выделены четыре химико-генетические группы, все они высокохромистые (Cr_2O_3 более 45 масс. %), велика доля хромитов из высокоалмазоносных дунитов и гарцбургитов (24%).

По результатам проведённых исследований установлены главные типоморфные морфогенетические особенности ИМК в кимберлитах трубки им. В.Гриба: крупные (до 1 см) зёрна ИМК с каймами и регенерационными скульптурами на гранатах и пироксенах, поликристаллические желваки ильменита «в рубашке», присутствие ИМК из высокоалмазоносных перидотитовых парагенезисов, включая ильменитсодержащие, с признаками метасоматического замещения и катаклаза, слабой резорбцией (рис. 4).

Кимберлиты месторождения им. М.В.Ломоносова по содержанию и качеству алмазного сырья уступают таковым трубки им. В.Гриба. Месторождение расположено в пределах Золотицкого поля и объединяет пять основных промышленно-алмазоносных трубок (Архангельская, им. М.В.Ломоносова, Пионерская, им. Карпинского-1 и 2) и трубку с низкими забалансовыми содержаниями алмазов – Поморскую. Породы характеризуются низким выходом минералов тяжёлой фракции (0,1–40 г/т), в том числе МСА. Наиболее распространены хромшпинелиды при подчинённых количествах гранатов и клинопироксенов и отсутствии ильменита. Мантийные ксенолиты редки и подвержены сильным вторичным изменениям. Мегакристаллы (дискретные нодули) пикроильменита, бедного хромом клинопироксена и титанистого граната не обнаружены.

Результаты морфогенетических исследований показывают, что в кимберлитах месторождения все зёрна ИМК мелкие, преобладают *хромшпинелиды*. Характерно присутствие зёрен без элементов огранки и эндемичных сложноогранённых с блоковым строением и специфичным «подушкообразным» рельефом поверхности. Выявлены сложный изоморфизм в октаэдрической позиции (Cr^{3+}–Al^{3+}–Fe^{3+}) с участием Ti и широкий изоморфизм между Mg и Fe^{2+} с участием Mn в тетраэд-

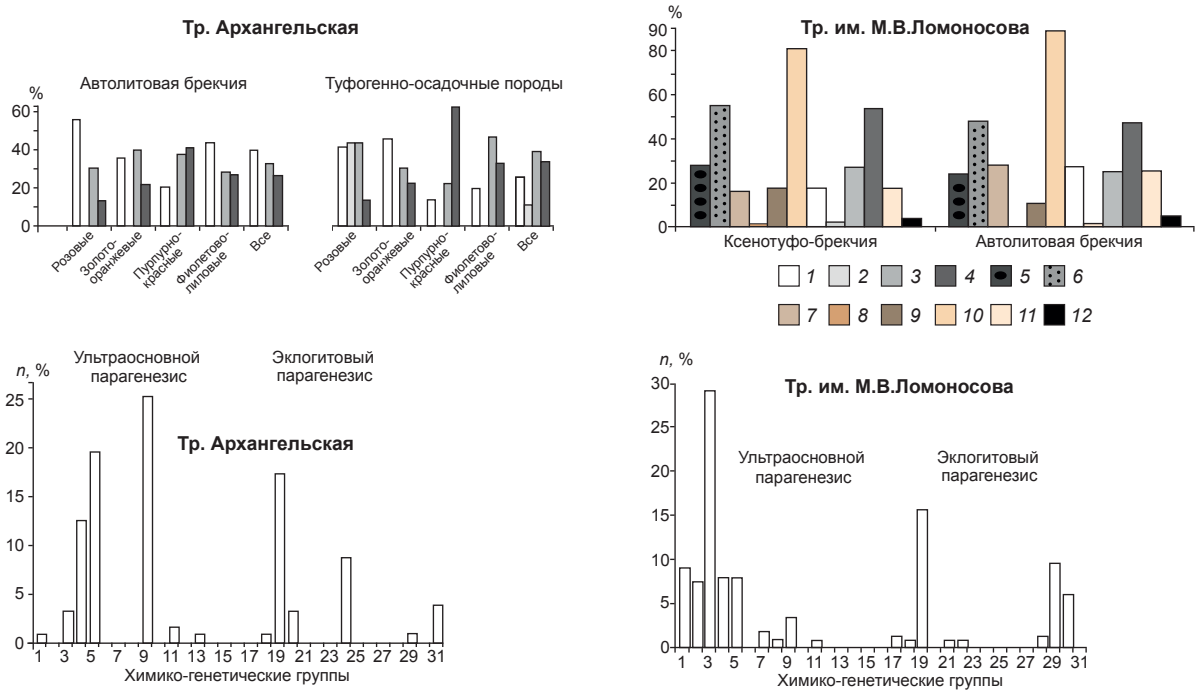


Рис. 5. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЗЁРЕН ГРАНАТОВ РАЗЛИЧНЫХ МОРФОЛОГИЧЕСКИХ ТИПОВ И ХИМИКО-ГЕНЕТИЧЕСКИХ ГРУПП (1–31) В РАЗНЫХ ТРУБКАХ ЗОЛОТИЦКОГО ПОЛЯ ААП:

1 – гладкие; *2* – черепитчатые; *3* – тонкоматированные; *4* – ямчато-бугорчатые; *5* – целые и повреждённые; *6* – расколотые и обломки; *7* – осколки; *8* – огранённые; *9* – округло-овальные; *10* – неправильные; *11* – с включениями; *12* – в рубашке

рической координации. Выделены 13 химико-генетических групп хромшпинелидов [1], относящихся к глубинным ультраосновным парагенезисам. Постоянно встречаются зёрна, состав которых отражает условия, характерные для генетических спутников алмаза: Cr_2O_3>62 и Al_2O_3<7,5 масс. % [23]. Особую группу представляют *микрокристаллические хромшпинелиды* из связующей массы кимберлитов. Среди них широко развиты высокохромистые пикрохромиты 1-й группы при малой распространённости титаномагнетитов и магнетита 8–10-й групп. Отсутствуют микрокристаллические выделения ильменита и рутила.

Распределение морфологических групп *гранатов* существенно варьирует по отдельным трубкам (рис. 5), что можно использовать при паспортизации диатрем. В тр. им. Карпинского-1 высока доля целых зёрен (>40%) и с элементами огранки (10%). Для тр. Архангельская установлено наиболее высокое содержание зёрен округло-овальной формы (40%). В тр. им. М.В.Ломоносова преобладают зёрна с ямчато-бугорчатой поверхностью, а в трубке им. Карпинского-1 – зёрна с черепитчатой скульптурой (до 40%), характерной для процессов регенерации. Доля зёрен «в рубашке» во всех трубках мала (1–10%). Изучена распространённость различных морфологических типов зёрен МСА в диатремовых и кратерных частях трубок. Отмечены различия в соотношениях целых и расколотых зёрен и различная степень засорённости кимберлитов ксеногенным материалом из вмещающих пород. По оптико-спектроскопическим характеристикам, химическому составу и результатам анализа минеральных включений выделены три главные генетические группы:

- гранаты *метаморфического происхождения,* количество которых в кратерных фациях может увеличиваться до 30–40%;
- гранаты *ультраосновного парагенезиса*, характерные для жерловых фаций, среди которых преобладают гранаты из алмазоносных минеральных ассоциаций (49%);
- гранаты *эклогитового парагенезиса* из ксенолитов глубинных пород мантии (8,9%) и из эклогитоподобных пород.

Клинопироксены найдены только в мелких классах крупности (<2 мм). Целые зёрна редки, преобладают расколотые зёрна и обломки (50–60%). В тр. Архангельская много выделений с шероховатой поверхностью, а в тр. им. М.В.Ломоносова в эруптивной брекчии верхних горизонтов отмечаются многочисленные зёрна с пирамидально-черепитчатым рельефом (до 60%). Пироксены маложелезистые (FeO 2,36 масс. %), богаты магнием (MgO 17,86 масс. %), в меньшей степени кальцием (CaO 17,11 масс. %) и сравнительно бедны глинозёмом (Al_2O_3 1,60 масс. %). Характерны значительное содержание хрома (0,14–5,11 масс. % Cr_2O_3) и наличие зёрен с низким отношением Al_2O_3/Na_2O. Выделены 12 химико-генетических групп [1], которые по-разному распределены в отдельных трубках, что можно использовать для паспортизации диатрем. Главными группами являются:

- включения и сростки с алмазом;
- гранат-клинопироксен-хромшпинелевые сростки;
- слабоалмазоносные равномерно-зернистые и катаклазированные лерцолиты;
- слабоалмазоносные равномерно-зернистые вебстериты и пироксениты.

В каждой трубке морфогенез ИМК проходил в разных условиях, что определило типоморфные характеристики изученных объектов, которые могут быть использованы при их паспортизации и типизации ореолов. Вместе с тем, полученные данные позволяют отметить общие типоморфные особенности ИМК в кимберлитах месторождения им. М.В.Ломоносова: присутствие только мелких (<0,5 мм) овализованных ксенокристов ИМК из мантийных перидотитов и эклогитов, включая алмазоносные парагенезисы и эндемичные сложноогранённые кристаллы хромшпинелидов блокового строения со специфичным «подушкообразным» микрорельефом поверхности и с примесью титана.

Кимберлиты трубок Верхотинского и Кепинского полей отличаются наиболее низкими качественными и количественными характеристиками алмазного сырья, поэтому могут служить эталонными объектами для выявления поисковых морфогенетических признаков, указывающих на низкую алмазоносность пород. В трубках Кепинского поля зёрна ИМК мелкие, *ильменит* – преобладающий минерал. Высокомагнезиальные и высокохромистые разности, типичные для трубки им. В.Гриба, редки, характерна повышенная железистость. В двух трубках обнаружен ильменит в ассоциации с оранжевым гранатом и клинопироксеном из ксенолитов ильменитовых эклогитов. Большинство зёрен мелкие со специфичным «шипастым» микрорельефом (рис. 6), формирующимся при магматической коррозии (наждачный микрорельеф, преобладание зёрен в «рубашке», трещиноватость, каналы и ямки травления), что прямо коррелирует со слабой продуктивностью этих трубок. *Гранаты* отличаются высокими содержаниями фиолетовых разновидностей, отнесённых к ультраосновным алмазоносным парагенезисам (6,5% – дуниты и гарцбургиты, 36,1% – равномерно-зернистые лерцолиты). Характерны низкая степень сохранности зёрен, преобладание осколков и зёрен с кавернозным рельефом. Зафиксированы зёрна с келифитовой каймой, имеющей однородный флогопитовый состав и мелкозернистую текстуру, образование которых связано с воздействием существенно калиевого флюида и кристаллизацией из расплава [1]. *Хромшпинелиды* отличает полное отсутствие выделений округло-овальной формы. Доминируют разнообразные по составу октаэдрические микрокристаллы (высокохромистые и умеренно-титанистые субалюмоферрихромиты, высокотитанистые субалюмомагнетиты, хромистые титаномагнетиты), для которых характерны изоморфизм типа $Cr^{3+} \rightarrow Ti^{4+}+Fe^{3+}$ и присутствие структур распада твёрдых растворов в ряду хромшпинели–титаношпинели–ферришпинели. Специфика составов хромшпинелидов выражается в повышенных содержаниях оксидов железа, двуоксидов титана и глинозёма, что свидетельствует о высокой окисленности среды минералообразования.

В оливиновых мелилититах Верхотинского поля зёрна ИМК мелкие, *ильменит* отсутствует. Редкие выделения *граната* неправильной формы, округлых зёрен мало, зёрен с огранкой и гладкой поверхностью не обнаружено, но много с шероховатой и черепитчатой, что говорит о существенной постмагматической переработке поверхности минералов. Выделено восемь химико-генетических групп [1], включая алмазоносные: хромистые пиропы, кнорринг-уваровитовые пиропы, уваровит-кнорринговые пиропы. *Клинопироксены* Верхотинского и Кепинского полей отличаются отсутствием целых зёрен, зёрен в «рубашке» и с гладкой поверхностью. Характерны зёрна с из-

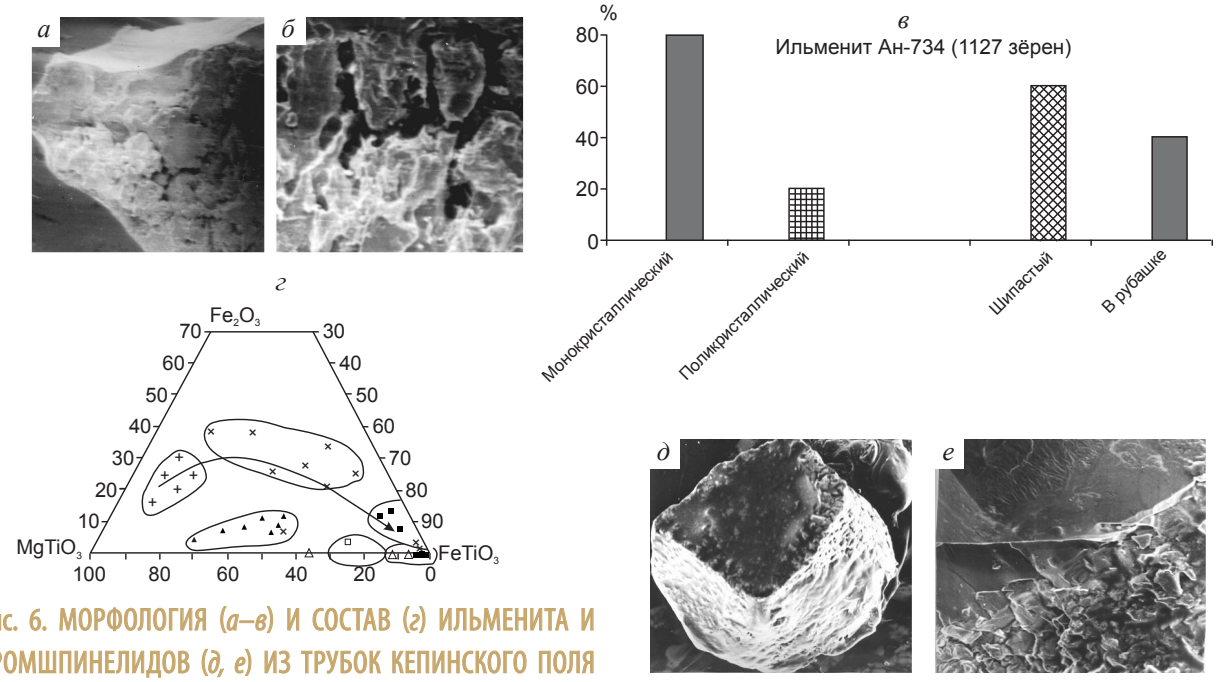


Рис. 6. МОРФОЛОГИЯ (*а–в*) И СОСТАВ (*г*) ИЛЬМЕНИТА И ХРОМШПИНЕЛИДОВ (*д, е*) ИЗ ТРУБОК КЕПИНСКОГО ПОЛЯ

менённой, корродированной поверхностью, что может свидетельствовать о реакционном взаимодействии с расплавом. Химический состав их довольно разнообразен: MgO от 16,27 до 19,98, CaO от 17,03 до 20,53%. Тренды составов для отдельных трубок существенно различаются, что можно использовать для их паспортизации. Отношение Ca/(Ca+Mg) в трубках Верхотинского поля равно 48–49, что отвечает температуре кристаллизации 900–940°C.

Таким образом, изученные диатремы существенно различаются по набору минералов-спутников алмаза, относящихся к различным глубинным и коровым парагенезисам, что подчёркивает различия в условиях их глубинного морфогенеза и позволяет проводить их паспортизацию с учётом типоморфных особенностей. Полученные материалы выявляют значимые отличия в распространённости различных морфогенетических групп ИМК в изученных трубках ААП, представленных тремя основными ассоциациями: гранат-клинопироксен-хромшпинелевой для месторождения им. М.В.Ломоносова, клинопироксен-гранат-ильменитовой для тр. им. В.Гриба и гранат-хромшпинель-ильменитовой для трубок Кепинского поля. Эти отличия – основа для решения вопросов типизации и локализации поисковых ореолов.

В целях реконструкции геологических условий формирования и типизации поисковых ореолов сопоставлена распространённость различных морфологических типов зёрен ИМК в диатремах и сопровождающих трубки вторичных ореолах в палеозойских и четвертичных отложениях. В ореолах выявлено наличие зёрен ИМК трёх основных морфогенетических типов: зёрна, сохранившие первичный магматогенный или гидротермально-коррозионный рельеф, сформированный при коррозионном растрескивании под воздействием агрессивной карбонатной среды; зёрна из кор выветривания с признаками гипергенной коррозии; зёрна с сильным механическим износом.

Неравномерное распределение морфогенетических групп ИМК в разновозрастных и разнофациальных отложениях Зимнебережного района позволило выделить здесь несколько типов вторичных промежуточных коллекторов [14, 19].

Ореолы ближнего сноса с повышенными концентрациями МСА установлены в базальных горизонтах аллювиальных и дельтовых фаций урзугской свиты в районе Золотицкого поля. Они приурочены к районам трубок Пионерская, им. Карпинского, Архангельская, Снегурочка и находятся в непосредственной близости от них, на удалении <4 км. На зёрнах МСА первично-магматический рельеф хорошо сохранён. Процесс истирания проявлен слабо.

Ореолы дальнего сноса, в которых ИМК сильно изношены, претерпели прибрежно-морскую про-

работку, неоднократно переотложены и потеряли связь с первоисточником, обнаружены на Емецкой, Пинежской и Долматовской площадях.

Ореолы смешанного типа – это полигенные и полихронные ореолы рассеяния МСА. В пробах присутствуют зёрна с разной степенью механического износа. Данные ореолы сформировались в раннем и среднем карбоне в разных палеогеографических обстановках.

1. В условиях континентального сноса – зёрна МСА имеют среднюю и слабую степени износа, на их поверхности прослеживаются гидротермальные или гипергенные формы коррозии. Ведущим процессом преобразования минералов является коррозионное растрескивание, преобладают обломки и осколки зёрен. На зёрнах МСА хорошо сохраняется первично-магматический рельеф, отмечаются пиропы с реликтами келифитовой каймы и хромдиопсиды в карбонатной «рубашке». Процесс истирания проявлен слабо, т.е. они были транспортированы от первоисточника на небольшое расстояние и не подверглись прибрежно-морской проработке. Эти особенности говорят о прямом источнике сноса. Такие ореолы обнаружены в непосредственной близости и на удалении до 6–8 км к западу и юго-западу от трубок месторождения им. М.В.Ломоносова. Они отмечаются в базальных горизонтах аллювиальных и дельтовых фаций урзугской свиты среднего карбона. Подобные МСА установлены для Золотицкого и Пионерского участков [16].

2. В бассейновой (дельтовой и морского мелководья) обстановке осадконакопления – в отложениях урзугской свиты на Белореченском, Пионерском и Шочинском участках. Здесь выделены две резко отличающиеся ассоциации МСА – пироп-пикроильменитовая и пироповая. Различие морфологических характеристик зёрен свидетельствует о гетерогенном характере изученных ореолов. Типоморфные особенности МСА в пироп-пикроильменитовой ассоциации (повышенная степень механического износа зёрен, сравнительно большая их концентрация) указывают на морской характер обработки материала в волноприбойных условиях. Типохимизм МСА позволяет с большой долей вероятности предполагать связь пироп-пикроильменитовой ассоциации с кимберлитовыми трубками Кепинского поля. Формирование пироповой ассоциации МСА может быть связано с местными локальными источниками сноса, которыми могли служить трубки Первомайско-Кольцовской группы.

3. В условиях зрелых кор выветривания в отложениях поздневизейского возраста на Падунской площади. Особенности ореолов из этого коллектора свидетельствуют об интенсивных гипергенных изменениях МСА и незначительном механическом износе зёрен. Выявлены весьма неравномерное распределение МСА по латерали, отсутствие в ряде случаев пиропов при явно аномальных и ураганных концентрациях пикроильменитов и хромитов. Большинство зёрен имеют сильную гипергенную коррозию: кубоиды гранатов – 80%, зёрна с пирамидально-черепитчатой поверхностью – 15%. Зёрен с дислокационным типом коррозии – 12%. Форма гранатов неправильная, остроугольная, т.е. исходная степень их окатанности была слабая. Установлены совместное нахождение в пробах ильменитов различной степени механического износа, гранулометрии и химического состава, наличие значительного количества крупных зёрен (-2+1 и -4+2 мм), на поверхности которых развиваются специфические по составу и строению каймы.

Изучение химического состава зёрен позволило типизировать источники сноса для коллекторов в сравнении их с коренными месторождениями Архангельской провинции (рис. 7). В коллекторах Золотицкой и Пионерской площадей выявлены только гранаты ультраосновного парагенезиса, включая группы 7 и 8 с высокотитанистыми гранатами из ильменитовых лерцолитов, характерные для объектов Кепинского поля. В коллекторах Долматовской и Емецкой площадей установлены лишь низкохромистые разности гранатов из неалмазоносных парагенезисов, включая магнезиальные алькремиты и эклогитоподобные породы, т.е. в данных коллекторах преобладают ИМК, типичные для неалмазоносных кимберлитов и некимберлитовых первоисточников. В ореоле Пинежской площади, ореолах смешанного типа и в отложениях визейского возраста найдены зёрна, не имеющие аналогов по химическому составу среди коренных первоисточников. На Пинежской площади – это низкохромистые гранаты из магнезиально-железистых эклогитов, включая глубинный парагенезис гранатов из включений в алмазе (химико-генетические группы 4, 9, 17, 25, 26), на Золотицкой и Белореченской – низкохромистые гранаты (группа 9) и иль-

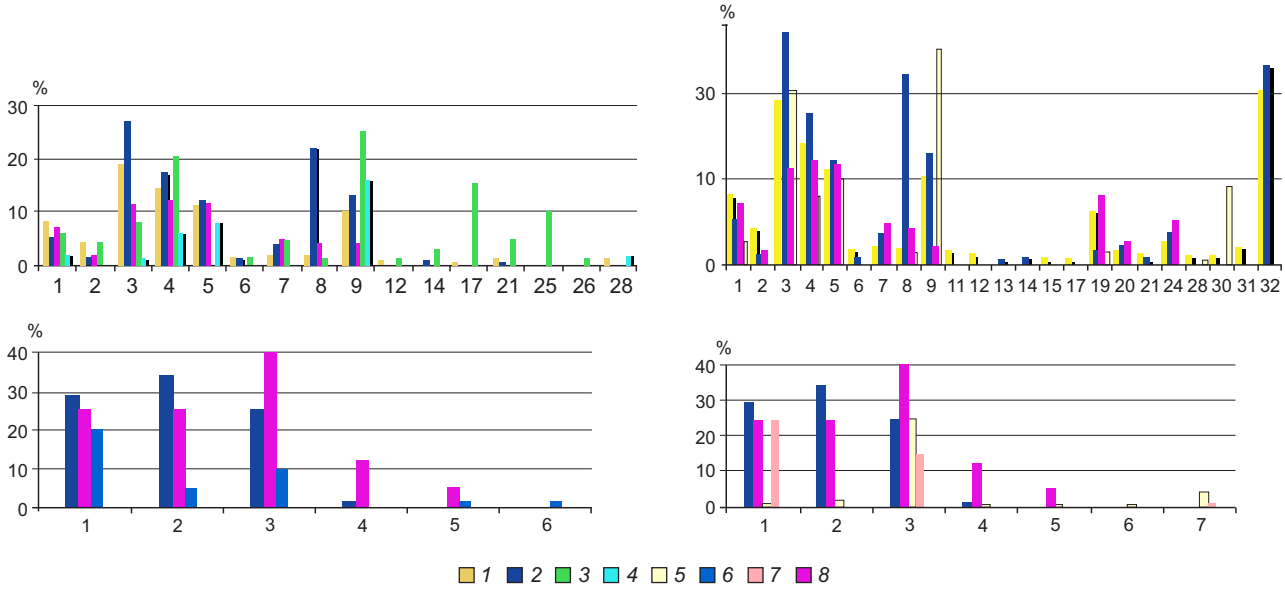


Рис. 7. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЗЁРЕН ГРАНАТОВ (*а*) И ИЛЬМЕНИТА (*б*) ПО ХИМИКО-ГЕНЕТИЧЕСКИМ ГРУППАМ ГРАНАТОВ (1–28) И ИЛЬМЕНИТА (1–7) ИЗ КИМБЕРЛИТОВ И ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД (30–32) ДЛЯ ОРЕОЛОВ В СРАВНЕНИИ С СОСТАВОМ МСА ИЗ КОРЕННЫХ ИСТОЧНИКОВ:

месторождения: *1* – им. М.В.Ломоносова, *2* – им. В.Гриба; площади: *3* – Пинежская, *4* – Емецкая, *5* – Белореченская, *6* – Пионерская, *7* – Золотицкая; *8* – Кепинское поле

мениты из пироксенитов (группы 6, 7) и эклогитоподобных пород (группа 30).

Таким образом, суммируя результаты изучения ИМК из кимберлитовых трубок и вторичных ореолов рассеяния в Зимнебережном районе ААП, можно сделать следующие выводы.

1. Результаты паспортизации изученных объектов на основе выявленных типоморфных особенностей алмазов и ИМК позволяют типизировать основные россыпные ореолы в ААП.

2. На основе морфогенетических исследований среди ореолов можно выделить три основных типа: ближнего сноса, дальнего сноса, смешанного типа.

3. Формирование ореолов происходило в разных палеогеографических обстановках: в условиях континентального сноса около месторождения им. М.В.Ломоносова, в бассейновой фации в отложениях урзугской свиты, в условиях зрелых кор выветривания в отложениях визейского возраста.

4. По данным изучения ореолов дальнего сноса и смешанного типа в отложениях визейского возраста можно предсказать открытие новых неизвестных коренных источников на севере Зимнебережного района ААП.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Архангельская* алмазоносная провинция (геология, петрография, геохимия и минералогия) / О.А.Богатиков, В.К.Гаранин, В.А.Кононова и др. – М.: Изд-во МГУ, 1999.
2. *Атлас*: Морфогенез алмаза и минералов-спутников в кимберлитах и родственных породах Архангельской кимберлитовой провинции / Г.П.Кудрявцева, Т.В.Посухова, В.В.Вержак и др. – М.: Полярный круг, 2005.
3. *Афанасьев В.П.* О механическом износе кимберлитовых минералов в шлихах // Советская геология. 1986. № 10. С. 81–87.
4. *Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н.* Минералогические поиски месторождений алмазов: развитие, состояние, перспективы // Геология алмазов: прошлое, настоящее, будущее». Воронеж, 2005. С. 1291–1317.
5. *Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Похиленко Н.П.* Морфология и морфогенез индикаторных минералов кимберлитов. – Новосибирск: Филиал «Гео» Издательства СО РАН, Издательский дом «Манускрипт», 2001.
6. *Богатых М.М., Посухова Т.В.* Морфологические особенности минералов-спутников алмаза из кимберлитовой трубки Мир // Мат-лы XI конференции молодых ученых МГУ. Геохимия и полезные ископаемые. М., 1987. Деп. N 2780–В87. С. 4–12.

7. *Веричев Е.М.* Геологические условия образования и разведка месторождения алмазов им. В.Гриба: Автореф. дис… канд. геол-минер. наук. М.: Геол. ф-т МГУ, 2002.
8. *Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П., Марфунин А.С., Михайличенко О.А.* Включения в алмазе и алмазоносные породы. – М.: Изд-во МГУ, 1991.
9. *Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П., Посухова Т.В., Сошкина Л.Т.* Комплексное изучение минералов-спутников алмаза // Советская геология. 1984. № 11. С. 96–108.
10. *Кудрявцева Г.П., Черенкова А.Ф., Посухова Т.В.* Кристалломорфология ильменита, гранатов и хромшпинелидов из кимберлитов юго-западного Прианабарья // Зап. ВМО. 1988. Т. 117. № 2. С. 181–189.
11. *Кузнецов Г.А., Кудрявцева Г.П., Посухова Т.В.* Морфометрическое и спектроскопическое изучение минералов-спутников алмаза из четвертичных отложений Южной Белоруссии // Изв. вузов. Сер. Геология и разведка. 1991. № 3. С. 22–31.
12. *Морфологические* особенности минералов-спутников алмаза из кимберлитов Якутии и их поисковое значение / Г.И.Бочарова, В.К.Гаранин, Г.П.Кудрявцева и др. // Мат-лы VIII конф. молодых ученых «Геохимия и полезные ископаемые». М., 1981. Деп. N 92–82. С. 14-19.
13. *Посухова Т.В.* Методика изучения и выявления морфогенетических типов важнейших минералов-спутников алмаза на территории Зимнебережного района Архангельской алмазоносной субпровинции // Проблемы прогнозирования и поисков месторождений алмазов на закрытых территориях, научное и методико-технологическое обеспечение их решений. Воронеж, 2008. С. 208–211.
14. *Посухова Т.В., Бочарова Г.И., Кудрявцева Г.П., Сошкина Л.Т.* Особенности морфологии и внутреннего строения ильменита из кимберлитов Мало-Ботуобинского района Якутии // Вестн. МГУ. Сер. Геология. 1984. № 6. С. 52–66.
15. *Посухова Т.В., Сошкина Л.Т.* Этапы морфогенеза и изменение состава ильменита в процессе формирования кимберлитовых тел (на примере трубки им. XXIII съезда КПСС) // Мат-лы X конф. молодых ученых «Геохимия и полезные ископаемые». МГУ, 1980. Деп. № 6796–83. С. 42–54.
16. *Посухова Т.В., Третяченко В.В., Гаранин В.К.* Морфогенетические типы минералов-спутников алмаза в коренных и россыпных месторождениях севера Восточно-Европейской платформы и её обрамления // Проблемы прогнозирования и поисков месторождений алмазов на закрытых территориях, научное и методико-технологическое обеспечение их решений. Воронеж, 2008. С. 201–207.
17. *Соболев Н.В.* Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. – Новосибирск: Наука, 1974.
18. *Соколов В.Н., Юрковец Д.И., Разгулина О.В.* Анализ микроструктуры горных пород по РЭМ-изображениям // Прогнозно-поисковые технологии и методики в алмазной геологии. Мирный, 2004. С. 621–623.
19. *Харькив А.Д.* Типизация коренных источников и шлиховых ореолов индикаторных минералов кимберлитов Восточно-Европейской платформы // Геология и геофизика. 1995. Т. 36. № 1. С. 46–56.
20. *Харькив А.Д., Зинчук Н.Н., Крючков А.И.* Геолого-генетические основы шлихо-минералогического метода поисков алмазных месторождений. – М.: Недра, 1995.
21. *Щербакова Т.Е.* Минералогическая модель зимнебережного кимберлитового поля и её поисковое значение // Эффективность прогнозирования и поисков месторождений алмазов: прошлое, настоящее и будущее (Алмазы-50). СПб., 2004. С. 390–394.
22. *Щербакова Т.Е.* Типоморфные характеристики минералов кимберлитов в ореолах рассеяния и их использование при поисках месторождений алмазов Зимнего берега: Автореф. дисс…канд. геол.-минер. наук. – М.: ЦНИГРИ, 2005.
23. *Haggerty S.E.* Oxide mineralogy of the Upper Mantle // Oxide minerals: petrologic and magnetic significance. Reviews in mineralogy. USA. Michigan. 1991. Vol. 25. P. 355–416.

QUANTITATIVE MORPHOGENETIC ANALYSIS AND EVALUATION OF DIAMOND CONTENT FOR PROSPECTING AREAS OF THE EASTERN WHITE SEA

T.V.Posukhova[1], V.K.Garanin[2] ([1]MSU, [2]Fersman Mineralogical Museum)

Stages of kimberlite indicator minerals' quantitative morphogenetic analysis and examples of this method's use to certify the bodies already discovered and typify prospecting haloes are presented. Discovery of new bodies within the eastern White sea is forecasted.

Keywords: kimberlites, diamonds, prospecting haloes, heavy concentrate analysis.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ КИМБЕРЛИТОВЫХ ТЕЛ И ИХ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПРИ ПРОГНОЗИРОВАНИИ (НА ПРИМЕРЕ КИМБЕРЛИТОВЫХ ПОЛЕЙ ЗАПАДНОЙ ЯКУТИИ)

Проценко Елена Викторовна
заведующая лабораторией
ProtsenkoEV@alrosa.ru

Горев Николай Иванович
кандидат геолого-минералогических наук
ведущий научный сотрудник
GorevNI@alrosa.ru

Научно-исследовательское геологоразведочное предприятие (НИГП) АК «АЛРОСА» (ПАО), г. Мирный

Крупномасштабное прогнозирование месторождений алмазов в Западной Якутии рекомендуется проводить с учётом тектонических критериев, в качестве которых предложены структурно-тектонические модели кустов кимберлитовых тел. Анализ строения рудных кустов в продуктивных кимберлитовых полях позволил подметить, что каждый из изученных объектов обладает специфическим тектоническим образом, т.е. универсальные признаки встречаются редко, хотя кусты одного кимберлитового поля (алмазоносного района) имеют определённые черты сходства. Отдельные кимберлитовые тела также отличаются индивидуальными особенностями, причём для одного кимберлитового поля они менее значимы, а для разных – более существенны. В связи с этим при прогнозировании для каждого рудного поля (алмазоносного района) желательно применение собственных моделей.

Выявленные тектонические закономерности строения кустов кимберлитовых тел использованы при прогнозной оценке предполагаемого погребённого кимберлитового поля.

Ключевые слова: прогноз, тектоническая модель, куст кимберлитовых тел, кимберлитоконтролирующая зона, разлом кимберлитовмещающий.

В настоящее время основные объёмы геологоразведочных работ АК «АЛРОСА» сосредоточены в Малоботуобинском, Далдыно-Алакитском и Среднемархинском алмазоносных районах Западной Якутии (рис. 1). Несмотря на длительную историю поисковых работ, насчитывающую более 60 лет, перспективы этих площадей в отношении коренных месторождений алмазов, по мнению большинства исследователей, далеко не исчерпаны [1, 3, 4, 6, 7 и др.]. Большая часть территории, вовлечённой в ГРР на алмазы, для поисков кимберлитов среднепалеозойского возраста является закрытой. Поиски погребённых месторождений на порядки дороже и в разы продолжительней, чем выходящих на дневную поверхность. Повышение эффективности алмазопоисковых работ на площадях закрытого типа, на которые в настоящее время практически полностью смещены ГРР, требует совершенствования прогнозно-поисковой базы, включающей и тектонические критерии. Прогнозирование на современном уровне знаний, в особенности на закрытых площадях, целесообразно осуществлять не по отдельным признакам и критериям, а по их совокупности (по комплексу) [2 и др.]. Исходя из этого, тектонические критерии, как, впрочем, и другие, необходимо объединять в прогнозно-поисковые модели различного масштаба в зависимости

УДК 551.24:553.81 (571.56)
© Е.В.Проценко, Н.И.Горев 2017

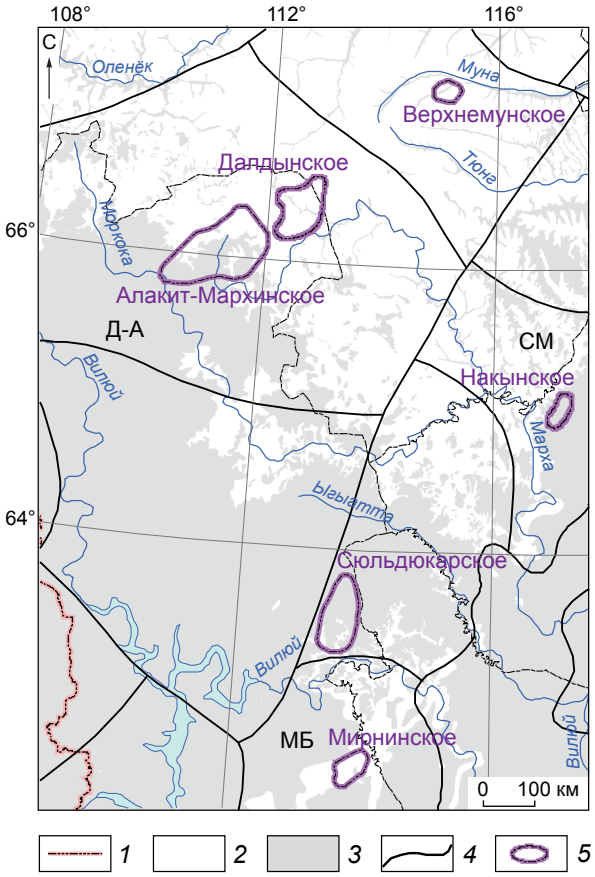


Рис. 1. МИНЕРАГЕНИЧЕСКАЯ СХЕМА ЦЕНТРАЛЬНО-СИБИРСКОЙ АЛМАЗОНОСНОЙ СУБПРОВИНЦИИ ЗАПАДНОЙ ЯКУТИИ:

1 – административная граница Республики Саха (Якутия); геолого-поисковые площади: *2* – открытые, *3* – закрытые для поисков кимберлитовых тел среднепалеозойского возраста; *4* – границы алмазоносных районов (Д-А – Далдыно-Алакитский, МБ – Малоботуобинский, СМ – Среднемархинский); 5 – контуры кимберлитовых полей

от стадии поисков. К крупномасштабным кимберлитовым объектам (таксонам), согласно общепринятому иерархическому ряду, относятся: куст кимберлитовых тел и отдельное кимберлитовое тело.

Цель крупномасштабного тектонического моделирования – установление особенностей локализации отдельных кимберлитовых тел и их кустов для выявления схожих объектов, но не по отдельным критериям или параметрам, а по их совокупности (по образу). Куст кимберлитовых тел – это промежуточный объект поисков, включающий несколько сближенных тел (от 2 до 5–7 и более), занимающих площадь от первых десятков до нескольких квадратных километров, со сходным вещественным составом [1, 5, 7 и др.]. По характеру размещения кимберлитовых тел рудные кусты делятся на: изометрические, в которых рудные тела располагаются незакономерно; линейные – рудные тела размещаются по одной линии (дуге); смешанного типа.

На первом этапе моделирования для продуктивных кимберлитовых полей Западной Якутии выполнен более детальный анализ строения кустов кимберлитовых тел. Он позволил осуществить типизацию кустов и определить некоторые закономерности локализации в их пределах кимберлитовых тел.

В *Мирнинском поле* известны две линейные группы (два куста) кимберлитовых тел, вытянутые вдоль разломов Вилюйско-Мархинской зоны – Западного и Параллельного, сближенного с Центральным. Данные разломы с азимутом простирания ~15° считаются кимберлитоконтролирующими, а вмещают кимберлитовые тела оперяющие их непротяжённые разрывы северо-западного простирания (~325°), включающие одно, реже два сближенных рудных тела, редко выходящих за пределы кимберлитоконтролирующих зон (рис. 2).

Кимберлитоконтролирующие зоны в структуре нижнепалеозойских кимберлитовмещающих пород проявлены прогибами (грабенами) сложного строения. В погребённом рельефе карбонатного цоколя и перекрывающих нижнеюрских образованиях грабены не фиксируются, что указывает на их доюрский, а скорее всего, среднепалеозойский возраст.

Строение куста кимберлитовых тел Мирнинского поля исследовано более детально на примере куста Западного разлома (рис. 3). В современном структурном плане Западный куст кимберлитовых тел в верхних горизонтах нижнепалеозойской толщи (по кровле мирнинской свиты среднего кембрия) представлен желобообразным прогибом (грабеном) сложной морфологии, амплитудой до 70 м, шириной порядка 4 км на севере и 2,5 км на юге. Прогиб осложнён мелкими горстами, гребневидными и локальными брахискладками, нарушенными разломами.

Центральная часть зоны Западного разлома представляет собой грабен шириной 200–500 м, осложнённый серией одиночных разломов. Максимальная амплитуда смещения пластов по разло-

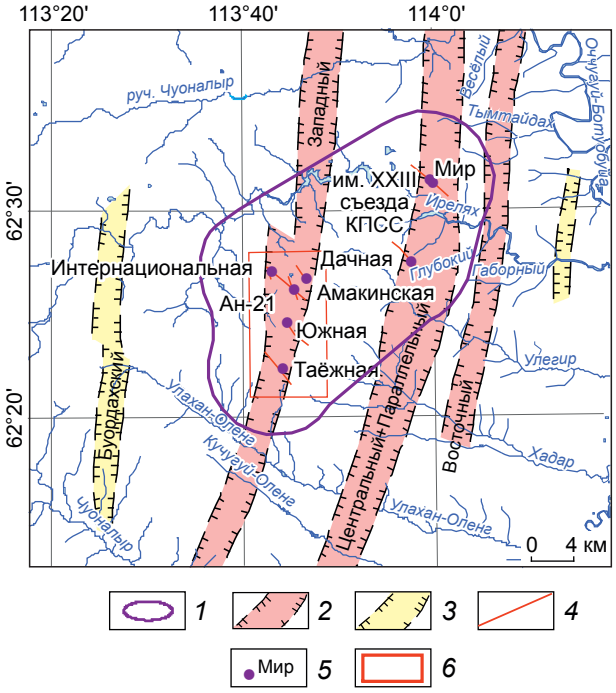


Рис. 2. ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СХЕМА МИРНИНСКОГО КИМБЕРЛИТОВОГО ПОЛЯ:

1 – контур Мирнинского кимберлитового поля; кимберлитоконтролирующие и потенциально кимберлитоконтролирующие разломы (зоны разломов) Вилюйско-Мархинской зоны краевых дислокаций, проявленные в нижнепалеозойских породах прогибом сложного строения: *2* – содержащие дайки долеритов, *3* – не содержащие; *4* – кимберлитовмещающие разломы; *5* – кимберлитовые тела; *6* – Западный куст кимберлитовых тел, выбранный в качестве структурно-тектонического эталона для прогнозирования

мам, порядка 40 м, отмечается восточнее кимберлитовых жил Ан-21 и Южная. Наиболее крупный осевой разлом залечен среднепалеозойской дайкой долеритов, не выходящей на поверхность.

Кимберлитовмещающие разломы Западного куста геолого-геофизическими методами практически не картируются. Они обнаружены при специализированных тектонических и разведочных работах на глубоких горизонтах месторождений, где залечены дайками кимберлитов [7 и др.].

Таким образом, Западный куст кимберлитовых тел в целом представляет собой грабенообразную структуру сложного строения среднепалеозойского заложения относительно закрытого типа. Промышленные месторождения (тр. Интернациональная, им. XXIII съезда КПСС) находятся за

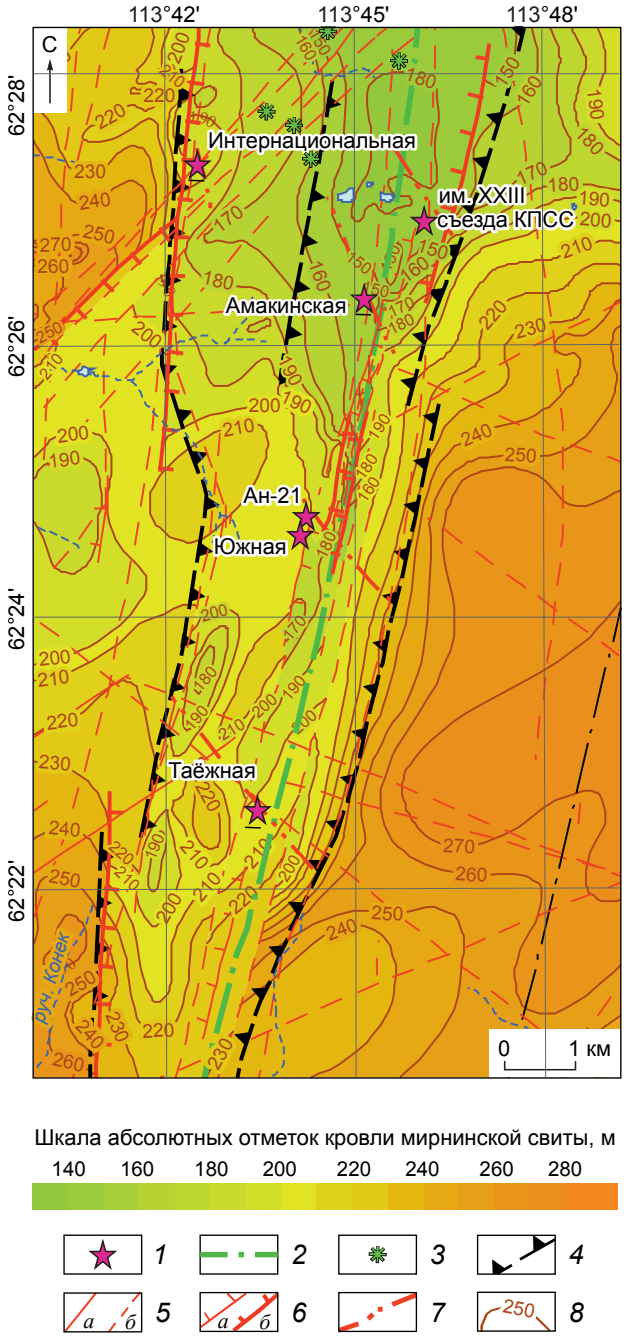


Рис. 3. СТРОЕНИЕ ЗАПАДНОГО КУСТА КИМБЕРЛИТОВЫХ ТЕЛ МИРНИНСКОГО КИМБЕРЛИТОВОГО ПОЛЯ:

1 – кимберлитовые тела; *2* – дайка долеритов Западного разлома; *3* – базитовые трубки взрыва; *4* – зона Западного разлома; *5* – второстепенные разломы, выделенные по комплексу геолого-геофизических признаков (*а* – установленные, *б* – предполагаемые); *6* – сбросы (*а* – установленные, *б* – предполагаемые); *7* – разломы второстепенные, кимберлитовмещающие; *8* – стратоизогипсы кровли мирнинской свиты

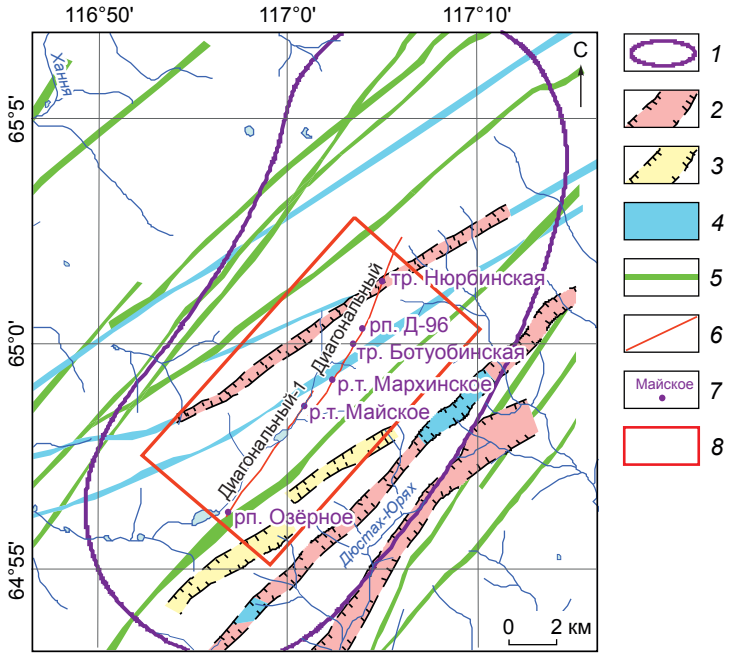


Рис. 4. ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СХЕМА НАКЫНСКОГО КИМБЕРЛИТОВОГО ПОЛЯ:

1 – контур Накынского кимберлитового поля; кимберлитоконтролирующие и потенциально кимберлитоконтролирующие разломы (зоны разлома) Вилюйско-Мархинской зоны краевых дислокаций: *2*, *3* – проявленные в нижнепалеозойских породах прогибом сложного строения (*2* – содержащие дайки долеритов, *3* – не содержащие), *4* – не выраженные в структуре нижнепалеозойских пород, не содержащие или содержащие фрагментарно маломощные дайки долеритов; *5* – разломы (зоны) бесперспективные на кимберлиты, не выраженные (слабо выраженные) в структуре нижнепалеозойских пород, содержащие мощные и протяжённые дайки долеритов; *6* – кимберлитовмещающие разломы; *7* – кимберлитовые тела; *8* – Дяхтарский куст кимберлитовых тел

пределами осевого грабена на расстоянии соответственно 300 м к востоку и более 2 км к западу от осевой линии (дайки) Западного разлома. Слабо алмазоносные тела (тр. Таёжная, Амакинская и др.) тяготеют к осевой наиболее нарушенной части разлома. То есть для локализации алмазоносных кимберлитов благоприятны участки, в пределах которых отсутствуют высокоамплитудные разломы, крутые складки, хотя данный факт при слабой изученности куста нельзя признать бесспорным. Каких-либо других признаков отличия рудоносных фрагментов разломов от безрудных пока не установлено. Неясно, обязательным ли условием является наличие базитовых даек, а также их «слепой» характер. Связано ли образование грабенов с внедрением долеритов или кимберлитов, либо наоборот. Наиболее вероятной представляется точка зрения, что дайки, как и кимберлиты, пассивно заполняли уже сформированный Вилюйско-Мархинский рифтогенный ослабленный структурно-тектонический пояс, обрамляющий Патомско-Вилюйский авлакоген. Скрытый характер рудоносных разломов обеспечивал, по-видимому, термодинамические условия, необходимые для сохранения алмазов и продвижения кимберлитовой магмы к поверхности. При таком подходе разломы относительно открытого типа представляются не благоприятными для локализации кимберлитовых тел.

В *Накынском поле* все кимберлитовые тела локализованы в Дяхтарском кусте [6]. Кимберлитоконтролирующими считаются Ботуобинское и Дяхтарское нарушения Вилюйско-Мархинской зоны с азимутом простирания 50–60°, а вмещают кимберлитовые тела разломы Диагональный и Диагональный-1 с простиранием 20° на севере и 35° на юге, которые в виде кулис прослеживаются на 12 км (рис. 4).

Более детальное изучение Дяхтарского куста (рис. 5) показало, что в пликативном плане он представляет собой участок достаточно спокойного залегания пород платформенного чехла, осложнённый отчётливо выраженным Ботуобинским разломом. В отличие от Западного куста Дяхтарский не выделяется в целом контрастным среднепалеозойским прогибом, а основной его особенностью, как отмечалось, является развитие кимберлитовых тел в виде протяжённой цепочки, приуроченной к кимберлитовмещающим нарушениям.

Ботуобинский разлом (зона) проявлен в верхних горизонтах раннепалеозойского чехла желобообразным прогибом, трассирующимся за пределы поля, шириной ~400 м и амплитудой до 100 м. Основной прогиб (грабен) часто разделён перемычками, а его борта осложнены мелкими горстами и гребневидными складками. Разлом сопровождается дайкой долеритов, которая нередко выходит за пределы грабена. Дяхтарский разлом в

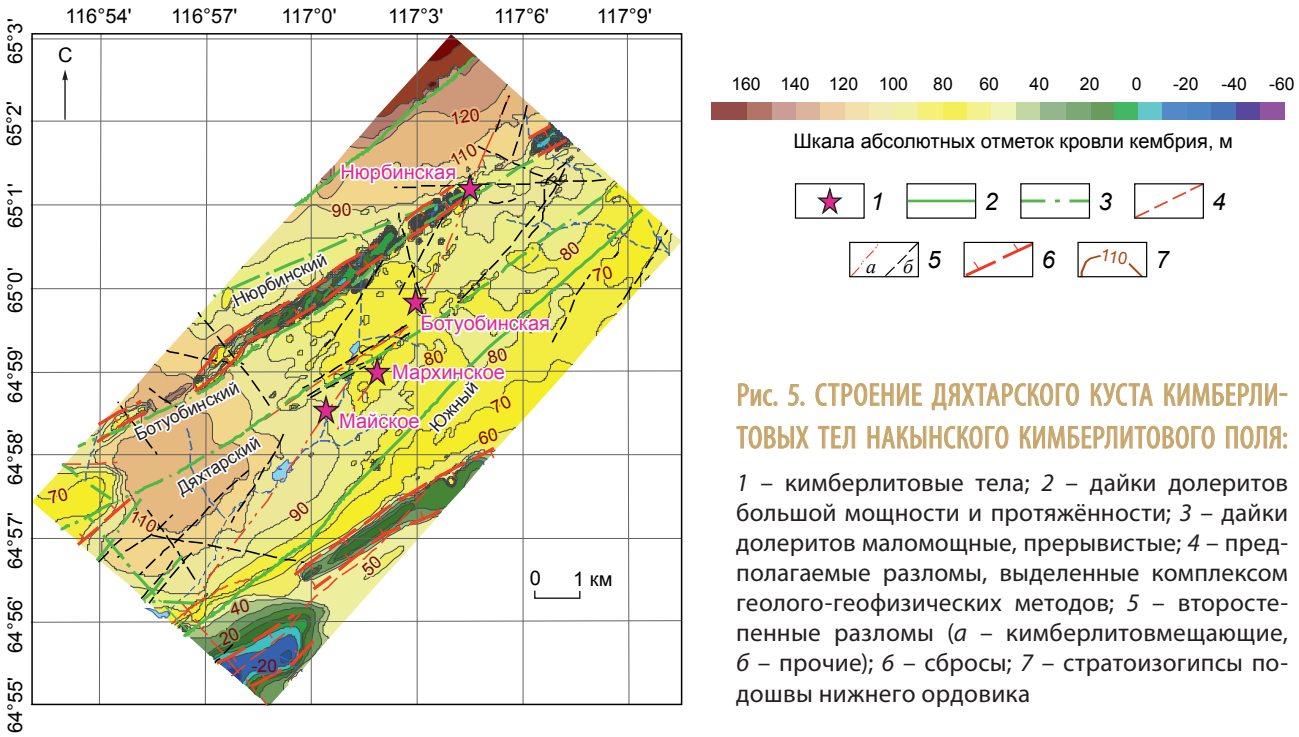


Рис. 5. СТРОЕНИЕ ДЯХТАРСКОГО КУСТА КИМБЕРЛИТОВЫХ ТЕЛ НАКЫНСКОГО КИМБЕРЛИТОВОГО ПОЛЯ:

1 – кимберлитовые тела; *2* – дайки долеритов большой мощности и протяжённости; *3* – дайки долеритов маломощные, прерывистые; *4* – предполагаемые разломы, выделенные комплексом геолого-геофизических методов; *5* – второстепенные разломы (*а* – кимберлитовмещающие, *б* – прочие); *6* – сбросы; *7* – стратоизогипсы подошвы нижнего ордовика

структуре осадочных пород практически не выражен. На отдельных участках он залечен дайками долеритов. Дайки, наиболее вероятно, «слепые».

Таким образом, разломы, схожие с вышеохарактеризованными, считаются для Накынского кимберлитового поля потенциально рудоконтролирующими. К благоприятным для локализации кимберлитов относятся, возможно, нарушения (зоны), в пределах которых магматические породы отсутствуют. Разломы, сопровождаемые мощными и протяжёнными дайками долеритов, выходящими на поверхность, по нашему мнению, не благоприятны для локализации кимберлитов, поскольку их открытый характер и сильная раздробленность вмещающих пород не способствуют обеспечению термодинамической устойчивости рудообразующей системы, что необходимо для сохранения алмазов.

Диагональные нарушения, вмещающие известные кимберлитовые тела и рудопроявления Накынского поля, образуют с Ботуобинским и Дяхтарским разломами угол порядка 30°. Месторождение Нюрбинское приурочено к перемычке, осложняющей Ботуобинский грабен, а остальные кимберлитовые тела размещаются за пределами рудоконтролирующих разломов (зон).

С учётом вышеизложенного Дяхтарский куст кимберлитовых тел организован по-другому, чем Западный, но он также представляет собой структуру относительно закрытого типа (см. рис. 5). Кимберлитовые тела локализованы в рудовмещающих нарушениях скрытого типа и приурочены к участкам со спокойным залеганием вмещающих пород (отсутствуют высокоамплитудные разломы, крутые складки и проч.). Возникают те же вопросы, что и для Западного куста Мирнинского кимберлитового поля: обязательным ли условием является присутствие в рудоконтролирующих разломах даек базитов; связано ли образование грабенов с внедрением кимберлитов. По-видимому, наличие разломов (ослабленных зон) – это обязательное условие, а основной признак рудоконтролирующих и рудовмещающих разломов – их скрытый (закрытый) характер. Таким образом, составленная структурно-тектоническая модель Дяхтарского куста может послужить комплексным тектоническим критерием для прогнозирования кустов кимберлитовых тел в пределах Среднемархинского алмазоносного района.

Алакит-Мархинское кимберлитовое поле отличается организацией кустов рудных тел от охарактеризованных выше полей. В нём кимберлитокон-

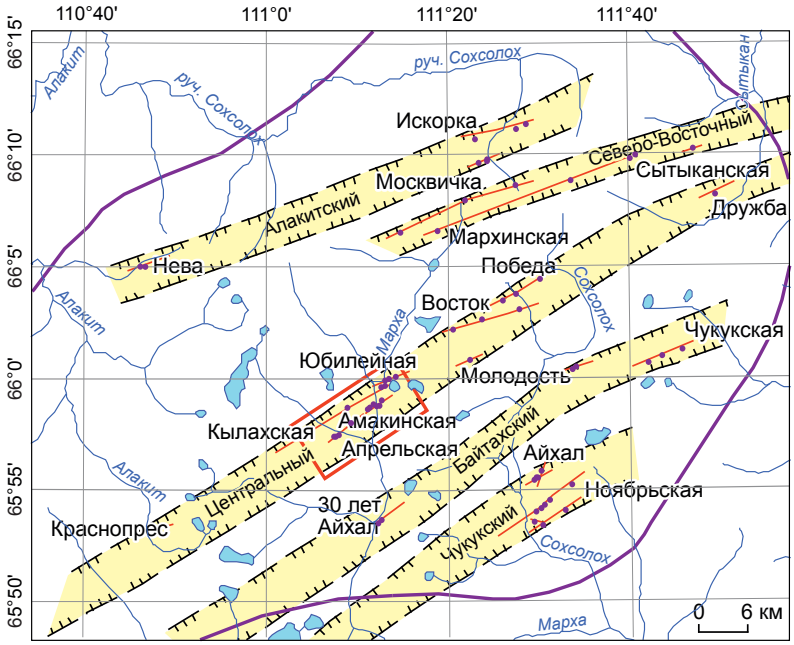


Рис. 6. ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СХЕМА АЛАКИТ-МАРХИНСКОГО КИМБЕРЛИТОВОГО ПОЛЯ:

1 – контур Алакит-Мархинского кимберлитового поля; *2* – кимберлитоконтролирующие разломы (зоны разломов), проявленные в нижнепалеозойских породах прогибом сложного строения, не содержащие дайки долеритов; *3* – кимберлитовмещающие разломы; *4* – кимберлитовые тела; *5* – куст кимберлитовых тел, выбранный в качестве структурно-тектонического эталона для прогнозирования

тролирующие и кимберлитовмещающие разломы близки по простиранию (~60°), а последние вместе с кимберлитовыми телами располагаются в пределах первых, хотя в отдельных случаях выходят за их пределы. Следует также отметить, что отдельные цепочки кимберлитовых тел часто пространственно сближены, образуя кусты смешанного типа (рис. 6).

Кимберлитоконтролирующими являются разломы (зоны) северо-восточного простирания: Алакитский, Северо-Восточный, Центральный, Байтахский и Чукукский (см. рис. 6). Разломы шириной до 5 км прослеживаются на десятки километров зонами сложного строения, выходящими иногда за пределы поля. В погребённом рельефе нижнепалеозойских кимберлитовмещающих пород зоны не выражены, что указывает на их среднепалеозойский возраст. Отличительная черта кимберлитоконтролирующих зон Алакит-Мархинского поля – отсутствие в их пределах даек долеритов [4 и др.]

К кимберлитоконтролирующей зоне Центрального разлома, ширина которой составляет ~4 км, приурочены четыре группы (куста) кимберлитовых тел. Самая многочисленная группа, включающая трубку Юбилейная, состоит из 14 кимберлитовых тел. Разломы, вмещающие кимберлитовые тела, имеют протяжённость от 2,5 до 11,5 км и простирание от 48 до 60°. Все они находятся в пределах кимберлитоконтролирующей зоны. Другие кусты рассматриваемого поля, а их более десяти, имеют сходное строение.

Близкими особенностями локализации кимберлитовых тел обладает Далдынское поле, расположенное в 14 км северо-восточнее Алакит-Мархинского, также принадлежащее к Далдыно-Алакитскому алмазоносному району.

В северо-восточной части Малоботуобинского алмазоносного района по комплексу признаков и предпосылок прогнозируется *Бахчинское кимберлитовое поле* (рис. 7). Следуя установленным тектоническим особенностям размещения кустов кимберлитовых тел, в пределах Бахчинской перспективной площади выделяются три участка, строение которых имеет определённые черты сходства с Западным кустом Мирнинского поля. Два участка находятся на продолжении Западного и Параллельного разломов Вилюйско-Мархинской зоны, контролирующих в Мирнинском поле кусты кимберлитовых тел, а третий приурочен к сближенным Восточному и Центральному разломам, последний из которых в Мирнинском кимберлитовом поле также является рудоконтролирующим. На Бахчинской площади упомянутые разломы в нижнепалеозойских породах выделяются линейными прогибами (грабенами) шириной

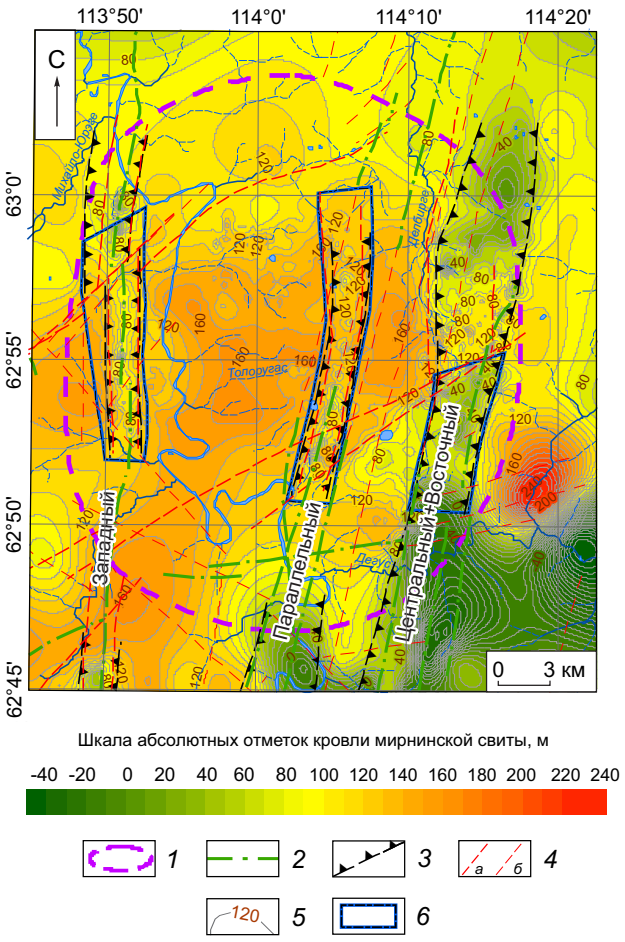


Рис. 7. СТРУКТУРНО-ТЕКТОНИЧЕСКАЯ КАРТА БАХЧИНСКОГО ПРОГНОЗИРУЕМОГО ПОЛЯ:

1 – контур Бахчинского прогнозируемого поля; *2* – дайки долеритов; *3* – прогибы сложного строения; *4* – разломы предполагаемые, выделенные геолого-геофизическими методами (*а* – главные, *б* – второстепенные); *5* – стратоизогипсы кровли мирнинской свиты; *6* – участки, по структурно-тектоническим критериям благоприятные для обнаружения кустов кимберлитовых тел

от 1,5 до 5 км и амплитудой до 40 м (см. рис. 7). Прогибы осложнены локальными складками и горстами, их осевые части залечены кулисообразными дайками долеритов. Отличительная особенность разломов (зон) – их перекрытие терригенными пермскими отложениями и позднемезозойскими траппами, в которых они не фиксируются, что практически однозначно свидетельствует об их среднепалеозойском возрасте.

Прогнозируемые месторождения располагаются, наиболее вероятно, в пределах грабенообразных прогибов, где отсутствуют высокоамплитудные разломы, крутые складки и проч., хотя данный факт при слабой изученности участков не позволяет их надёжно оконтурить. Не установлены пока и кимберлитовмещающие нарушения.

Итак, анализ строения рудных кустов в продуктивных кимберлитовых полях Западной Якутии позволил выявить их основные структурные особенности и определить закономерности размещения кимберлитовых тел, в частности:

1. Достоверность информации о связи кимберлитов с определёнными тектоническими элементами оставляет желать лучшего, поскольку генетически она, за редким исключением, не доказана, а эмпирически – статистически не представительна. Данное обстоятельство не позволяет высоко оценивать прогнозную значимость отдельных критериев, поэтому более надёжным представляется прогнозирование по их комплексу, т.е. по критериям, объединённым в структурно-тектонические модели.

2. Рудные кусты в известных кимберлитовых полях нередко отличаются характером размещения кимберлитовых тел, а в пределах одного поля наблюдаются, как правило, определённые черты сходства. Для каждого рудного поля, алмазоносного района при прогнозировании и поисках желательно применять собственные тектонические модели кустов.

3. Отдельные кимберлитовые тела локализуются во вмещающих разломах в виде протяжённых цепочек (до 10 км и более), если рудовмещающее и рудоконтролирующее нарушения образуют между собой угол до 40° (Накынское, Алакит-Мархинское поля). При угле встречи рудоносных разломов более 40° (Мирнинское поле) протяжённость рудовмещающих разломов составляет первые километры, и они включают одно, реже два сближенных кимберлитовых тела. Данная закономерность может использоваться при прогнозировании погребённых кимберлитовых тел. Признак линейного размещения кимберлитовых тел в протяжённых рудовмещающих разломах с успехом применяется при поисках в Накынском и Алакит-Мархинском полях.

4. Особенности распределения кимберлитовых тел в кустах обусловлены тектонической позицией участков их локализации. Кусты изометрического типа образуются на пересечении разломов примерно равнозначных по рангу, а линей-

ного – при доминировании дизъюнктивов одного направления. Кимберлитовые тела, располагающиеся в узлах пересечения нескольких локальных разрывных нарушений, как правило, округлой или изометрической формы, а приуроченные к одному разлому – вытянутой, в виде жил и даек.

5. На основании вышеизложенного поиски кустов кимберлитовых тел целесообразно осуществлять с учётом структурного фактора контроля, т.е. путём детального изучения рудообразующей системы, включающей совокупность рудоконтролирующих и рудовмещающих разломов. При этом следует принимать во внимание, что низкая статистическая представительность данных о строении кустов кимберлитовых тел не позволяет исключать и других вариантов их организации, даже в пределах известных рудных полей.

6. Следует иметь в виду, что под прогнозными критериями понимаются обычно благоприятные геологические обстановки, которые часто по разным причинам в месторождения не реализуются. То есть наличие критериев – как правило, необходимое, но недостаточное условие для образования месторождения.

Тем не менее, выявленные тектонические особенности рудных кустов в продуктивных кимберлитовых полях Западной Якутии следует признать ещё одним шагом в крупномасштабном прогнозировании погребённых коренных месторождений алмазов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Геология*, прогнозирование, методика поисков, оценки и разведки коренных месторождений алмазов. Кн. 1. Коренные месторождения / В.М.Подчасов, В.Е.Минорин, И.Я.Богатых и др. – Якутск: ЯФ ГУ «Издательство СО РАН», 2004.
2. *Горев Н.И.* Тектонические исследования при прогнозировании коренных источников алмазов // Алмазная геология в АК «АЛРОСА» – настоящее и будущее (геологи АК «АЛРОСА» к 50-летнему юбилею алмазодобывающей промышленности России). Воронеж, 2005. С. 1175–1202.
3. *Горев Н.И., Герасимчук А.В., Проценко Е.В., Толстов А.В.* Тектонические аспекты строения Вилюйско-Мархинской зоны, их использование при прогнозировании кимберлитовых полей // Наука и образование. 2011. № 3. С. 5–10.
4. *Лелюх М.И., Крючков А.И., Устинов В.И.* О закономерностях пространственного размещения кимберлитов в Айхальском районе // Проблемы кимберлитового магматизма. Новосибирск, 1989. С. 88–96.
5. *Методическое* руководство по оценке прогнозных ресурсов алмазов, благородных и цветных металлов. Вып. «Алмазы» / В.И.Ваганов, Ю.К.Голубев, В.Е.Минорин и др. – М.: ЦНИГРИ, 2002.
6. *Структуры*, контролирующие положение кимберлитов Среднемархинского района / В.М.Зуев, С.М.Безбородов, С.Д.Черный и др. // Геология, закономерности размещения, методы прогнозирования и поисков месторождений алмазов. Мирный, 1998. С. 260–262.
7. *Харькив А.Д., Зинчук Н.Н., Крючков А.И.* Коренные месторождения алмазов мира. М.: Недра, 1998.

TECTONIC FEATURES OF KIMBERLITE BODIES LOCATION AND THEIR USE IN FORECASTING (EXEMPLIFIED BY KIMBERLITE FIELDS OF THE WESTERN YAKUTIA)

E.V.Protsenko, N.I.Gorev (NIGP ALROSA)

It is recommended that large-scale diamond deposit forecasting in the Western Yakutia should take into account structural-tectonic models of kimberlite body bunches proposed as tectonic criteria. Analysis of ore bunch structure in productive kimberlite fields showed that each studied target has a specific tectonic image – universal signs are rare though bunches of one kimberlite field (diamondiferous area) have certain similar features. Some kimberlite bodies also have individual features which are less significant for one kimberlite field and more essential for different fields. Due to this, field-specific models are recommended to be used in forecasting for each ore field (diamondiferous area).The identified tectonic regularities of kimberlite bunch structure were used in a forecast estimate of an expected buried kimberlite field.

Keywords: forecast, tectonic model, kimberlite bunch, kimberlite-controlling zone, kimberlite-hosting fault.

ОСОБЕННОСТИ РАСТВОРЕНИЯ АЛМАЗОВ V РАЗНОВИДНОСТИ В ЖЕЛЕЗО-СУЛЬФИДНОМ РАСПЛАВЕ ПРИ ВЫСОКИХ *P-T* ПАРАМЕТРАХ

В результате растворения алмазов V разновидности при P 4 ГПа и T 1400–1450°C в Fe-S расплаве установлено, что их исходная форма трансформируется в форму октаэдроида. На данный эволюционный тренд накладываются микроморфологические элементы, обусловленные дефектным внутренним строением кристаллов: впадины травления, шрамы. Вследствие высоких скоростей растворения в Fe-S расплаве «нормальный» тип травления с образованием каверн и шрамов играет существенную роль в морфологии кристаллов. Делается вывод, что алмазы V разновидности в естественных условиях при выносе в верхние слои литосферы растворялись в менее реакционной среде, вероятно, в силикатной магме.

Ключевые слова: алмаз, морфология, высокое давление, растворение.

Сонин Валерий Михайлович[1]
доктор геолого-минералогических наук
ведущий научный сотрудник
sonin@igm.nsc.ru

Жимулев Егор Игоревич[1]
доктор геолого-минералогических наук
старший научный сотрудник
oda_stk@mail.ru

Чепуров Анатолий Ильич[1]
доктор геолого-минералогических наук
заведующий лабораторией
chepurov@igm.nsc.ru

Помазанский Богдан Степанович[2]
заведующий лабораторией
PomazanskiyBS@alrosa.ru

Земнухов Алексей Леонидович[3]
начальник отдела

Афанасьев Валентин Петрович[1]
доктор геолого-минералогических наук
главный научный сотрудник
avp-diamond@mail.ru

[1] Институт геологии и минералогии СО РАН им. В.С.Соболева, г. Новосибирск

[2] НИГП АК «АЛРОСА» (ПАО), г. Якутск

[3] АО «Алмазы Анабара», г. Якутск

На северо-востоке Сибирской платформы имеются россыпные месторождения алмазов с неустановленными коренными источниками [3, 11]. В первую очередь, это относится к алмазам V и VII разновидностей по классификации Ю.Л.Орлова [9]. Алмазы V и VII разновидностей (V – монокристаллы алмаза, VII – сростки кристаллов алмаза) обладают комплексом особенностей, которые отличают их от всех известных типов алмазов. Характерными признаками алмазов данных разновидностей являются: габитус (редко октаэдры, часто додекаэдроиды и переходные формы от октаэдра к додекаэдроиду); наличие многочисленных флюидных включений с аморфизованным графитом; присутствие на поверхности кристаллов шрамов травления; мозаично-блочное внутреннее строение; лёгкий изотопный состав углерода; аномально высокая структурная примесь азота в форме А; пониженная плотность; эклогитовый тип парагенезиса силикатных включений [6, 7, 10, 11, 13]. Высказано предположение, что указанные алмазы эндемичны для рассматриваемой территории и больше нигде в мире не встречаются [7, 11].

Следует подчеркнуть, что каждый из перечисленных признаков не является характерным исключительно для алмазов V и VII разновидностей, по отдельности они отмечаются у алмазов других типов. Отличительным от других разновидностей алмазов является только комплекс этих типоморфных признаков. Например, по морфологии и наличию включений графита подобные алмазы обнаружены в кимберлитах Архангельской алмазоносной провинции [8]. Ю.Л.Орлов выделил эти разновидности природных алмазов фактически по морфологическим особенностям и наличию многочисленных включений графита [9].

Цепочечное распределение расплавных (флюидных) включений в алмазах V и VII разновидностей обусловлено мозаично-блочным внутренним строением кристаллов. «Внутренняя струк-

УДК 549.211.086
© Коллектив авторов, 2017

тура кристаллов представляет собой набор совершенных удлинённых субиндивидов, находящихся в тесном срастании, но немного разориентированных между собой. Система таких субиндивидов образует на рентгенотопограммах радиально-лучистую структуру» [10]. Включения, трассирующие границы этих субиндивидов, представлены набором фаз, отвечающим карбонатитовой системе. Именно таким включениям уделяется повышенное внимание, но, тем не менее, в алмазах V и VII разновидностей присутствуют включения силикатов, сульфидов и даже металлических фаз, что фиксируется по магнитным свойствам кристаллов [8, 10, 13].

За алмазами V и VII разновидностей признаётся субдукционный генезис. Поэтому интересны результаты детального исследования включений в крупных малоазотных алмазах ювелирного качества (тип II по физической классификации), генезис которых также связан с субдукционными процессами. Причём по этим данным они кристаллизовались в металл-сульфидном расплаве в присутствии силикатных компонентов [19]. Приведённые факты дают основание предполагать, что, возможно, генезис алмазов V и VII разновидностей также связан с мантийными металл-сульфидными расплавами. Растворимость углерода в металл-сульфидных расплавах значительно превышает таковую в силикатных расплавах. Возникает необходимость исследования процесса растворения алмазов V и VII разновидностей в металл-сульфидной системе в целях установления его влияния на морфологию алмазов для решения вопроса о месте и времени приобретения реальных морфологических особенностей природных кристаллов данного типа.

Эксперименты проводились на беспрессовом многопуансонном аппарате типа «разрезная сфера» (БАРС) в твёрдофазной ячейке высокого давления, изготовленной из прессованных порошков тугоплавких оксидов ZrO_2, CaO, MgO, с цилиндрическим графитовым нагревателем. Методика экспериментов достаточно детально описана в работах [4, 5]. Образцы от нагревателя изолировались втулкой и шайбами из прессованного порошка MgO. Параметры экспериментов: *P* 4 ГПа, *T* 1400–1450°C.

Для растворения использовались природные алмазы V разновидности по классификации Ю.Л.Орлова [9] из россыпного месторождения

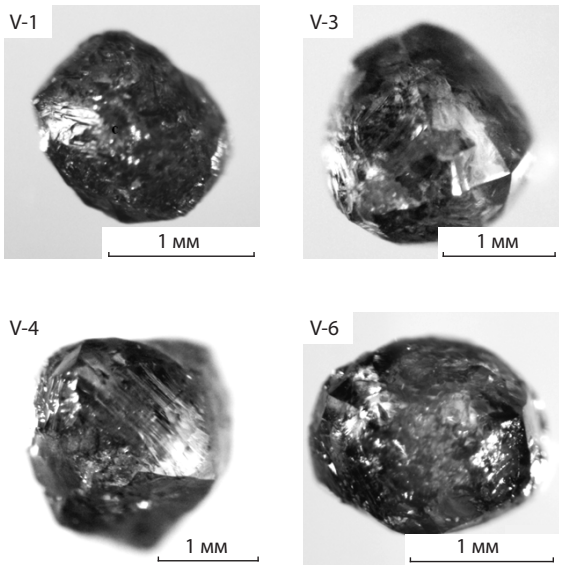


Рис. 1. ОБЩИЙ ВИД КРИСТАЛЛОВ АЛМАЗА V РАЗНОВИДНОСТИ ДО ЭКСПЕРИМЕНТОВ (оптические микрофотографии)

Эбелях (Якутия). Они представляли собой изометрические полупрозрачные, грубоскульптированные ромбододекаэдроиды. Цвет кристаллов коричневый разных оттенков. На некоторых кристаллах хорошо различимы гранный шов и штриховка по направлению <110>. Исходная масса природных кристаллов алмаза, мг: 9,12 (номер алмаза V-1), 15,53 (V-3), 20,79 (V-4), 10,64 (V-6). Микрофотографии кристаллов приведены на рис. 1. Основной средой для растворения алмазов служил состав: Fe 80 мас. % (~70 ат. %), S 20 мас. % (~30 ат. %). Алмазы помещались в порошкообразную смесь из компонентов растворителя и опрессовывались в специальной пресс-форме. Полученный образец цилиндрической формы вставлялся в центральную зону внутри нагревателя в ячейке высокого давления.

После экспериментов для выделения алмазов образцы растворялись в смеси кислот HCl и HNO_3, а сами алмазы очищались в окислительной смеси (раствор $K_2Cr_2O_7$ в концентрированной H_2SO_4). После обработки в кислотах кристаллы алмаза промывались дистиллированной водой и высушивались при *T* 120°C. Кристаллы изучались с помощью оптического микроскопа МБС-10 с фотоприставкой и сканирующего электронного микроскопа (СЭМ) MIRA3 TESCAN во вторичных электронах в ЦКП ИГМ СО РАН. Гониометрическое изучение

кристаллов алмаза выполнялось фотометодом в цилиндрической камере, юстировка осуществлялась на двукружном отражательном гониометре ZRG-3. Затем кристалл на юстировочной головке переносился в цилиндрическую фотокамеру и устанавливался таким образом, чтобы одна из осей кристалла L_4 совпадала с осью фотокамеры. При освещении кристалла параллельным пучком света на фотобумаге, расположенной на цилиндрической поверхности камеры, фиксировались рефлексы – отражения от поверхности кристалла, т.е. получалась фотограмма кристалла.

В качестве примера на рис. 2, *а* представлена фотограмма алмаза V-3, экспонированного до эксперимента. Фотограммы остальных кристаллов идентичны. На фотограмме наблюдаются двойные дугообразные засветы от поверхностей тригон-триоктаэдров, что свидетельствует о наличии на поверхности ромбододекаэдрических псевдограней кристаллов сноповидно-занозистой штриховки. Кроме того, отмечаются также световые треугольники – рефлексы от поверхностей тетрагексаэдроида [1]. Представленная фотограмма типична для алмазов V разновидности [7]. Пятнистая засветка световых треугольников обусловлена блоковым рельефом округлых псевдограней.

В результате проведённой серии экспериментов по растворению алмазов V разновидности получены следующие результаты. Наименьшая потеря массы из всей серии зафиксирована у кристалла V-4. После эксперимента масса кристалла составила 19,75 мг, т.е. он утратил при растворении 5% массы (1,04 мг). Условия опыта: состав растворителя Fe 80, S 20 мас. %, *T* 1400°C, длительность 1 ч. Микрофотография кристалла приведена на рис. 3.

Вследствие незначительного уменьшения массы кристалл сохранил габитусную форму, но микроморфология поверхности изменилась кардинально. На поверхностях кристалла, близких по положению к форме октаэдра, появились треугольные ямки травления – отрицательные тригоны (см. рис. 3, *а*). Ямки травления располагаются отдельно друг от друга или группами, сочленяясь друг с другом. Особый интерес представляют группы ямок травления в виде прерывистых или сплошных линейных фигур (см. рис. 3, *а*) как начальная стадия образования так называемых «шрамов», часто встречающихся на алмазах V разновидности. Вблизи выхода осей симметрии L_4 на

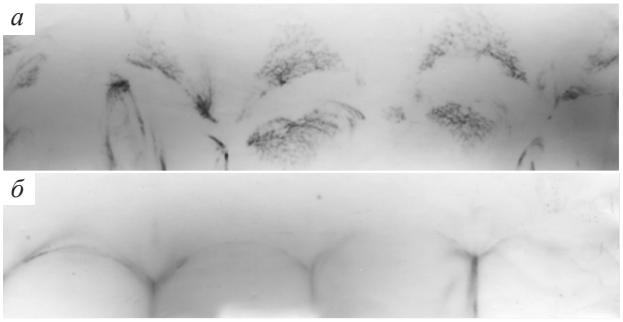


Рис. 2. ФОТОГРАММЫ КРИСТАЛЛА АЛМАЗА V-3 ДО (*а*) И ПОСЛЕ (*б*) ЭКСПЕРИМЕНТА

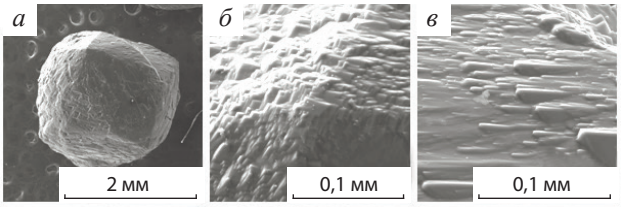


Рис. 3. КРИСТАЛЛ АЛМАЗА V-4 ПОСЛЕ ОПЫТА ПО РАСТВОРЕНИЮ (СЭМ-микрофотографии):

а – общий вид; *б*, *в* – фрагменты поверхности

кристалле появилась ярко выраженная черепитчатая скульптура (см. рис. 3, *б*), а на ромбододекаэдрических псевдогранях вблизи выхода осей симметрии L_2 – вытянутые по направлению <110> холмики травления (см. рис. 3, *в*). На природных округлых алмазах они известны как каплевидные холмики, но в отличие от природных аналогов они, как и элементы черепитчатой скульптуры, огранены поверхностями, близкими к плоскостям {111}.

После эксперимента масса кристалла V-3 составила 12,4 мг, т.е. он потерял при растворении 20% исходной массы (3,09 мг). Условия опыта: состав растворителя Fe 80, S 20 мас. %, *T* 1450°C, длительность 1,5 ч. Микрофотография кристалла приведена на рис. 4, *а*. Все вышеперечисленные элементы микроморфологии, образовавшиеся на кристалле V-4, характерны и для кристалла V-3, за исключением появившейся штриховки в направлении <110>. Отличие состоит в усилении «кавернозности» поверхности кристалла в результате углубления и увеличения в размерах ямок и каверн травления. Кроме того, хорошо выраженные углубления появились

в местах выхода осей симметрии L_4, т.е. на месте нахождения граней {100}, которых на кристалле до опыта не было (см. рис. 4, *б*).

Фотограмма кристалла V-3 после эксперимента (см. рис. 2, *б*) в значительной степени отличается от исходной (см. рис. 2, *а*). Дугообразные засветы соответствуют местоположению тригон-триоктаэдров. По номенклатуре [1] представленная фотограмма отвечает октаэдрическому алмазу с тригональной (параллельной рёбрам) штриховкой, хотя и с фрагментарным скруглением слоёв у выхода осей симметрии L_4, о чём свидетельствует двойной дугообразный засвет. Таким образом, исходная форма кристалла (тетрагексаэдроид) при растворении в расплаве Fe-S трансформируется в форму октаэдроида.

Эксперимент с кристаллом V-1 проведён с составом растворителя Fe 80, S 20 мас. % при температуре 1450°C, длительности 1 ч. После эксперимента масса кристалла составила 5,83 мг, т.е. он потерял при растворении 36% исходной массы (3,29 мг). В результате ямки и каверны травления занимают уже около половины поверхности кристалла (рис. 5). На оставшейся части наблюдаются черепитчатая скульптура и шестоватая, развившаяся из параллельной направлению <110> штриховки, холмики травления удлинённой формы.

Кристалл V-6 подвергся растворению дважды. Первый опыт проведён с составом растворителя Fe 80, S 20 мас. % при температуре 1400°C, длительности 3 ч. Масса алмаза после опыта 8,67 мг, т.е. потеря её составила 18,5%. Морфология кристалла полностью соответствовала вышеописанным образцам. Второй эксперимент с кристаллом V-6 выполнен с составом растворителя Fe 85, S 15 мас. % при температуре 1400°C, длительности 1 ч. Наличие многочисленных каверн и шрамов травления привело к расколу образца на несколько фрагментов. Два из них приведены на рис. 6. Кристалл раскололся по центральной зоне, в результате внутри него обнаружилось прозрачное бесцветное ядро октаэдрической формы (см. рис. 6, *б*). В объёмном отношении центральная зона незначительна, не более 10% от исходного объёма кристалла.

Итак, основной эволюционный тренд морфологии кристаллов алмаза V разновидности при растворении в серосодержащем расплаве железа при высоких *P-T* параметрах заключается в трансформации исходной формы тетрагексаэдроида в форму октаэдроида с присущими ей поверхностными скульптурами на природных алмазах из кимберлитов. Образование формы октаэдроида зафиксировано нами ранее при растворении в расплаве Fe-S плоскогранных октаэдров алмаза [14].

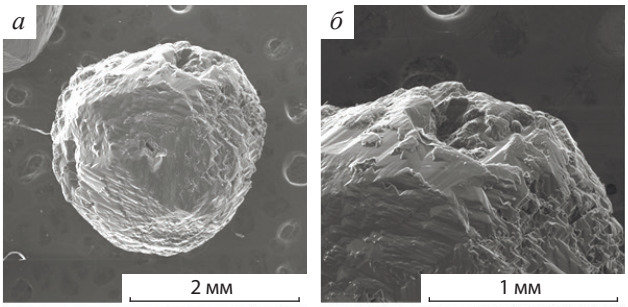


Рис. 4. КРИСТАЛЛ АЛМАЗА V-3 ПОСЛЕ ОПЫТА ПО РАСТВОРЕНИЮ (СЭМ-микрофотографии):

а – общий вид, *б* – фрагмент

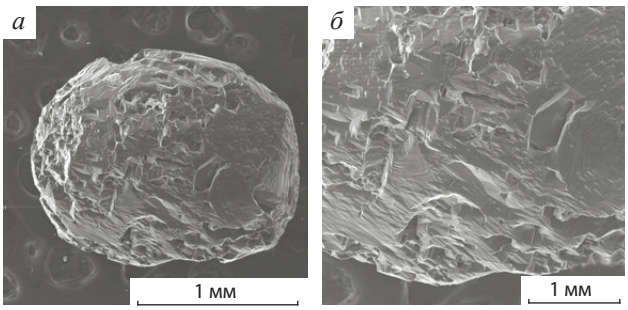


Рис. 5. КРИСТАЛЛ АЛМАЗА V-1 ПОСЛЕ ОПЫТА ПО РАСТВОРЕНИЮ (СЭМ-микрофотографии):

а – общий вид, *б* – фрагмент

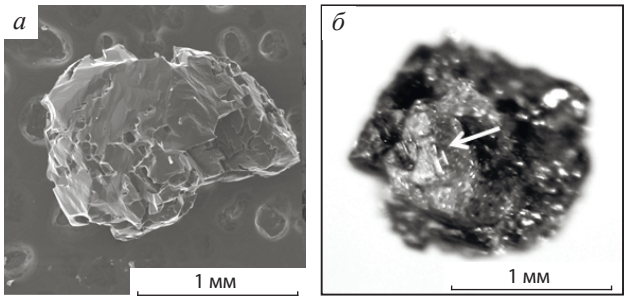


Рис. 6. КРИСТАЛЛ АЛМАЗА V-6 ПОСЛЕ ОПЫТА ПО РАСТВОРЕНИЮ:

а – СЭМ-микрофотография, *б* –оптическая микрофотография

Как известно, кривизна возникающих поверхностей при растворении кристалла зависит от условий растворения [2]. Поэтому указанный эволюционный тренд определён внешними условиями растворения (состав среды, температура, давление), но на него накладываются морфологические особенности, связанные с дефектностью алмазов V разновидности (большое количество включений и блочное внутреннее строение).

При тангенциально-послойном растворении кристаллов процесс инициируется на рёбрах и вершинах, причём их роль максимальна при небольших недосыщениях в среде, а при больших возрастает значение внутренних дефектов [12]. В результате форма растворения кристаллов меняется следующим образом: от округлого индивида при малых недосыщениях до индивидов с грубо ячеистой формой при больших недосыщениях, что и было реализовано в настоящем исследовании. Другими словами, укрупнение ямок и каверн травления на кристаллах алмаза связано с высокой скоростью растворения. На природных образцах алмазов V разновидности их значительно меньше, хотя они и присутствуют. Поэтому, вероятно, алмазы этой разновидности при выносе в верхние горизонты литосферы находились в среде, имевшей более низкую растворимость углерода по сравнению с Fe-S расплавом.

Фотограмма кристалла алмаза, подобная изображённой на рис. 2 *б*, нами была получена при растворении плоскогранных октаэдров в сухом силикатном расплаве при высоких *P-T* параметрах [17], в котором растворение происходит с очень низкой скоростью. При этом новые слои травления инициируются на рёбрах кристалла, что не приводит к появлению формы тетрагексаэдроида. Для образования формы тетрагексаэдроида слои растворения должны развиваться на вершинах кристалла. Это имеет место при растворении в силикатных расплавах с добавлением в систему воды, что было установлено с помощью хроматографического анализа [16]. Считается, что форма тетрагексаэдроида является конечной при растворении в водосодержащем кимберлитовом расплаве [18].

Фотогониометрические характеристики алмазов V разновидности полностью совпадают с алмазами типа ламинарного додекаэдроида из кимберлитов [6]. Наличие относительно крупных впадин травления, включая шрамы, – особенность внутреннего строения кристаллов. Как отмечалось выше, главная особенность алмазов V разновидности – рост посредством многочисленных субиндивидов, вытянутых в направлении <111>. Такое внутреннее строение кристаллов сближает их с алмазами II, III и IV разновидностей по классификации Ю.Л.Орлова [9]. Однако температуры, при которых росли алмазы V разновидности, были выше, поскольку не происходило переогранения кристаллов в кубическую форму [15].

На основании вышеизложенного можно сделать вывод о том, что с учётом известных в настоящее время фактов, включая экспериментальные данные, морфология алмазов V и VII разновидностей возникла, вероятно, на этапе выноса из мантии в водосодержащей силикатной магме.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Бартошинский З.В., Квасница В.Н.* Кристалломорфология алмаза из кимберлитов. – Киев: Наук. Думка, 1991.
2. *Войцеховский В.Н., Мокиевский В.А.* Некоторые вопросы взаимосвязи роста и растворения кристаллов // Зап. ВМО. 1965. Ч. 94. Вып. 1. С. 71–89.
3. *Граханов С.А.* Россыпи алмазов северо-востока Сибирской платформы и их коренные источники // Отечественная геология. 2006. № 5. С. 20–28.
4. *Жимулев Е.И., Сонин В.М., Миронов А.М., Чепуров А.И.* Влияние содержания серы на кристаллизацию алмаза в системе Fe-C-S при 5,3–5,5 ГПа и 1300–1370°С // Геохимия. 2016. № 5. С. 439–446.
5. *Кристаллизация* алмаза в системах Fe-Co-S-C и Fe-Ni-S-C и роль металл-сульфидных расплавов в генезисе алмазов / Е.И.Жимулев, А.И.Чепуров, Е.Ф.Синякова и др. // Геохимия. 2012. № 3. С. 227–239.
6. *Лобанов С.С., Афанасьев В.П.* Фотогониометрия кристаллов алмаза Сибирской платформы // Зап. РМО. 2010. Ч. CXXXIX. № 5. С. 67–78.
7. *Минералогия* и некоторые вопросы генезиса алмазов V и VII разновидностей (по классификации Ю.Л.Орлова) / В.П.Афанасьев, А.П.Елисеев, В.А.Надолинный и др. // Вестн. Воронежского гос. ун-та. 2000. Вып. 5. № 10. С. 79–97.
8. *О генезисе* алмазов V разновидности из месторождения им. Ломоносова (Архангельская алмазоносная провинция) / В.П.Афанасьев, Н.Н.Зинчук, П.В.Гриб и др. // Вестн. Воронежского гос. ун-та. 2005. № 2. С. 38–59.
9. *Орлов Ю.Л.* Минералогия алмаза. – М.: Наука, 1973.
10. *Особенности* фазового состава наноразмерных кристаллофлюидных включений в аллювиальных алма-

зах северо-востока Сибирской платформы / А.М.Логвинова, Р.Вирт, А.А.Томиленко и др. // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 11. С. 1634–1648.

11. *Полигенез* алмазов Сибирской платформы / В.П.Афанасьев, С.С.Лобанов, Н.П.Похиленко и др. // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 3. С. 335–353.
12. *Пшеничнов Ю.П.* Выявление тонкой структуры кристаллов. Справочник. – М.: Металлургия, 1974.
13. *Рагозин А.Л., Шацкий В.С., Зедгенизов Д.А.* Новые данные о составе среды кристаллизации алмазов V разновидности из россыпей северо-востока Сибирской платформы // ДАН. 2009. Т. 425 (4). С. 5 27–531.
14. *Расплав* Fe-S – возможный растворитель алмаза при мантийных условиях / Е.И.Жимулев, В.М.Сонин, В.П.Афанасьев и др. // ДАН. 2016. Т. 471. № 5. С. 583–585.
15. *Сонин В.М., Багрянцев Д.Г., Чепуров А.И., Дириппе Дж.-М.* О механизме возникновения волокнистой структуры в кубических кристаллах алмаза // Зап. ВМО. 2003. № 2. С. 95–98.
16. *Сонин В.М., Жимулев Е.И., Федоров И.И., Осоргин Н.Ю.* Травление кристаллов алмаза в силикатном расплаве в присутствии существенно водного флюида при высоких *P-T* параметрах // Геохимия. 1997. № 4. С. 451–455.
17. *Травление* кристаллов алмаза в «сухом» силикатном расплаве при высоких *P-T* параметрах / В.М.Сонин, Е.И.Жимулев, И.И.Федоров и др. // Геохимия. 2001. № 3. С. 305–312.
18. *Khokhryakov A.F., Pal'yanov Yu.N.* The evolution of diamond morphology in the process of dissolution: Experimental data // Am. Mineral. 2007. Vol. 92. P. 909–917.
19. *Large* gem diamonds from metallic liquid in Earth's deep mantle / E.M.Smith, S.B.Shirey, F.Nestola et al. // Science. 2016. Vol. 35. No. 6318. P. 1403–1405.

FEATURES OF V VARIETY DIAMOND DISSOLUTION IN Fe-SULFIDE MELT AT HIGH *P-T* PARAMETERS

V.M.Sonin[1], E.I.Zhimulev[1], A.I.Chepurov[1], B.S.Pomazansky[2], A.L.Zemnukhov[3], V.P.Afanasiev[1]
([1]NIGP ALROSA, [2]Almazy Anabara, [3]IGM SB RAS)

It is found that the result of V variety diamonds dissolution in Fe-S melt at P=4 GPa and T=1400–1450°C is transformation of their initial form into octahedral shape. This evolutionary trend is superimposed by micromorphological elements caused by defective internal crystal structure: etching cavities, scars. Due to high rates of dissolution in Fe-S melt, the «normal» etching type with caverns and scars is essential in crystal morphology. It is concluded that V variety diamonds were dissolved in less reactive environment (presumably in silicate magma) when removed to the upper lithosphere layers under natural conditions.

Keywords: diamond, morphology, high pressure, dissolution.

ЛИТОЛОГО-СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ И МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ АЛМАЗОНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ МЕЗОЗОЯ И КАЙНОЗОЯ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ АНГОЛЫ

Устинов Виктор Николаевич
доктор геолого-минералогических наук
заведующий лабораторией
alrosaspb@mail.ru

ФГУП Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов, Лаборатория геологических методов прогнозирования и поисков, г. Санкт-Петербург

На основе детального литолого-стратиграфического расчленения терригенных коллекторов алмазов формации Калонда и группы Калахари с использованием методики фациально-циклического анализа, комплекса палеонтологических методов, данных по минеральному составу песчаной и глинистой фракций в составе толщ выделены циклиты I порядка, которые прослеживаются в пределах всей территории Северо-Восточной Анголы. Разрез формации Калонда представлен двумя циклитами (С-1 и С-2), в разрезе толщи Калахари выявлен один циклит (К). Установлены локальный и региональный маркирующие горизонты С-1а и С-2а!, которые могут быть использованы для палеогеографических реконструкций. Анализ данных минерального состава терригенных коллекторов показывает, что источниками обломочного материала являлись породы, развитые в пределах ближнего геологического окружения. Сделанный вывод свидетельствует о том, что россыпи алмазов, заключённые в отложениях формации Калонда, удалены от коренных источников на относительно небольшие расстояния. Полученные результаты необходимо использовать при поисках погребённых месторождений алмазов на территории Республики Ангола.

Ключевые слова: терригенные коллекторы алмазов, толща, циклит, минеральный состав, Ангола.

Образования позднемеловой формации Калонда и палеоген-неогеновые отложения группы Калахари слагают верхние части разрезов южного борта синеклизы Конго в пределах Северо-Восточной Анголы. Они перекрывают разновозрастные архейско-протерозойские породы кристаллического основания, терригенные образования рифея–венда, палеозойско-мезозойские осадки (супергруппа Карру), раннемеловые коры химического выветривания и кимберлиты (рис. 1). Образования формации Калонда и группы Калахари обнажаются в долинах рек Кванго, Куило, Касаи, Луашимо и др.

Отложения формации Калонда занимают обширные пространства и на большей части территории южного склона синеклизы Конго характеризуются наличием в них алмазов, образующих многочисленные россыпные месторождения. Нижний возрастной предел её определяется возрастом кимберлитов Северо-Восточной Анголы, который датируется аптом, по данным Х.Джелсма с соавторами, Роблес-Круз с соавторами [6, 8], или готеривом–валанжином, по данным Кастилло-Оливера с соавторами [7]. Верхняя граница установлена на основании сопоставления отложений верхов Калонды с отложениями сеномана–турона формации Кванго. Таким образом, возраст формации условно принимается как позднемеловой.

УДК 553.81:551.76 (673)
© В.Н.Устинов, 2017

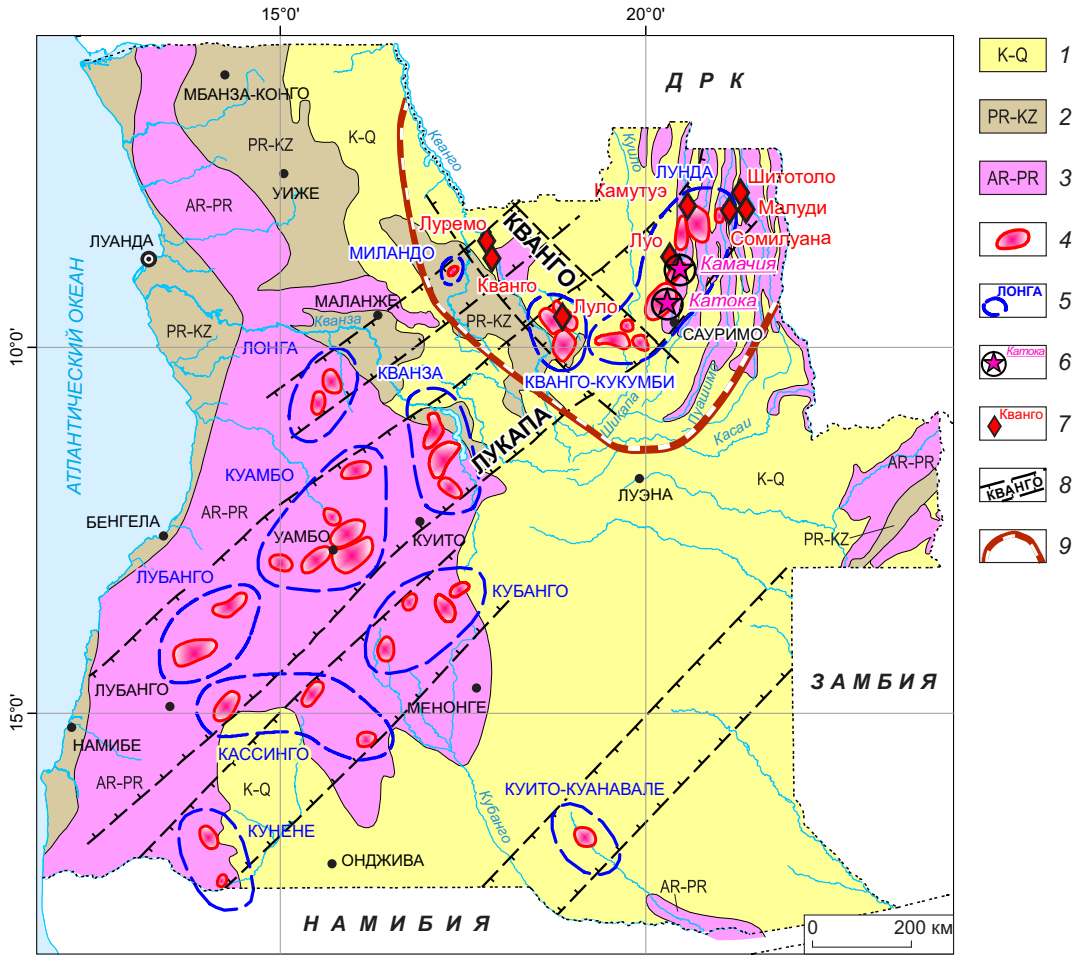


Рис. 1. СХЕМАТИЧЕСКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА РЕСПУБЛИКИ АНГОЛА:

1 – терригенные коллекторы алмазов мезозоя (формация Калонда) и кайнозоя (группа Калахари); *2* – протерозойско-кайнозойские образования платформенного чехла; *3* – архейско-протерозойские породы кристаллического основания; *4* – кимберлитовые поля; *5* – кимберлитовые районы; месторождения алмазов: *6* – в раннемеловых кимберлитах, *7* – в позднемеловых отложениях формации Калонда; *8* – кимберлитоконтролирующие зоны; *9* – территория исследований

Мощность отложений изменяется от первых метров до 100 м и более. В основании разреза залегают полимиктовые алмазоносные конгломераты (1–5 м), которые перекрыты преимущественно косослоистыми аркозовыми фиолетовыми песчаниками. Встречаются линзы бурых аргиллитов и внутриформационных алмазоносных конгломератов мощностью 0,5–1,0 м. Верхняя часть разреза формации Калонда представлена бурыми аргиллитами.

Базальные конгломераты формации Калонда близки по возрасту кимберлитам Анголы. Алмазы, высвобождавшиеся при разрушении кимберлитов, аккумулировались главным образом в базальном горизонте толщи, реже – в нескольких маломощных прослоях выше по разрезу. В настоящее время древние конгломераты интенсивно разрабатываются алмазодобывающими компаниями (рис. 2). За счёт размыва терригенных коллекторов формации Калонда формируются наиболее богатые четвертичные аллювиальные россыпи Анголы. Они располагаются, как правило, на площадях выходов на поверхность базальных конгломератов толщи.

Отложения группы Калахари, перекрывающие в разрезах образования формации Калонда, условно датируются палеогеном–неогеном. Их мощность изменяется в широких пределах, местами

Рис. 2. РАЗРАБОТКА РОССЫПЕЙ АЛМАЗОВ, ЗАКЛЮЧЁННЫХ В ТЕРРИГЕННЫХ КОЛЛЕКТОРАХ ФОРМАЦИИ КАЛОНДА (Северо-Восток Анголы)

достигая 100 м и более. Состав отложений группы Калахари относительно однообразен. Они представлены песчаниками или песками, глинистыми песчаниками, гравийно-галечными образованиями (иногда алмазоносными), но промышленные россыпи в них пока не известны.

Комплексные исследования мезозойских и кайнозойских отложений Северо-Восточной Анголы крайне актуальны при проведении поисковых работ в целях выявления погребённых коренных и россыпных месторождений. Изучение стратиграфии и цикличности терригенных коллекторов алмазов – первый этап исследования разрезов осадочных толщ. Он предусматривает детальное расчленение разрезов, привязанных к региональным стратиграфическим шкалам, с использованием палеонтологических методов, корреляцию одновозрастных уровней на площади, выделение маркирующих слоёв для палеогеоморфологических и палеогеографических реконструкций на время формирования продуктивных горизонтов, вмещающих россыпи и ореолы рассеяния индикаторных минералов кимберлитов (ИМК). Минеральный состав терригенных коллекторов алмазов – дополнительный инструмент корреляции толщ, а в ряде случаев выступает в качестве поискового признака [4]. Его анализ позволяет делать заключения о характере существовавшего рельефа и об особенностях вещественного состава размываемых пород.

Основной задачей исследований являлось создание схемы дробного литолого-стратиграфического расчленения терригенных коллекторов алмазов мезозоя и кайнозоя Северо-Восточной Анголы, выделение уровней формирования россыпей алмазов и ореолов рассеяния ИМК.

Фактический материал собран в процессе прогнозно-поисковых работ на алмазы в 2011–2017 гг. на лицензионных площадях различных компаний: Горно-Рудное Общество «Катока», Кванго Эксплорейшн, Сомилуана, Луминаш и др. Литолого-стратиграфические и литолого-фациальные исследования отложений выполнены по десяткам поисковых скважин, естественным обнажениям, стенкам карьеров разрабатываемых кимберлитовых трубок и погребённых россыпей алмазов с привлечением стандартной методики, подробно рассмотренной в ряде работ [4, 5 и др.].

По результатам исследований в разрезе отложений формации Калонда выделены два пакета (циклита I порядка): нижний – С-1 и верхний – С-2 (рис. 3). На большей части территории нижний пакет представлен мелкоциклично построенной толщей пород, зернистость которой постепенно утоньшается вверх по разрезу каждого элементарного циклита от конгломератов, гравелитов и грубозернистых песчаников до тонкозернистых песчаников, глин и алевролитов. Вверх по разрезу мощность таких циклитов возрастает от 2–3 до 15 м. Пакет С-1 нередко венчается глинистыми алевролитами коричневого цвета (пласт С-1а), которые прослеживаются во многих разрезах. В случае отсутствия этих пород в верхах разрезов увеличивается содержание глинистой составляющей, что находит отражение на диаграммах гамма- и электрокаротажа. Пласт можно использовать в качестве локального маркирующего горизонта при корреляции и литолого-стратиграфическом расчленении разрезов формации Калонда. Максимальные мощности отложений пакета С-1, достигающие 50–60 м, отмечаются в пределах позднемеловых речных долин и конседиментационных тектонических депрессий.

Отложения верхнего циклита I порядка формации Калонда (С-2) представлены постепенно изменяющейся по гранулометрическому составу толщей пород от разнозернистых песчаников с гравием, редко мелкогалечных конгломератов в низах разреза до мелко-среднезернистых песчаников в верхах. В целом образования пакета име-

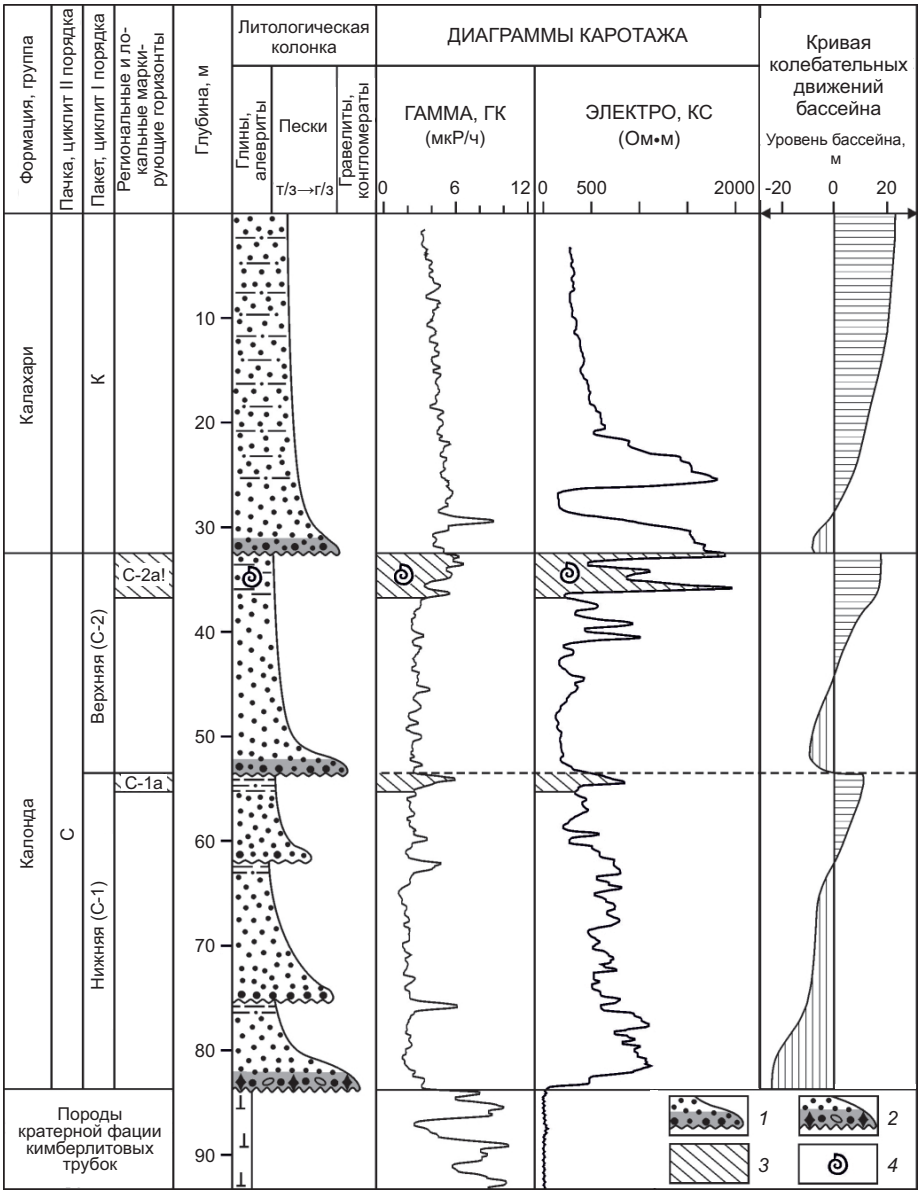


Рис. 3. СВОДНЫЙ ЛИТОЛОГО-СТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ МЕЗОЗОЙСКИХ И КАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮЖНОГО СКЛОНА СИНЕКЛИЗЫ КОНГО:

1 – уровни формирования ореолов рассеяния; *2* – уровни формирования промышленных россыпей алмазов; *3* – маркирующие горизонты; *4* – находки фауны

ют более выдержанные мощности (20–30 м) на площади в отличие от отложений циклита С-1 (рис. 4). В позднемеловых тектонических депрессиях их мощность может возрастать до 40–50 м.

Чаще всего пакет С-2 – это единый циклит I порядка, но в некоторых разрезах в его составе встречаются по два элементарных циклита меньшей мощности. Для верхней части разреза характерно присутствие глинистых алевролитов бурого цвета (пласт С-2а!), образующих линзы мощностью от 1 до 3 м. На диаграммах каротажа они выделяются повышенными значениями гамма-активности и кажущихся сопротивлений. В глинистых алевролитах установлены единичные остракоды, свидетельствующие о бассейновых условиях осадконакопления. Данный уровень может быть использован в качестве регионального маркирующего горизонта для корреляции разрезов отло-

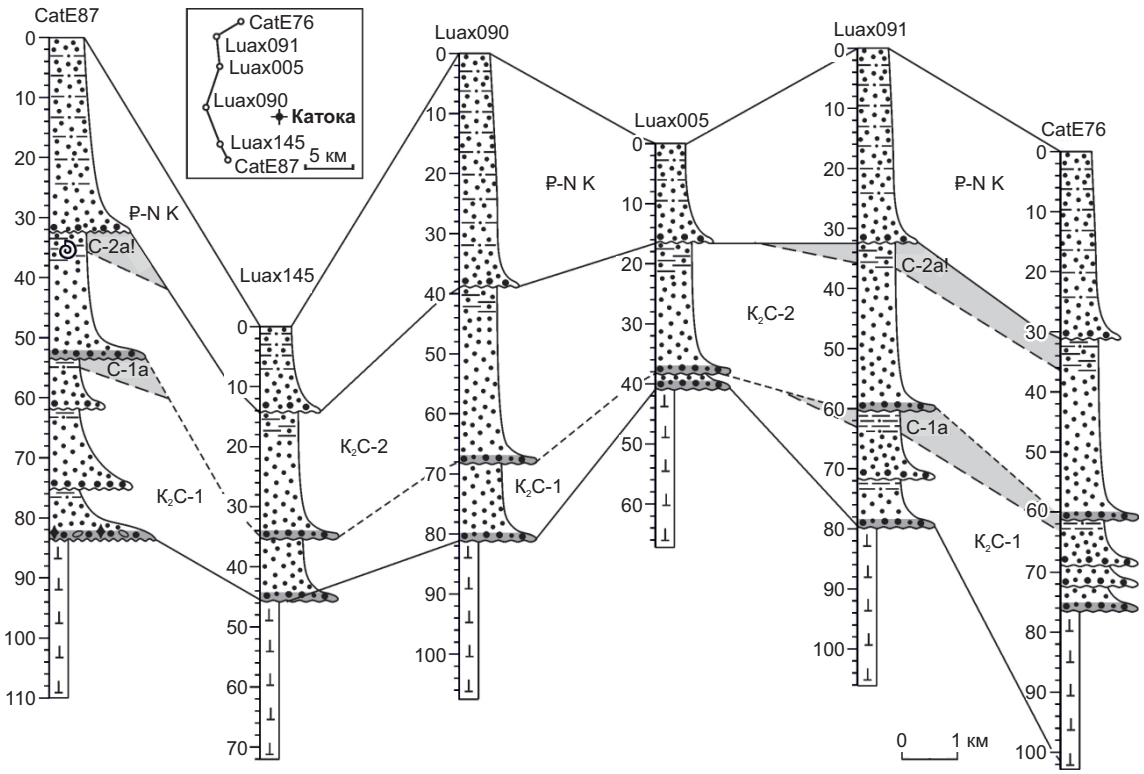


Рис. 4. СХЕМА КОРРЕЛЯЦИИ ТЕРРИГЕННЫХ КОЛЛЕКТОРОВ АЛМАЗОВ ФОРМАЦИИ КАЛОНДА И ГРУППЫ КАЛАХАРИ:

усл. обозн. см. рис. 3

жений и реконструкций древнего рельефа в пределах отдельных локальных площадей.

В верхней части разреза отложений формации Калонда отмечаются горизонты мощностью 0,5–1,0 м, представленные образованиями латеритной коры выветривания, которая сложена глинами, насыщенными Fe-Mn оолитоподобными стяжениями.

Таким образом, формация Калонда является циклитом II порядка, состоящим из двух циклитов I порядка. В основании циклитов преобладают русловые аллювиальные фации, залегающие в днищах древних речных долин. Вверх по разрезам циклитов они сменяются делювиальными отложениями и образованиями аллювиальных равнин – чередующимися русловыми, пойменными, старичными и озёрными фациями.

До самого последнего времени органических остатков в отложениях формации Калонда в пределах Северо-Восточной Анголы не было найдено. Нами в образованиях пакета C-1 обнаружена единичная пыльца cf. Cana sp. Отложения циклита C-2 содержат плохо сохранившиеся споры и пыльцу Polypodiaceae gen indet., Lygodium sp. и Tricolpites sp. Растительные остатки и находки остракод не позволяют уточнить возраст формации, но указывают на то, что формирование отложений происходило в пределах выположенной суши в условиях жаркого, переменно-влажного тропического климата. В определённые этапы, совпадающие с заключительными фазами формирования циклитов I порядка, на территории были широко распространены обстановки континентальных бассейнов.

В пределах Северо-Восточной Анголы группа Калахари представлена единым циклитом I порядка (см. рис. 3). В основании разреза наблюдаются брекчии с халцедоном и фрагментами латеритов, иногда базальные конгломераты и гравийники мощностью до 2 м. Крупнообломочный материал состоит из более древних подстилающих образований. Вверх по разрезу залегают полевошпат-кварцевые песчаники, сменяющиеся преимущественно кварцевыми разнозернистыми песчаниками с градационной или перекрёстной слоистостью. В верхней части толщи разви-

ты глинистые песчаники, слабо литифицированные, рыхлые. В песчаниках зафиксированы следы эолового и флювиального переноса, хотя генезис отложений в целом проблематичен. На южном склоне синеклизы Конго нижняя часть свиты, сложенная пролювиальными конгломератами, алмазоносна.

Выявлены редкие растительные остатки – споры и пыльца cf. Lycopodiumsporites, cf. Triletes sp., cf. Oleaceae gen. indet., cf. Tiliaceae gen. indet., cf. Triporites sp., Leotriletes sp., cf. Osmundaceae sp., Polaceae gen. indet., Tricolpites sp., cf. Tricolpites sp., cE Aquilapollenites sp., cf. Ericaceae, Pinus sp.

Отложения группы Калахари перекрыты четвертичными эоловыми, аллювиальными, озёрными, элювиально-делювиальными и другими отложениями.

Таким образом, в разрезе терригенных коллекторов формации Калонда и группы Калахари выделены циклиты I порядка (пакеты), являющиеся литолого-стратиграфическими подразделениями наименьшего ранга и маркирующие горизонты С-1а и С-2а! В регрессивные фазы осадконакопления, при понижениях базиса эрозии, формировались аллювиальные и делювиальные ореолы рассеяния ИМК и русловые россыпи алмазов. Базальные галечники формации Калонда вмещают россыпи со средним содержанием алмазов 0,3 кар/м^3. Русловые аллювиальные ореолы рассеяния ИМК установлены также в грубообломочных отложениях, залегающих в основании пакета С-2, в средней части разреза формации. Алмазы здесь встречаются, но в незначительных концентрациях. В базальном горизонте (до 0,5 м) группы Калахари в пролювиальных образованиях их содержание местами достигает 0,1 кар/м^3.

Опускания территории и повышение базиса эрозии приводили к преобладанию континентальных мелководных бассейнов, в которых накапливались глинисто-алевритовые слои, слагающие маркирующие горизонты толщи Калонда. Их образование относится к завершающим этапам формирования циклитов С-1 и С-2.

Минеральный состав песчаной и глинистой фракций мезозойских и кайнозойских отложений изучен по керну поисковых скважин, пробуренных Горно-Рудным Обществом «Катока». Тяжёлая фракция песков представлена магнетит-ильменит-гематитовой ассоциацией, составляющей 80–95% массы фракции (рис. 5, *а*). Содержание гематита в подавляющем большинстве случаев превышает 30–40%. В разрезах отложений формации Калонда его концентрация всегда выше (до 95%), чем в образованиях толщи Калахари (не более 50%). Характерны высокие значения коэффициента устойчивости, по А.П.Сигову [3], что обусловлено резким преобладанием устойчивых к химическому выветриванию минералов, представленных ставролитом (первые %) над неустойчивыми.

Среди минералов лёгкой фракции преобладает кварц, содержание которого чаще всего превышает 80–90% (см. рис. 5, *б*). Среди неустойчивых в количестве первых процентов или редких знаков встречаются полевые шпаты и мусковит. Коэффициент мономинеральности, по В.П.Казаринову [1, 2], чаще всего составляет сотни, редко – первые десятки единиц.

На фоне общих особенностей минерального состава песчаной фракции терригенных коллекторов южного склона синеклизы Конго отмечаются и характерные, свойственные циклитам различного порядка.

Нижний пакет формации Калонда (С-1) отличается присутствием и высоким содержанием (до 41%) гидроксидов марганца, которые поступали за счёт размыва подстилающих выветрелых пород и образований коры выветривания. В вышележащих отложениях пакета С-2 и в группе Калахари они полностью отсутствуют. Среди минералов лёгкой фракции в отложениях пакета С-1 повышено, по сравнению с перекрывающими образованиями пакета С-2, количество ожелезнённого кварца (до 40%) и халцедона (до 18%). В породах нижнего циклита формации Калонда присутствует каолинит (до 30%).

Особенностью верхней части разреза отложений, слагающих пакет С-2, является увеличение доли ильменита до 30–35% и гидроксидов железа (до 50% и более) за счёт сокращения содержаний гематита до 10–40%. Наличие гидроксидов железа свидетельствует о процессах выветривания пород верхней части разреза формации Калонда после завершения её формирования, но до начала образования палеоген-неогеновой толщи.

В составе тяжёлой фракции отложений группы Калахари увеличивается количество гидроксидов железа, а в низах разреза повышается содержание ильменита (40–50%). Лёгкая фракция имеет существенно кварцевый состав. Содержание оже-

Рис. 5. МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ТЯЖЁЛОЙ (*а*) И ЛЁГКОЙ (*б*) ФРАКЦИЙ ПЕСЧАНОЙ СОСТАВЛЯЮЩЕЙ (0,1–0,05 мм) МЕЗОЗОЙСКИХ И КАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ФОРМАЦИИ КАЛОНДА И ГРУППЫ КАЛАХАРИ В РАЗРЕЗЕ ПО СКВ. CATE87 (поле Катока):

усл. обозн. см. рис. 3

лезнённых зёрен кварца достигает в отдельных образцах 20–25%, что отличает отложения группы Калахари от отложений пакета С-2.

Ряд особенностей намечается в распределении глинистых минералов в разрезах мезозойских и кайнозойских терригенных коллекторов алмазов

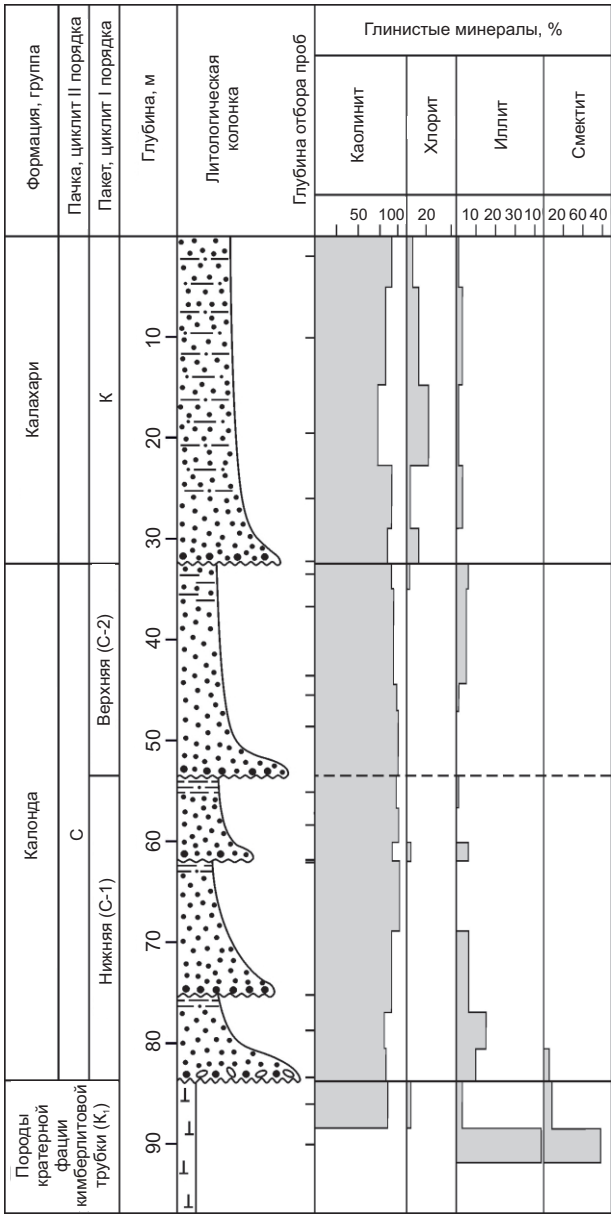


Рис. 6. МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ГЛИН (<0,001 мм) МЕЗОЗОЙСКИХ И КАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ФОРМАЦИИ КАЛОНДА И ГРУППЫ КАЛАХАРИ В РАЗРЕЗЕ ПО СКВ. CATE87 (поле Катока):

усл. обозн. см. рис. 3

(рис. 6). Отложения пакетов С-1 и С-2 формации Калонда отличаются повышенным (~90%) содержанием каолинита при подчинённой роли хлорита и гидрослюды. Кроме того, в разрезах отложений нижнего пакета наблюдается большое количество каолинитовых «окатышей». В образованиях пакета С-2 они, как правило, отсутствуют. Характерно присутствие хлорита в единичных пробах в количестве, не превышающем 5%. Повышенное содержание минералов группы монтмориллонита (смектита) в основании формации Калонда может служить признаком близости трубок, для которых характерно наличие сапонита (см. рис. 6). Глинистая фракция отложений группы Калахари выделяется максимальным содержанием хлорита (до 20–25%) и сокращением доли каолинита по сравнению с нижележащими образованиями.

Приведённые данные об особенностях минерального состава терригенных коллекторов формаций Калонда и Калахари позволяют заключить, что после внедрения кимберлитов в раннемеловое время территория южного склона синеклизы Конго подвергалась процессам химического выветривания. В условиях жаркого, переменно-влажного климата формировались каолинитовые коры выветривания. Поверхность кимберлитовмещающего цоколя представляла собой предельно выположенную денудационную равнину. Относительные превышения ранне-позднемелового рельефа составляли первые десятки метров. Ко времени завершения формирования циклита С-1 на большей части территории породы цоколя оказались в погребённом состоянии, а кимберлиты были выведены из области денудации. Анализ данных минерального состава терригенных коллекторов показывает, что источниками обломочного материала являлись породы, развитые в пределах ближнего геологического окружения. Россыпи алмазов, приуроченные к отложениям формации Калонда, удалены от коренных источников на относительно небольшие расстояния.

На основе изучения алмазоносных мезозойских и кайнозойских отложений Северо-Восточной Анголы можно сделать следующие выводы.

1. В разрезах выделены циклиты различных порядков, которые уверенно коррелируются на площади.

2. Установлены «продуктивные» литолого-стратиграфические уровни локализации континентальных ореолов рассеяния и россыпей алмазов, об-

разовавшихся в регрессивные фазы осадконакопления.

3. В разрезах отложений формации Калонда выявлены и прослежены маркирующие горизонты, которые можно использовать для палеогеоморфологических и палеогеографических реконструкций «продуктивных эпох».

4. Особенности составов лёгкой и тяжёлой фракций песков и составы глин – дополнительный инструмент корреляции толщ.

5. Наличие повышенных содержаний сапонита в отложениях формации Калонда служит признаком близости кимберлитового тела.

6. Полученные результаты целесообразно использовать при поисках погребённых россыпных и коренных месторождений алмазов на территории Северо-Восточной Анголы и сопредельных площадях.

Автор выражает искреннюю благодарность за помощь и поддержку в проведении исследований Государственному секретарю Анголы по Горному делу г-ну Мигелю Паулину, руководителю государственной компании Анголы ЭНДИАМА г-ну Карлосу Сумбуле, руководителю Департамента геологии г-же Ане Фейжо, а также за предоставленный доступ к разрезам по скважинам, обнажениям в карьерах, содействие в работе руководителям и специалистам Горно-Рудного Общества «Катока» (д-р Ганга, Сергей Амелин, Антонио Гальяну, Феликс Тунга, Франциишко Жоао, Владимир Первов, Сергей Сомов и др.), специалистам компании Кванго Эксплорейшн (Стюарт Селлс, Майк Вейр), геологам компаний Луминаш, Сомилуана, Калонда и др.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Выветривание* и литогенез / В.П.Казаринов, В.И.Гратов, Т.И.Гурова и др. – М.: Недра, 1969.
2. *Казаринов В.П.* Мезозойские и кайнозойские отложения Западной Сибири. – М.: Гостоптехиздат, 1958.
3. *Сигов А.П.* К вопросу применения промышленного прогноза по терригенным компонентам // Разведка и охрана недр. 1956. № 10. С. 14–22.
4. *Устинов В.Н.* Методы палеогеографических исследований при прогнозировании и поисках погребенных месторождений алмазов // Руды и металлы. 2008. № 5. С. 27–40.
5. *Устинов В.Н.* Терригенные коллекторы алмазов Сибирской, Восточно-Европейской и Африканской платформ. – СПб.: Недра, 2015.
6. *Jelsma H., Barnett W., Richards S., Lister G.* Tectonic setting of kimberlites // Lithos. 2009. Vol. 112S. P. 155–165.
7. *Trace-element* geochemistry and U-Pb dating of perovskite in kimberlites of the Lunda Norte province (NE Angola): Petrogenetic and tectonic implications / M.Castillo-Oliver, S.Gall, J.C.Melgarejo et al. // Chemical geology. 2016. Vol. 426. P. 118–134.
8. *U-Pb SHRIMP* geochronology of zircon from the Catoca kimberlite, Angola: Implications for diamond exploration / S.E.Robles-Cruz, M.Escayola, S.Jackson et al. // Chemical geology. 2012. Vol. 310–311. P. 137–147.

LITHOLOGICAL-STRATIGRAPHIC DISSECTION AND MINERAL COMPOSITION OF MESOZOIC AND CENOZOIC DIAMOND-BEARING ROCKS OF THE NORTH-EASTERN ANGOLA

V.N.Ustinov (TsNIGRI)

Based on detailed lithological and stratigraphic dissection of terrigenous diamond-bearing rocks of Kalonda Formation and Kalahari Group using facial-cyclic analysis technique, a complex of paleontological methods, data on mineral composition of sandy and clayey fractions 1st order cyclites traced throughout North Eastern Angola were identified in strata. Kalonda Formation section is represented by two cyclites (C-1 and C-2), one cyclcite (K) was found in Kalahari strata. Local and regional marker horizons (C-1a and C-2a!) are defined and can be used for paleogeographic reconstructions. Analysis of data on terrigenous rocks mineral composition shows that sources of clastic material were developed within nearby geological environment. This conclusion suggests that diamond placers in Kalonda Formation are relatively proximate to primary sources. The obtained results should be used in prospecting for buried diamond deposits in the Republic of Angola.

Keywords: terrigenous diamond-bearing rocks, strata, cyclite, mineral composition, Angola.

ГЛУБИННЫЕ ОСОБЕННОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ЗОЛОТОРУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ УЛЬИНСКОЙ ВПАДИНЫ

Выполнена качественная и количественная интерпретация данных гравитационного и магнитного полей с помощью пакета «КОСКАД-3D» для Ульинской впадины и её обрамления. Построена плотностная 3D модель литосферы региона, созданы петроплотностная и петромагнитная карты, что позволило получить новую информацию о петрофизических особенностях и глубинном строении указанной территории. Проведённые исследования дали возможность проследить связь золотого оруденения с разноуровневыми разрывными структурами и литосферными неоднородностями, выделить на их основе перспективные участки для дальнейших прогнозно-поисковых работ.

Ключевые слова: литосфера, земная кора, гравитационное поле, вулкано-тектоническая структура, разлом, золоторудная минерализация.

Изученная охотоморская окраина континента преимущественно охватывает Ульинскую вулкано-тектоническую структуру (ВТС) Охотско-Чукотского вулканического пояса (ОЧВП), наложенную на Охотский массив и прилегающие территории. Почти за два века геологического исследования района выполнены металлогенические обобщения, созданы металлогенические и прогнозные карты [2, 4–6, 8, 10, 12, 18, 19], благодаря которым разработаны закономерности размещения месторождений рудного золота. Несмотря на это, многие металлогенические проблемы остаются не раскрытыми, особенно касающиеся областей источника и транзита рудно-магматических систем.

В экономическом отношении одна из важнейших проблем золоторудной геологии Охотского массива – расширение сырьевой базы Хаканджинского промышленного золоторудного узла, в том числе и за счёт объектов Ульинской вулканогенной впадины, в частности месторождений Гырбыканское, Чачика, Хоторчанское, Юровское и др.

В металлогеническом отношении территория относится к Охотско-Чукотской металлогенической провинции [2, 6, 12, 13], простирающейся в северо-западном направлении более чем на 3600 км и имеющей ширину 150–450 км. Граница провинции отвечает границам одноимённого вулкано-плутонического пояса, разбитого на девять вулканических зон. В пределах рассматриваемой площади выделяются Ульинская, фрагментарно Куйдусунская и Удская вулканические зоны. Рудоносность провинции связана с мезозойской металлогенической эпохой. Главной по продуктивности являются раннемеловая золоторудная и позднесеноманская золото-серебряная минерализация. В целом металлогеническая специализация провинции определяется как золото-серебро-олово-полиметаллическая.

Иволга
Екатерина Григорьевна
старший научный сотрудник
кандидат геолого-минералогических наук
ivolga@itig.as.khb.ru

Манилов
Юрий Феликсович
старший научный сотрудник
кандидат геолого-минералогических наук
ymanilov@itig.as.khb.ru

Гурович
Венера Гареевна
научный сотрудник
itig@itig.as.khb.ru

ФГБУН Институт тектоники и геофизики
им. Ю.А.Косыгина,
г. Хабаровск

УДК 553.411.078:551.24 (571.61/.64)
© Е.Г.Иволга, Ю.Ф.Манилов, В.Г.Гурович, 2017

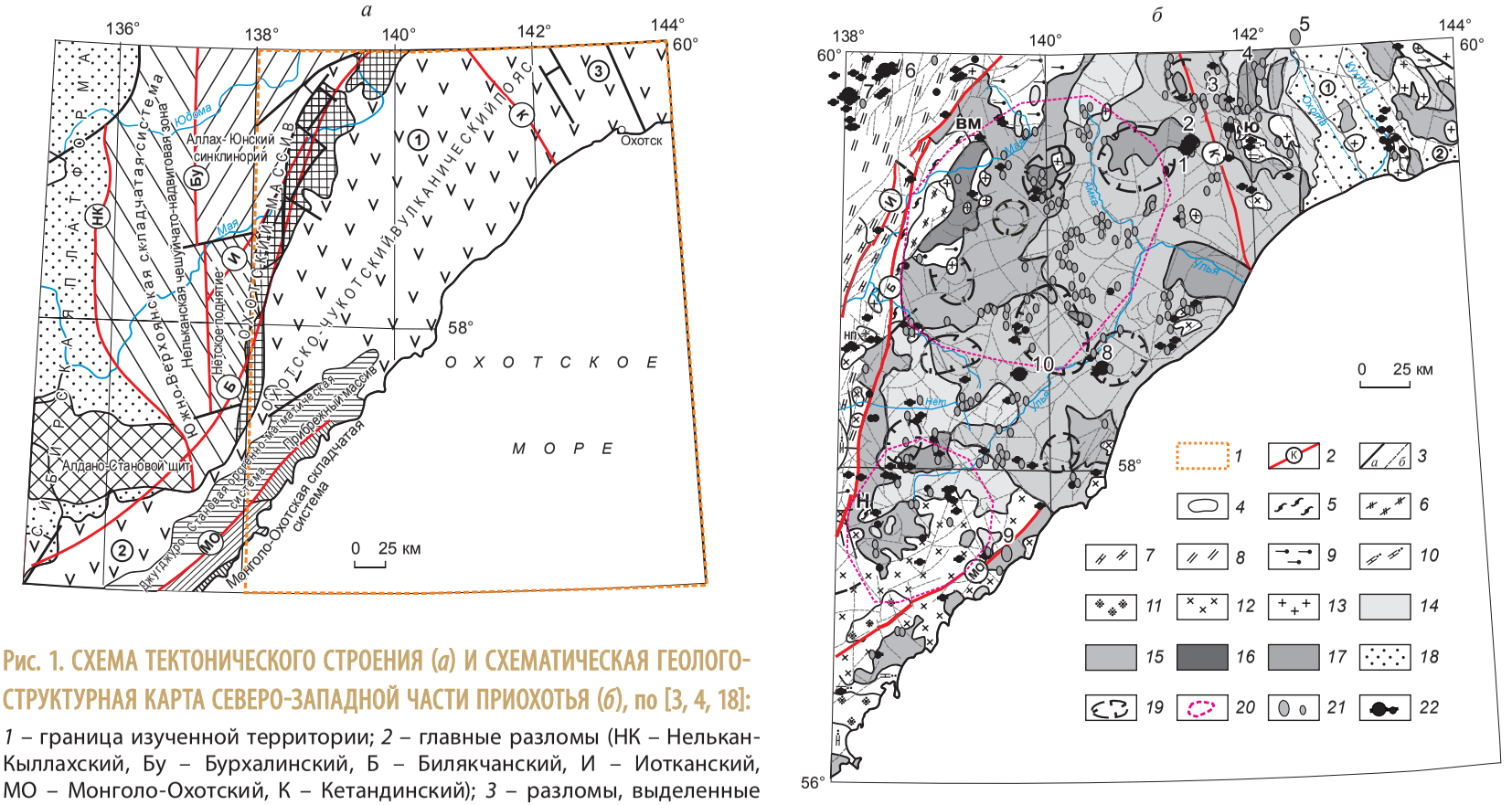


Рис. 1. СХЕМА ТЕКТОНИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ (*а*) И СХЕМАТИЧЕСКАЯ ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНАЯ КАРТА СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ПРИОХОТЬЯ (*б*), по [3, 4, 18]:

1 – граница изученной территории; *2* – главные разломы (НК – Нелькан-Кыллахский, Бу – Бурхалинский, Б – Билякчанский, И – Иотканский, МО – Монголо-Охотский, К – Кетандинский); *3* – разломы, выделенные на геологической карте м-ба 1:1 000 000 (*а* – основные, *б* – прочие); *4* – геологические границы разных тектонических структур и комплексов пород; образования Верхояно-Колымской складчатой области: *5* – выступы докембрийского кристаллического фундамента (ВМ – Верхнемайский, Н – Налбандинский, Ю – Юровский), *6* – нижнепротерозойские метаморфизованные осадочные и вулканогенно-осадочные породы, *7* – терригенно-карбонатные отложения позднего протерозоя, кембрия, ордовика, силура (PR_2–S) Нётского поднятия (НП), *8* – преимущественно терригенные образования (C_1–P_2) Аллах-Юнского синклинория, *9* – терригенные образования триаса, юры верхоянского комплекса; *10* – терригенно-карбонатные образования (PR_2–D) Аянского антиклинория Монголо-Охотской складчатой системы; *11* – гранитоиды раннемелового возраста удского комплекса (γ_1, $\gamma\delta K_1 u$); *12* – гранитоиды ранне-позднемелового возраста джугджурского комплекса (γ_1, $\gamma\delta K_{1-2} d$) – Прибрежный массив; *13* – гранитоиды позднемелового возраста (γK_2); вулканогенные образования Ульинского (1), Удского (2) межгорных прогибов и Охотско-Гусинского поднятия (3) (цифры в кружках на схеме): *14* – кислого, *15* – среднего, *16* – основного, *17* – смешанного составов; *18* – неоген-четвертичные отложения континентальных впадин: 1 – Охото-Кухтуйская, 2 – Мареканская (цифры в кружках на карте); *19* – вулкано-плутонические структуры; *20* – кольцевые морфоструктуры, выраженные в рельефе; месторождения и рудопроявления золота разных формаций: *21* – золото-серебряной (3 – Юрьевское, 4 – Чачика, 5 – Хаканджинское (выходит за пределы карты на севере), 9 – Тукчинское), *22* – золото-кварцевой (1 – Гербыканское, 2 – Хоторчанское, 6 – Лот, 7 – Огонёк, 8 – Колюклинское, 10 – Светлое)

Цель настоящих исследований – выявление особенностей глубинного структурного и геофизического контроля известных золоторудных объектов путём составления новой глубинной основы по петрофизическим и геофизическим данным и выделение перспективных площадей для дальнейших работ.

Согласно [1, 3, 4, 19], данная территория представляет собой сложный структурный узел, где сочленяются Верхояно-Колымская, Монголо-Охотская складчатые области, Джугджуро-Становая орогенно-магматическая система (Становая гранит-зеленокаменная область, по [17]), на которые и наложен ОЧВП (рис. 1, *а*, *б*). В геологическом отношении она достаточно детально изучена геологическими съёмками м-ба 1:1 000 000–1:200 000 и крупнее. В результате проведено фациальное расчленение вулканических образований разреза, выделена серия субвулканических построек, создана подробная карта разрывной тектоники [1, 3, 4].

Верхояно-Колымская складчатая область представлена Южно-Верхоянской складчатой системой и Охотским срединным массивом, граница между которыми проходит по близмеридиональной зоне Билякчанского глубинного разлома. Южно-Верхоянская складчатая система включает Нётское поднятие и Аллах-Юнский синклинорий (см. рис. 1, *а*). Сложена терригенными и терригенно-карбонатными отложениями позднего протерозоя и палеозоя.

Охотский срединный массив почти полностью перекрыт вулканитами Охотско-Чукотского пояса, лишь на западе раннепротерозойский кристаллический фундамент выведен на поверхность. В его составе также имеются небольшие выходы архейских метаморфических образований – Верхнемайское, Юровское, Налбандинское поднятия (см. рис. 1, *б*), которые по составу, фациям метаморфизма, степени гранитизации и характеру дислокаций практически не отличаются от метаморфического комплекса, слагающего фундамент Сибирской платформы. Нижнепротерозойские образования Билякчанской зоны представлены вулканогенно-терригенными формациями, метаморфизованными в зеленосланцевой фации, сопоставимыми с зеленокаменными троговыми комплексами западной части Алданского щита, прорваны многочисленными интрузиями мезозойских гранитоидов [3, 4].

Джугджуро-Становая орогенно-магматическая система ограничена Южно-Алданским (Предджугджурским) и Монголо-Охотским глубинными разломами, сложена исключительно магматическими образованиями. Наиболее крупный Прибрежный массив меловых гранитоидов представляет собой огромное сложно построенное трещинное тело длиной 200 км, шириной 70 км (см. рис. 1, *б*). В провисах кровли массива распространены меловые вулканические образования. Типичны разломы северо-восточного направления, параллельные Южно-Алданскому и Монголо-Охотскому разломам.

Монголо-Охотская складчатая система представлена Аянским антиклинорием (см. рис. 1, *а*), в строении которого участвуют верхнепротерозойские и палеозойские терригенно-карбонатные отложения общей мощностью 7,5 км, прорванные телами палеозойских габброидов и гранитов, мезозойских гранитоидов. Разрывные нарушения принадлежат к системе Монголо-Охотского разлома.

Охотско-Чукотский вулканический пояс является системой вулканических прогибов, сформировавшихся в субаэральных условиях и вытянутых в северо-восточном направлении. В пределах описываемой территории располагаются Ульинский (2) и северная часть Предджугджурского прогиба (1), разделённые Прибрежным поперечным поднятием. Общая протяжённость вулканитов на территории 370 км, максимальная ширина 150 км, мощность вулканогенных толщ 3,5 км. На крайнем востоке, в пределах Охото-Гусинского поперечного поднятия (3), широко распространены меловые гранитоиды (см. рис. 1, *а*).

В формационном отношении прогиб построен следующим образом [1, 19]. В основании вулканогенного разреза залегают нижнемеловые толщи преимущественно андезитового состава (учуликанская и ульбериканская свиты). Их перекрывают вулканогенные толщи смешанного состава (еманринская свита), слагающие центральные и юго-восточные его части. Выше по разрезу вулканиты емаринской свиты сменяются продуктами кислого и щелочного вулканизма (верхнеамкинская толща и тунумская свита). Завершают разрез ограниченно распространённые верхнемеловые – палеогеновые покровы базальтов (хакаринская свита). Широко развиты субвулканические и жерловые образования различного состава (см. рис. 1, *б*), слагающие некки, штоки, лакколитоподобные тела, экструзивные купола и дайки.

Вулканические комплексы включают немногочисленные гранитоидные интрузии валанжина – готериева (120 млн лет), апта – альба (114–104 млн лет).

Основное для Ульинской металлогенической зоны золото-серебряное оруденение возникло в позднесеноманскую металлогеническую стадию, парагенетически связано с интрузиями диорит-монцонит-гранодиоритовой формации и субвулканическими риодацитовыми телами (джугджурский, ульбейский, уракский комплексы), геохимически специализированными на Au, Cu, Pb, Zn, Bi, As, W. Здесь обнаружено более 211 проявлений золото-серебряной формации, в том числе три месторождения, 116 – золото-кварцевой и золото-сульфидно-кварцевой, в том числе четыре месторождения [10, 12].

Связь золотого оруденения с глубинными геофизическими и петрофизическими особенностями изучалась многими исследователями [7, 15, 16]. В качестве главных рудоконтролирующих факторов для ОЧВП выделяются [2, 5, 12, 18, 19]: глубинные и региональные разломы, зоны разуплотнения (гранитизации) литосферы, разнопорядковые интрузивно-купольные и депрессионные структуры. Важное значение имеют резкие изгибы простирания и сочленений отдельных структурных элементов, участки унаследованного наложенного развития от (раннемеловой) металлогенической стадии к позднемеловому оруденению в пределах одной металлогенической зоны. Об этом свидетельствуют условия локализации наиболее известных месторождений Чачикского, Юрьевского, Хоторчанского, Авлекит-Чичиканского рудных узлов [10, 12].

Методика настоящих исследований выбрана исходя из обозначенных факторов локализации оруденения. В первую очередь, она направлена на изучение глубинной структуры региона по апробированной ранее методике [11], во вторую – на выяснение приуроченности оруденения к петрофизическим и физическим неоднородностям. Для этого были построены и проанализированы схемы разрывной тектоники с учётом геологической (геологическое картирование), петрофизической (на основе созданных петрофизических карт), геофизической (на основе гравиметрических и магнитометрических данных) информации. В результате выделены разрывные нарушения, важные с позиций локализации оруденения.

Глубинные особенности размещения оруденения изучены посредством качественной и количественной обработки и интерпретации карт гравитационного и магнитного полей м-ба 1:2 500 000, созданных на основе съёмок м-ба 1:1 000 000–1:200 000, материалов профильных исследований ГСЗ. Основным инструментом обработки данных геопотенциальных полей явилась компьютерная технология «КОСКАД-3D», предназначенная для обработки трёхмерной цифровой геоинформации методами вероятностно-статистического анализа [14]. Функциональное наполнение комплекса «КОСКАД-3D» дало возможность на современном уровне провести спектрально-корреляционный и статистический анализы геолого-геофизических данных, выполнить 2D- и 3D-моделирование. Использованные в комплексе линейные оптимальные фильтры позволяют представить исходное поле набором составляющих с последовательным уменьшением доли низких частот. Разделение поля на составляющие с помощью указанных фильтров выполнялось методом скользящего окна. Радиус осреднения подбирался исходя из латеральных размеров образующих аномалию объектов. В результате построены карты низкочастотной, среднечастотной и высокочастотной составляющих потенциальных полей. По каждой карте строилась схема разрывной тектоники и анализировалось положение рудных объектов относительно выделенных неоднородностей. Кроме того, путём решения обратной задачи была построена плотностная 3D-модель территории, которая позволила рассмотреть положение рудных объектов относительно глубинных плотностных неоднородностей.

Петроплотностная и петромагнитные карты построены по оригинальной методике [7, 9]. Они дали возможность проанализировать связь оруденения с петрофизическими неоднородностями на площади, а также определить особенности разрывной тектоники верхней части земной коры.

Петрофизические характеристики пород вулканических комплексов авторами рассмотрены ранее [9]. Было установлено, что в целом вулканические образования отличаются повышенной намагниченностью, особенно субвулканические. Как показывает анализ карты магнитной восприимчивости (рис. 2, *А*), главная петромагнитная аномалия имеет северо-восточное простирание и совпадает с Ульинской ВТС. Пониженной магнитной восприимчивостью отличаются блоки северо-за-

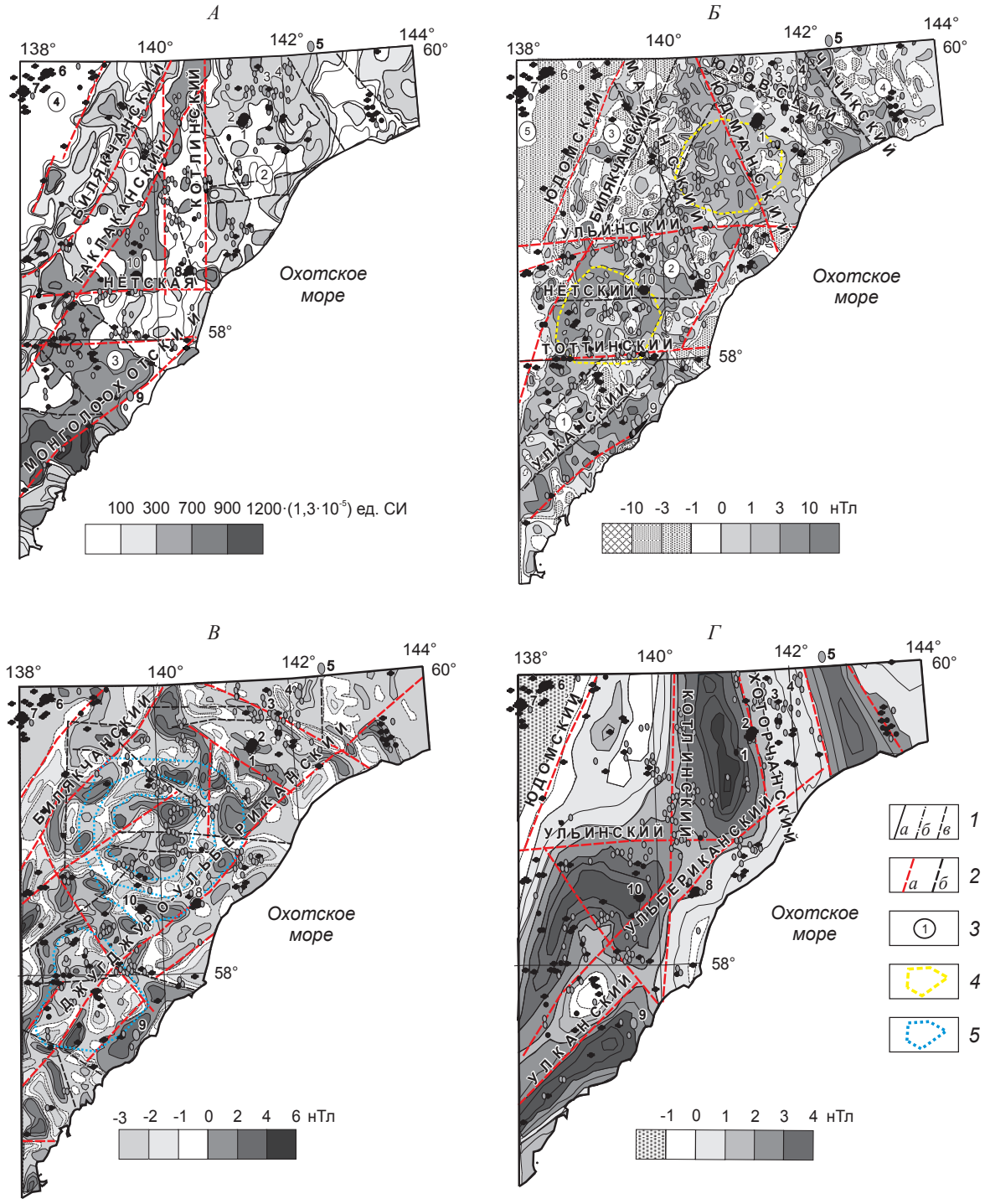


Рис. 2. ПОЛОЖЕНИЕ РУДНЫХ ОБЪЕКТОВ ОТНОСИТЕЛЬНО ПЕТРОМАГНИТНЫХ АНОМАЛИЙ И РАЗНОГЛУБИННЫХ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ МАГНИТНОГО ПОЛЯ (*А* – ПЕТРОМАГНИТНАЯ КАРТА, КАРТЫ МАГНИТНЫХ ПОЛЕЙ: НАБЛЮДЁННОГО (*Б*), СРЕДНЕЧАСТОТНОЙ (*В*), НИЗКОЧАСТОТНОЙ (*Г*) СОСТАВЛЯЮЩИХ):

1 – изолинии магнитной восприимчивости (*А*) магнитного поля (*Б–Г*): *а* – положительные, *б* – нулевые, *в* – отрицательные; *2* – разломы, выделенные по соответствующим картам (*а* – основные, *б* – прочие); *3* – разнотипные районы, выделяемые по соответствующим картам; *4* – кольцевые структуры положительного наблюдённого поля *(Б)*; *5* – кольцевая структура среднечастотной составляющей магнитного поля *(В)*; остальные усл. обозн. см. рис. 1

падного обрамления ВТС, соответствующие образованиям Аллах-Юнской структуры и Охотского массива, а на северо-востоке – образованиям наложенных Охото-Кухтуйской и Мароканской впадин меридиональной направленности. Ульинская ВТС по петромагнитным характеристикам неоднородна, в её пределах выделяются блоки разной интенсивности и направленности. Максимальной магнитной восприимчивостью обладает южный блок (3), ограниченный на севере широтной Нётской зоной и соответствующий Джугджуро-Становой магматической системе, с преимущественно субширотно-северо-восточной направленностью аномалий (см. рис. 2, *А*). Центральный блок (1), ограниченный Нётским на юге и Котлинским на востоке разломами, промежуточный по интенсивности, с меридиональной (южно-верхоянской) направленностью аномалий. Северо-восточный блок (2), включающий Юровский выступ древних пород, наименее намагниченный, имеет субширотно-субмеридиональную (центрально-азиатскую) направленность аномалий. Северо-восточная зона Таклаканского разлома, вероятно, является границей, отделяющей древние консолидированные структуры от Прибрежной области, подвергшейся процессам мезозойской активизации. По разлому происходит смена тренда направлений основных дизъюнктивов с северо-западного на северо-восточный. Анализ приуроченности объектов золотой минерализации показывает, что золото-серебряные объекты тяготеют к аномалиям магнитной восприимчивости (Ульинская ВТС), золотые и золото-кварцевые ассоциируются с немагнитными осадочно-метаморфогенными образованиями Охотского массива и Южно-Верхоянской складчатой системы (блок 4), а внутри ВТС – к участкам развития вулканогенных образований кислого или смешанного состава. Рудоконтролирующее значение имеют меридиональная Котлинская, широтные Нётская и Тоттинская, северо-восточная Монголо-Охотская разрывные системы.

Особенности связи золотого оруденения и аномалий наблюдённого магнитного поля территории видны на рис. 2, *Б*. В отличие от петромагнитной карта наблюдённого магнитного поля более дифференцирована по интенсивности (знакопеременное поле) и морфологии. В магнитном поле выделяются пять областей: южная (1) с сильно дифференцированным полем и аномалиями северо-восточной направленности; центральная (2), ограниченная широтными Тоттинским и Ульинским разломами, с преобладанием положительного магнитного поля и разнонаправленным характером аномалий; западная (3), ограниченная Ульинским, Юдманским и Юдомским разломами со знакопеременным полем и полосовым характером аномалий северо-восточной направленности; восточная (4) со знакопеременным полем и северо-западной направленностью локальных аномалий; северо-западная (5) с отрицательным полем и северо-восточной направленностью аномалий. В целом характер поля неплохо сочетается с картой магнитной восприимчивости и распространением породных комплексов (геологической картой), где аномалии положительного поля отвечают магматитам средне-основного состава, а отрицательные – осадочно-метаморфическим комплексам пород или магматитам кислого состава.

На среднечастотном уровне происходит более чёткое обособление локальных магнитных аномалий (рис. 3, *В*). В центральной части территории выделяется крупная кольцевая структура радиально-концентрической зональности с максимумом магнитного поля в центре и оторочкой магнитных аномалий по периферии, к которой приурочено значительное число рудных объектов в основном золото-серебряной минерализации. Полученный рисунок позволяет предположить возможность формирования гранитоидной купольной структуры на глубине, эрозионные окна которой образуют зону отрицательного магнитного поля. Другая на этом уровне кольцевая зональная структура обособляется на юге. Она значительно меньше по размерам, в центральной части имеет выходы средне-кислых экструзий и позднемеловых гранитов, перемежающихся далее по радиусу с покровными образованиям Ульинского прогиба. Особенность её рудной специализации – преобладание золото-кварцевого оруденения.

На низкочастотном уровне (см. рис. 2, *Г*) обе кольцевые структуры проявлены областями пониженного магнитного поля, что свидетельствует об их гранитоидном составе. Здесь также выделяются четыре крупные положительные аномалии магнитного поля, соответствующие различным блокам вулканоструктуры, которые являются элементами единой региональной аномалии, охватывающей поле развития вулканогенных образований. Рудные объекты размещаются по периферии ано-

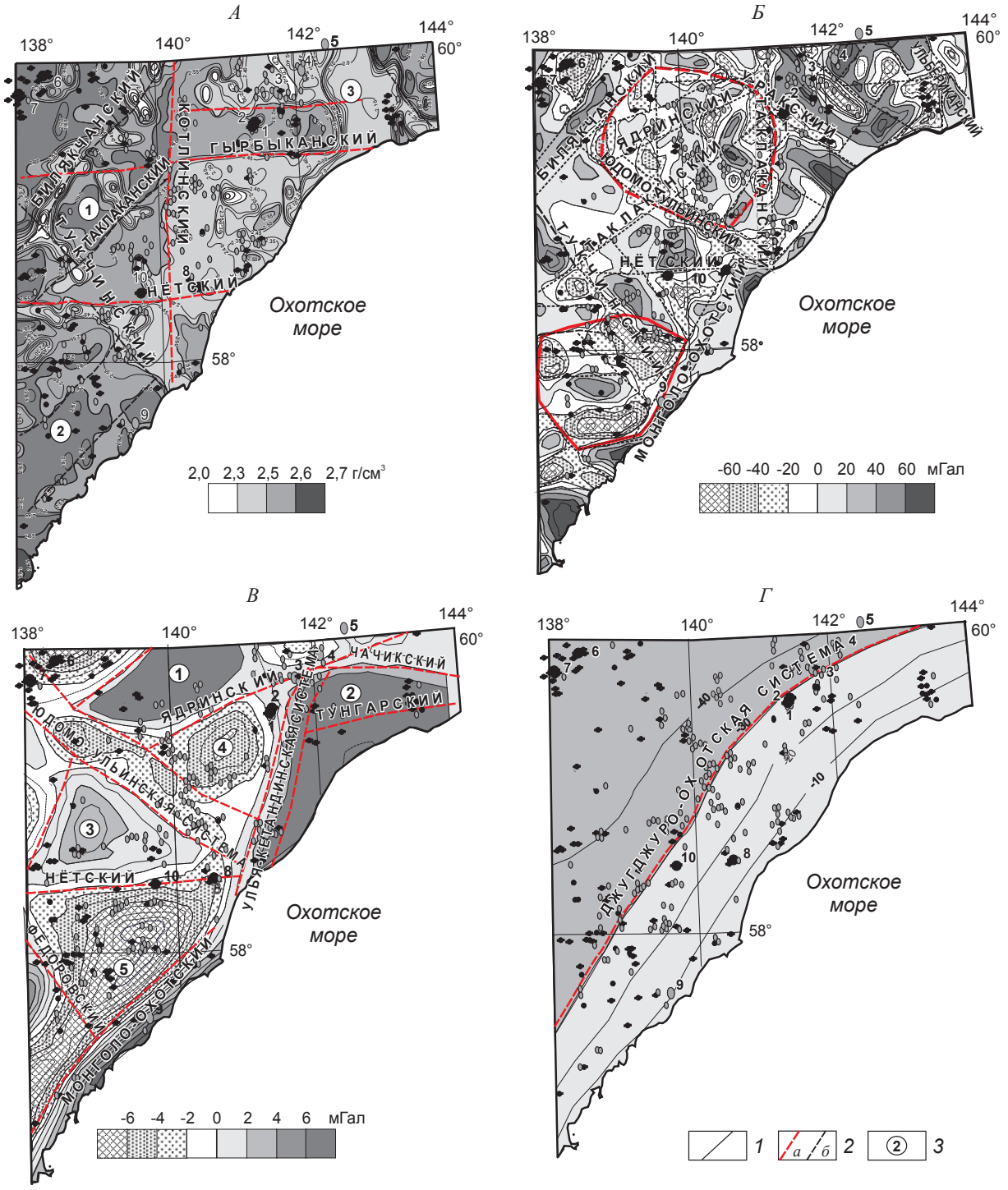


Рис. 3. ПОЛОЖЕНИЕ РУДНЫХ ОБЪЕКТОВ ОТНОСИТЕЛЬНО ПЕТРОПЛОТНОСТНЫХ АНОМАЛИЙ И РАЗНОГЛУБИННЫХ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛЯ (*А* – петроплотностная карта; карты-трансформанты гравитационного поля: *Б* – высокочастотной, *В* – среднечастотной, *Г* – низкочастотной составляющих):

1 – изолинии плотности (*А*) и гравитационного поля (*Б–Г*); *2* – разломы, выделенные по расчётным картам (*а* – основные, *б* – прочие); *3* – разнотипные районы, выделяемые по соответствующим картам; остальные усл. обозн. см. рис. 1

малий. Предполагаемая природа аномалий – область развития нижнемеловых средне-основных вулканических пород, центр которой соответствует магматическим глубинным палеоочагам. На карте наблюдённого поля (см. рис. 2, *Б*) две аномалии выражены в виде кольцевых структур – центральной и южной, которым на поверхности соответствуют субвулканические структуры основного и смешанного составов. Сеть разрывных нарушений на основе петромагнитной карты и регионального магнитного поля формируют в основном меридиональные и субширотные системы, а наблюдённого поля и поля среднечастотных аномалий – северо-восточные и северо-западные. Широтные разломы (Ульинский и Тоттинский) смещают северо-восточные, а меридиональная (Котлинская) система, наоборот, служит линией «столкновения» северо-восточных и северо-западных нарушений. Функция рудного контроля более характерна именно для северо-западных разломов. Наиболее ярко как рудоконтролирующие по рассмотренным материалам проявились Юрьевский, Матинский, Хоторчанский, Юдомский северо-западные разломы, меридиональная Котлинская система.

Представление о блоковой структуре изучаемой территории получено после обработки гравиметрической информации. Картину близ дневной поверхности отражает петроплотностная карта (см. рис. 3, *А*), имеющая достаточно сложную морфологию. Ульинский прогиб выразился северо-восточной направленностью плотностных неоднородностей и фрагментарно областью пониженной плотности на фоне крупной области высокой плотности. Это не противоречит пониманию её как наложенной структуры, отражённому в более ранних работах [1, 3, 4]. Меридиональным Котлинским разломом территория делится на два блока – западный и восточный. Для западного блока характерна повышенная плотность пород 2,50–2,70 г/см^3, для восточного – <2,50. Широтным Нётским разломом западный блок делится на два подблока: северный (1) и южный (2). Северный – преимущественно метаморфогенный, представлен породами Охотского массива и Южно-Верхоянской складчатой системы, более дифференцирован по плотности, в том числе и за счёт развития кайнозойских депрессионных структур пониженной плотности. Южный – преимущественно магматогенный, представлен породами Джугджуро-Становой системы, более выдержан по плотностным характеристикам. В пределах восточного блока (3), имеющего наиболее низкий уровень плотностей, выделяются несколько более мелких подблоков повышенной плотности. Среди них широтный Гырбыканский подблок, обусловленный выходами триасовых пород, вмещающих Юровский выступ Охотского массива, и подблок крайнего северо-востока площади, отвечающий породам Гусинско-Кухтуйского поднятия. Анализ положения рудных объектов в зависимости от локальных петроплотностных особенностей показывает, что прямой связи между ними не существует, карта плотности лишь отражает особенность породных комплексов. В то же время, объекты золотой и золото-кварцевой формаций тяготеют к региональным аномалиям повышенной плотности (осадочно-метаморфогенным образованиям), а золото-серебряной – к областям пониженной (вулканогенным образованиям). Более чётко в качестве рудоконтролирующих выделяются разрывные структуры: северо-западная Тукчинская и северо-восточная Белякчанская системы, а также широтные Гырбыканская и Нётская, меридиональная Котлинская.

Главная региональная закономерность изменения наблюдённого гравитационного поля для территории состоит в том, что его интенсивность уменьшается с юго-востока на северо-запад (от Охотского моря к Аллах-Юнскому синклинорию) и имеет обратный плотностному тренду характер. Логично считать, что региональные особенности гравитационного поля не объясняются приповерхностными плотностными характеристиками геологических блоков, а обусловлены более глубинными неоднородностями. Иная картина с локальными аномалиями. В большинстве случаев локальные аномалии гравитационного поля соответствуют локальным петроплотностным неоднородностям (приповерхностным породным комплексам). Разложение гравитационного поля на низкочастотную, среднечастотную и высокочастотную составляющие позволило установить площади преимущественно метаморфогенного и гранитизированного фундамента ВТС, выделить блоки разного состава пород внутри ВТС, ранжировать разрывные нарушения по глубине и значимости. Главной глубинной магмо- и рудоконтролирующей структурой мантийного заложения региона является Джугджуро-Охотская система (см. рис. 3, *Г*) между

изолиниями -20 и -30 мГал. Это граница разноградиентного поля и, соответственно, литосферы разного состава. Система, вероятно, продуцировала меловое магмообразование. Поскольку в нижней коре контролирует три структуры гранитизации, к ней приурочено около половины рудных объектов (см. рис. 3, *В*). Нётский разлом – важнейшая граница для нижней и средней коры, вдоль него территория делится по составу на преимущественно метаморфогенную в северной части и преимущественно гранитоидную в южной. Северная часть сложена тремя крупными метаморфическими блоками (1, 2, 3) и одним гранитизированным (4). Южная (5) – представляет собой практически полностью гранитизированную кору Джугджуро-Становой магматической системы, граничащую слева и справа с осадочно-метаморфогенными образованиями Верхояно-Колымского и Монголо-Охотского складчатых поясов. Каркас разрывных нарушений данного глубинного уровня образуют северо-восточные и северо-западные нарушения. Наиболее мощные из них Юдомо-Ульинская и Улья-Кетандинская системы разломов. Первая система – транзитная, распространена на запад в пределы Южно-Верхоянской системы нарушений и на восток в пределы Охотского моря, является магмопродуцирующей и рудоконтролирующей; вторая – блокоразделяющая и рудоконтролирующая. Аналогичные функции у Билякчанского, Ядринского и Монголо-Охотского разломов.

Характер плотностных неоднородностей верхнекорового уровня (см. рис. 3, *Б*) более сложный. На этом уровне не просматривается указанная выше блокировка и почти не отделяется северный блок от южного. На фоне гранитизированного фундамента (см. рис. 3, *В*) развиваются локальные структуры повышенной плотности, что, вероятно, обусловлено формированием субвулканических построек основного состава. Значительно усложняется картина разрывных структур. Более чётко проявляется ортогональная система нарушений, особенно меридиональная, диагональная – претерпевает существенные изменения. При этом усиливается роль как блокоразделяющих и рудоконтролирующих Таклаканского и Монголо-Охотского разломов (четыре месторождения контролируются Таклаканским и одно Монголо-Охотским). Наряду с линейными нарушениями, здесь выделяются две кольцевые структуры мозаичного строения – северная и южная, которые проявлены и в магнитном поле. Южная имеет более глубокий эрозионный срез, так как характеризуется более высоким уровнем разуплотнения и большей площадью выходов гранитоидов на поверхность. В целом наблюдается достаточно значимая связь объектов золото-серебряной минерализации с локальными положительными аномалиями гравитационного поля, обусловленными субвулканическими образованиями средне-основного состава. Золотая и золото-кварцевая минерализация связана с минимумами гравитационного поля, обусловленными интрузивными образованиями гранитоидного состава.

Полученные материалы демонстрируют значительную роль разноглубинных разрывных структур в формировании золоторудной минерализации. Это подтверждает и геологическое картирование м-ба 1:200 000. На картах видно, что большинство рудных объектов буквально «сидят» на разломах, но из-за очень густой сети разрывных нарушений их систематизация, касающаяся рудоконтроля, затруднена (см. рис. 1, *б*). В качестве основных рудоконтролирующих систем по магнитному полю выделяются: среднекоровые – Хоторчанская, Котлинская (меридиональные), Юдомо-Ульинская (северо-западная), Иникан-Юдманская (субширотная), Монголо-Охотская (северо-восточная); верхнекоровые – Тоттинская (субширотная), Юрьевская, Тукчинская (северо-западные), Улканская (северо-восточная); приповерхностная – Матинская (север–северо-западная). Главная рудоконтролирующая роль по гравитационному полю принадлежит Джугджуро-Охотской системе мантийного заложения, вдоль которой сосредоточены до 30% золоторудных проявлений золото-серебряной формации и три месторождения золото-кварцевой – Гырбыканское, Хоторчанское, Светлое. Максимальное число рудных обьектов северной области размещается в пределах треугольника, образованного Юдомо-Ульинской, Улья-Кетандинской и Ядринской системами разломов, которые являются одновременно глубинными границами интрузивно-купольной структуры гранитоидного состава (см. рис. 3, *В*). Южная область по линии среднекорового Тукчинского разлома (см. рис. 3) делится на два района: северный с распространением вулканитов и преимущественно золото-серебряным оруденением и южный с преимущественно золото-кварцевым.

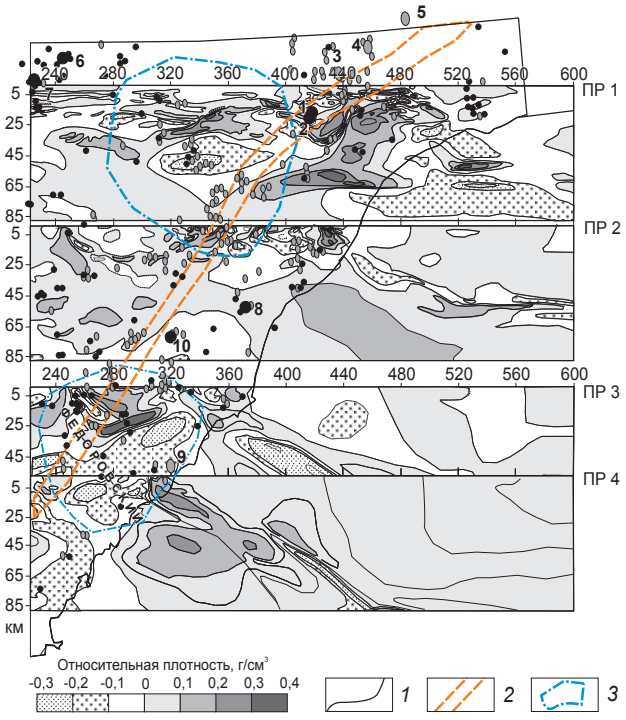


Рис. 4. ПОЛОЖЕНИЕ РУДНЫХ ОБЪЕКТОВ В ГЛУБИННОЙ ПЛОТНОСТНОЙ МОДЕЛИ:

1 – береговая линия; *2* – Джугджуро-Охотская система разломов; *3* – интрузивно-купольные структуры; остальные усл. обозн. см. рис. 1

Распределение плотностных неоднородностей в объёме приведено на плотностной модели территории (рис. 4). Вдоль береговой линии происходит воздымание более плотных охотоморских неоднородностей под континентальные, что свидетельствует о коллизионном характере их взаимоотношений. От линии «стыка» до Джугджуро-Охотской мантийной системы нарушений сформировалась область гранитизированной литосферы, с юга вплоть до Юдомо-Ульинской поперечной северо-западной системы. Далее на запад от Джугджуро-Охотской системы образуется более плотная литосфера. Несколько выбивается из общей картины профиль 1 (ПР 1): в пределах континента гранитизированная литосфера развита уже повсеместно, но здесь она осложнена более плотными локальными структурами. На рисунке видно, что золото-серебряное оруденение концентрируется вокруг мантийных нарушений Джугджуро-Охотской системы, в то время как золото-кварцевое рассредоточено по площади. Это свидетельствует о том, что золото-серебряное оруденение приурочено к вулканитам, особенно субвулканическим образованиям повышенной плотности, а золото-кварцевое имеет, вероятно, полигенный характер.

Связь золотого оруденения и выделенных петрофизических, геолого-геофизических неоднородностей и рудоконтролирующих разломов прослеживается на рис. 5. Золото-серебряное оруденение размещается в области развития вулканогенных образований среднего состава, тяготеющих к блокам гранитизированного фундамента. Подавляющая часть районов повышенной компактности рудных объектов приурочена к области региональных аномалий магнитного поля (см. рис. 2, *Г*). Аномалии дискордантны к блокам фундамента разного состава депрессионной структуры, что говорит о наложенном характере образований их составляющих. Вероятная вещественная природа таких аномалий – наиболее древние вулканиты основного состава и их глубинные магматические очаги, которые могли продуцировать в том числе и рудное вещество. Главная область распространения золото-серебряного оруденения оконтуривается кольцевой структурой корового уровня, выделенной по трансформациям магнитного поля в наиболее опущенной части Ульинской вулканической структуры в составе кольцевой морфоструктуры поверхности (см. рис. 1, *б*). Согласно построенной плотностной модели, на глубине ей соответствует мантийно-коровая структура синклинального типа пониженной плотности (см. рис. 4). В то же время, в перекрывающих вулканитах отмечаются высокоплотные образования, предположительно субвулканические постройки, к которым непосредственно тяготеет рудная минерализация. Группы рудных объектов к северо-востоку и юго-западу от Ульинской ВКС размещаются в блоках коры повышенной плотности, на севере – с антиклинальным типом структуры, на юге – с синклинальным.

Глубинной особенностью контроля рудных объектов золото-серебряной формации является их приуроченность к высокомагнитным и высокоплотным образованиям коры. На юге это близповерхностные вулканогенные образования на гранитоидном фундаменте, на севере – глубинная высокоплотная структура мантийного заложения (см. рис. 4, ПР 1) – мантийный диапир, в сфере влияния которого находится большое количество месторождений. На мантийном уровне (см. рис. 5, *Б*)

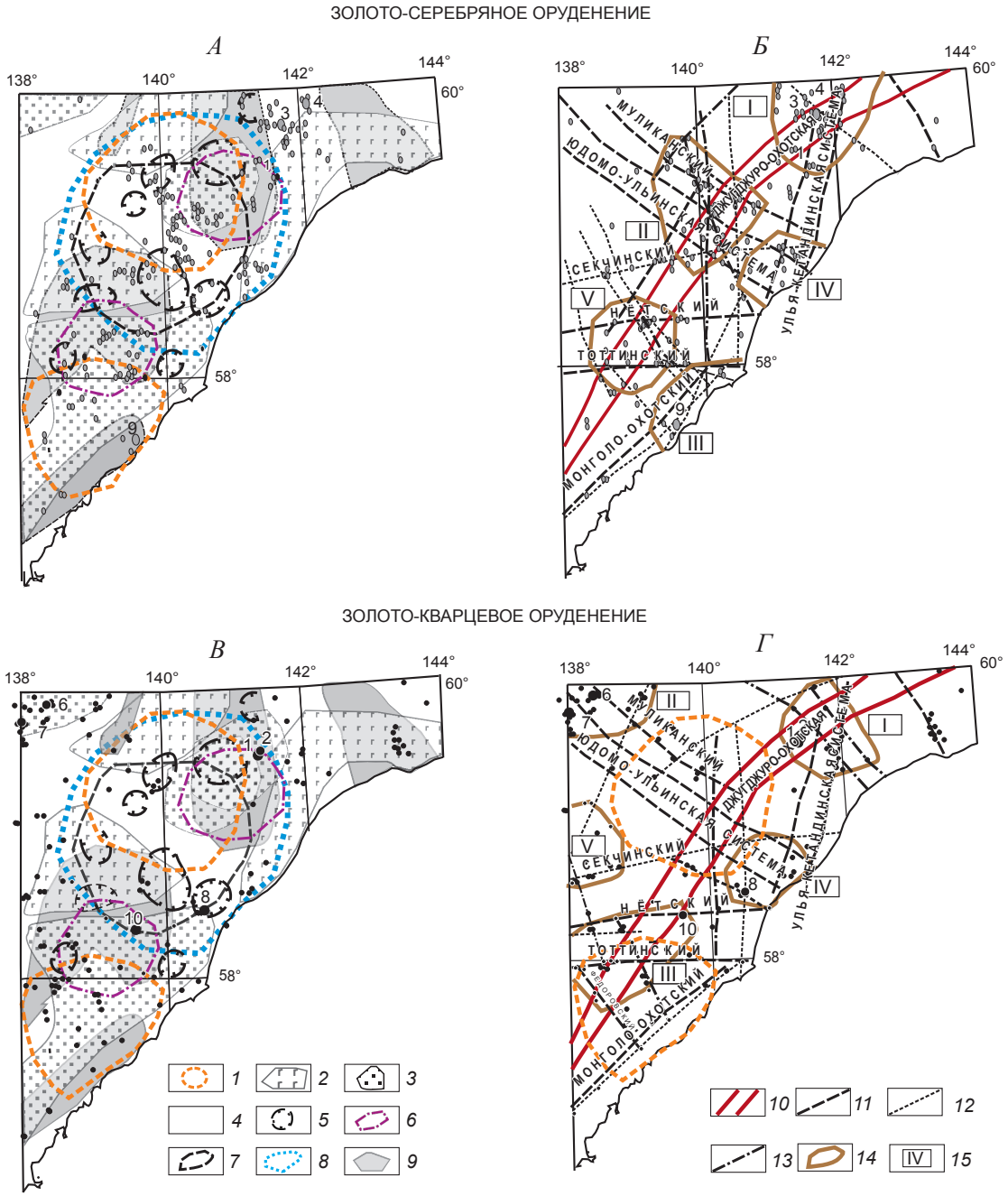


Рис. 5. ПРОГНОЗ ПЕРСПЕКТИВНЫХ ПЛОЩАДЕЙ НА ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНОЕ, ЗОЛОТО-КВАРЦЕВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ: *А, В* – ПОЛОЖЕНИЕ РУДНЫХ ОБЪЕКТОВ ОТНОСИТЕЛЬНО ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ, *Б, Г* – ГЛАВНЫЕ РУДОКОНТРОЛИРУЮЩИЕ РАЗРЫВНЫЕ СИСТЕМЫ:

1 – положение интрузивно-купольных структур, выделенных по гравитационному полю; состав верхней коры: *2* – не затронут гранитизацией, *3* – сильно гранитизированный, *4* – умеренно гранитизированный; *5* – вулкано-плутонические структуры; *6* – локальные положительные аномалии магнитного поля на поверхности (вулканиты основного состава); *7* – среднекоровая зонально-кольцевая структура, выделенная в магнитном поле; *8* – кольцевая структура, выделяемая в рельефе поверхности; *9* – положительные региональные магнитные аномалии (предположительно глубинные среднекоровые очаговые структуры); *10* – главная мантийная разломная система; разломные системы: *11* – коро-мантийного, *12* – среднекорового, *13* – верхнекорового уровней; *14* – перспективные участки золотого оруденения; *15* – номера перспективных участков (в порядке уменьшения перспективности)

объекты золото-серебряной формации приурочены к районам пересечения мантийной Джугджуро-Охотской системы разломов с секущими в основном коровыми северо-западными разломами, а в северной части ещё и с меридиональной системой разломов. С учётом указанных особенностей размещения рудных объектов нами выделены перспективные на золото-серебряное оруденение площади.

Особенность размещения золотого и золото-кварцевого оруденения несколько отличается от золото-серебряного. Объекты этой формации в основном находятся в блоках гранитизированной коры северной части площади. Они контролируются отдельными разломами или узлами пересечения, которые расположены по периметру интрузивно-купольной структуры. Хоторчанское, Гербыканское, Колюклинское месторождения, а возможно, и Светлое приурочены к субвулканическим постройкам на гранитоидном основании (см. рис. 5, *В*), выражены локальными положительными гравитационными аномалиями в пределах регионального гравитационного минимума. Месторождения золото-кварцевой формации Аллах-Юнской тектонической области Огонёк и Лот чётко контролируются локальным гравитационным минимумом (т.е. предполагаемой скрытой гранитоидной интрузией). Магнитные аномалии здесь отсутствуют, поскольку месторождения размещаются в немагнитных осадочно-метаморфических комплексах пород. Аналогичную позицию занимают рудопроявления золото-кварцевой формации Охотско-Гусинского поднятия, размещающиеся в блоке метаморфических пород. В верхней части коры они контролируются локальным гравитационным минимумом, но в отличие от Аллах-Юнской области приурочены к области региональной глубинной магнитной аномалии. Это свидетельствует о связи локализации рудного процесса со становлением субвулканической интрузии преимущественно гранитоидного состава. Рудные объекты южной части площади размещаются непосредственно над кольцевой интрузивно-купольной структурой.

Большинство месторождений и рудопроявлений как на севере, так и на юге тяготеют к региональным и локальным магнитным аномалиям, которые обусловлены вулканическими и субвулканическими образованиями повышенной намагниченности, в том числе гранитоидного состава, на что неоднократно указывали многие исследователи в пределах золоторудных месторождений [7–9, 15, 18, 19]. Для этого типа месторождений также важна разрывная тектоника, но она выражена менее чётко, поскольку меньше рудных объектов концентрируется вокруг Джугджуро-Становой орогенно-магматической системы. В целом рудные объекты находятся в областях повышенной плотности и узлах пересечения разнонаправленных разломов, а на юге и в отдельных разломах (широтных – Нётском и Тоттинском, северо-западных – Федоровском и Тукчинском, северо-восточных – Монголо-Охотском) (см. рис. 5, *Б*). Рудоперспективные площади данного типа оруденения связаны с узлами пересечения разнонаправленных разломов или отдельных разломов повышенной золотоносности в пределах областей гранитоидного фундамента, иногда сопровождаются аномалиями повышенной намагниченности.

С учётом указанных особенностей локализации распределение перспективных участков на площади для рассматриваемых формаций существенно разнится. Перспективные участки золото-серебряного оруденения вытянуты вдоль коровых разломных зон северо-западного и меридионального направлений на пересечении с Джугджуро-Охотской разрывной структурой мантийного заложения. Перспективные участки золото-кварцевого оруденения группируются вокруг структуры кольцевого типа в центральной части Ульинской впадины, имеющей гранитоидный фундамент (см. рис. 5, *В*).

Полученные материалы позволяют предположить следующий механизм формирования золотого оруденения региона. В результате мезозойских субдукционных процессов формируется прибрежная область гранитизированной коры (см. рис. 4). В пределах Джугджуро-Охотской магматической системы образуются две главные очаговые структуры, которые продуцируют в том числе и вулканогенные образования средне-кислого состава (см. рис. 3, 5). Дальнейшее их развитие происходит по разным сценариям. Эволюция северной части территории, контролируемой узлами пересечения региональных Джугджуро-Охотской и Юдомо-Ульинской систем нарушений, заканчивается обрушением вулканической постройки и образованием депрессионной структуры. Сопутствующее магматическому процессу образование раннемелового оруденения золото-кварцевой форма-

ции в центральной части впоследствии перекрывается толщей более молодых вулканитов. Рудные объекты данного типа сохраняются только в периферийных (приподнятых) частях депрессионной структуры.

Южная часть территории претерпевает устойчивое воздымание, при этом вулканогенные образования и сопровождающее их золото-кварцевое оруденение позднее были размыты в результате эрозии.

В позднемеловое – кайнозойское время в процессе коллизии Азиатской и Охотской плит начинается новый этап вулканизма, который сопровождается формированием золото-серебряного оруденения. Индикаторами этого процесса служат мантийные диапировые структуры.

Основные результаты. Созданные петрофизические карты могут использоваться не только для металлогенических целей, но и для геологического картирования, изучения структурных особенностей территории, служить основой геологической интерпретации геофизических данных.

Выделена сеть магмо- и рудопродуцирующих мантийно-коровых разломов. Наиболее значимые системы нарушений: мантийная Джугджуро-Охотская, мантийно-коровые Юдомо-Ульинская, Улья-Кетандинская, Нётская, коровые (выявленные по гравитационному и магнитному полям) Тоттинская, Секчинская, Муликанская.

Составленные по разным геолого-геофизическим и петрофизическим материалам карты разрывной тектоники позволяют ранжировать разрывные структуры по глубине заложения.

Посредством трансформаций гравитационного поля в пределах Ульинской ВТС выделены две интрузивно-купольные структуры гранитоидного состава, в разной степени эродированные (меньше – северная и больше – южная), контролирующие ареалы золоторудной минерализации с высокой долей золото-кварцевых объектов.

На основании полученных материалов и выявленных особенностей размещения рудных объектов в интрузивно-купольных структурах определены перспективные на золотое оруденение площади, отдельно для золото-серебряной и для золотой и золото-кварцевой формаций. Номера участков проставлены в порядке предполагаемой для прогноза значимости.

В заключение отметим следующее.

1. Полученная в результате моделирования плотностная структура литосферы позволяет предположить локализацию субстрата областей генерации рудных концентраций. Так, золото-кварцевое оруденение больше связано с процессами гранитизации земной коры, а золото-серебряное – с подъёмом высокоплотных мантийных масс, часто магнитных (субвулканов и мантийных диапиров).

2. Главные факторы рудоконтроля для золото-серебряного и золото-кварцевого оруденения отличаются: для золото-серебряного это преимущественно разноуровневые разломы, для золото-кварцевого – наличие локальных гравитационных минимумов (гранитоидных интрузий) и региональных гравитационных минимумов (гранитизированного фундамента).

3. Подавляющее большинство золоторудных объектов находятся в области пород повышенной намагниченности (за исключением Аллах-Юнской зоны и Охотско-Гусинского поднятия), что подтверждает их связь с вулканизмом. Четыре региональные аномалии магнитного поля контролируют 60% рудопроявлений и четыре из десяти месторождений золота.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Белый В.Ф.* Стратиграфия и структуры Охотско-Чукотского вулканического пояса. – М.: Наука, 1977.
2. *Геодинамика*, магматизм и металлогения Востока России: в 2-х кн. / Под ред. А.И.Ханчука. – Владивосток: Дальнаука, 2006.
3. *Геологическая* карта СССР. Лист О-(53)54 – Охотск. М-6 1:100 000 (Нов. серия). Объясн. записка / Отв. ред. А.Л.Ставцев. – Л.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1986.
4. *Геологическая* карта Хабаровского края масштаба 1:1 000 000 / Ред. А.Ф.Васькин, Г.В.Роганов. – Хабаровск: Хабаровскгеология, 2004.
5. *Горюнов В.И.* Закономерности размещения и перспективы золото-серебряного оруденения Ульинского прогиба Охотско-Чукотского вулканогенного пояса / Изв. вузов. Геология и разведка. 2003. № 5. С. 38–41.
6. *Горячев Н.А.* Удско-Мургальская магматическая дуга: геология, магматизм, металлогения // Проблемы металлогении рудных районов Северо-Востока России. Магадан, 2005. С. 17–38.
7. *Золотоносность* юга Дальнего Востока России и Северо-Восточного Китая / Н.П.Романовский, Ю.Ф.Ма-

лышев, Дуан Жуйянь и др. // Тихоокеанская геология. 2006. Т. 25. № 3–17.

8. *Иволга Е.Г.* Особенности строения литосферы золоторудных районов юга Дальнего Востока России и Северо-Восточного Китая // Руды и металлы. 2013. № 1. С. 13–24.
9. *Иволга Е.Г., Гурович В.Г., Романовский Н.П., Манилов Ю.Ф.* Петрофизические особенности тектонических структур Охотоморской зоны перехода континент – океан // Тихоокеанская геология. 2016. Т. 35. № 5. С. 39–53.
10. *Майборода А.А.* Золоторудный потенциал Охотского срединного массива // Горный информационно-аналитический бюллетень. 2005. Т. 12. № 3. С. 387–398.
11. *Манилов Ю.Ф.* Особенности глубинного строения юго-восточной части Аргуно-Мамынского массива (по геофизическим данным) // Тихоокеанская геология. 2010. Т. 29. № 6. С. 39–48.
12. *Металлогения* Дальнего Востока России / В.И.Сухов, Ю.И.Бакулин, Н.П.Лощак и др. – Хабаровск: ДВИМС, 2000.
13. *Моисеенко В.Г., Эйриш Л.В.* Золоторудные месторождения Востока России. – Владивосток: Дальнаука, 1996.
14. *Никитин А.А., Петров А.В.* Теоретические основы обработки геофизической информации: учебное пособие, 2-е изд. – М.: Центр информационных технологий в природопользовании, 2010.
15. *Романовский Н.П., Гурович В.Г., Иволга Е.Г.* Япономорская зона перехода континент – океан: петромагнитная характеристика и золотоносность // Отечественная геология. 2014. № 1. С. 62–70.
16. *Стогний Г.А.* Глубинное строение и рудоконтролирующие структуры Алдано-Становой и Верхояно-Черской золотоносных провинций: Автореф. дисс… д-ра геол.-минер. наук. – М., 2011.
17. *Тектоника*, глубинное строение, металлогения области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов. Объясн. записка к Тектонической карте м-ба 1:1 500 000 / Л.П.Карсаков, Чжао Чуньцзин, М.В.Горошко и др. – Владивосток, Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, Шэньян. ин-т геологии и минер. ресурсов, 2005.
18. *Хомич В.Г., Борискина Н.Г.* Региональные геолого-геофизические факторы размещения крупных золоторудных районов в южном обрамлении Сибирской платформы // Региональная геология и металлогения. 2010. № 42. С. 3–10.
19. *Эйриш Л.В.* О факторах генерации золоторудных систем Дальнего Востока // Геология рудных месторождений. 2009. Т. 51. № 3. С. 250–260.

DEEP-SEATED FEATURES OF ULYIN DEPRESSION'S GOLD MINERALIZATION LOCATION

E.G.Ivolga, Yu.F.Manilov, V.G.Gurovich (ITiG FEB RAS)

Qualitative and quantitative data interpretation of gravity and magnetic fields for Ulyin depression and its framing was performed using «KOSKAD-3D» software package. 3-D density model of the region's lithosphere was constructed, petrodensity and petromagnetic maps were compiled which permitted to obtain new information on petrophysical features and deep-seated structure of this territory. The studies made it possible to trace the relation of gold mineralization to offset structures and lithosphere nonuniformities of different level, pinpoint prospective areas for further forecasting-prospecting activities on their basis.

Keywords: lithosphere, Earth's crust, gravity field, volcanotectonic structure, fault, gold mineralization.

ОЦЕНКА ГЕОХИМИЧЕСКИХ АНОМАЛИЙ ЗОЛОТОРУДНЫХ ПОЛЕЙ НА ОСНОВЕ ПЕТРОГРАФО-МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ РУДНЫХ ОБЪЕКТОВ

Методика оценки геохимических аномалий основана на комплексном анализе околорудных метасоматических, минералогических и геохимических (элементных и ионных) ореолов как на эндогенном уровне, так и в зоне гипергенеза. Методика базируется на поисковых петрографо-минералого-геохимических моделях ожидаемых рудных объектов и разработанных на их основе комплексах поисково-оценочных критериев.

Ключевые слова: методика, рудный объект, петрографо-минералого-геохимические модели, геохимические аномалии.

На территории Российской Федерации в настоящее время обнаружено огромное число геохимических, минералого-геохимических и минералогических аномалий, провести массовую заверку которых горными выработками и скважинами не представляется возможным. В связи с этим проблема разбраковки, интерпретации и оценки аномалий без применения дорогостоящих работ весьма актуальна. В то же время, многие из установленных аномалий сопровождаются минеральными и породными новообразованиями, что существенно расширяет спектр индикаторов рудных объектов с охватом различных уровней организации вещества в виде околорудных метасоматических, минералогических и геохимических ореолов. Преимущество их комплексного исследования состоит в возможности суммирования «поисковых вкладов» указанных трёх независимых групп критериев с существенным повышением достоверности прогнозных оценок. Методика апробировалась на золоторудных объектах ведущих формационных типов Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, Центрально-Колымского региона, Северного и Восточного Казахстана, Узбекистана, Урала, Закарпатья и в ряде случаев способствовала выделению новых рудоносных площадей и вскрытию ранее неизвестных рудных тел [5].

Базисом рассматриваемой методики являются поисковые многофакторные петрографо-минералого-геохимические модели рудных объектов, ожидаемых на исследуемой площади. Модели разрабатываются на основе имеющихся эталонных месторождений, а в случае отсутствия таковых или при выходе на новые площади с учётом уже существующих обобщённых моделей формационных типов рудных объектов.

Модельные характеристики околорудных метасоматических ореолов – формационный тип, минеральный состав главных породообразующих ассоциаций, стадийность (этапность) формирования, латеральная и вертикальная зональность [2], особен-

УДК 550.84.09:553.411
© Коллектив авторов, 2017

**Чекваидзе
Виктор Борисович**
доктор геолого-минералогических наук
ведущий научный сотрудник
chekvaidze@rambler.ru

**Миляев
Сергей Анатольевич**
кандидат геолого-минералогических наук
ведущий научный сотрудник
sermil52@yandex.ru

**Исакович
Ирина Зигмундовна**
кандидат геолого-минералогических наук
старший научный сотрудник

**Конкин
Виктор Дмитриевич**
доктор геолого-минералогических наук
ведущий научный сотрудник
konkin@tsnigri.ru

**Донец
Александр Иванович**
доктор геолого-минералогических наук
ведущий научный сотрудник

ФГУП Центральный
научно-исследовательский
геологоразведочный институт
цветных и благородных металлов,
г. Москва

ности проявления объектов различных рангов и масштабов.

Ведущие параметры минералогических ореолов – минеральный состав, стадийность минералообразования, текстурно-структурные особенности минеральных агрегатов, кристалломорфологические особенности отдельных минералов, различные типоморфные характеристики минералов (цветовая гамма, вариации в содержании основных и второстепенных компонентов и др.) [1].

Модельные параметры эндогенных геохимических ореолов – геохимический спектр аномального поля, показатель формационной принадлежности, геохимические показатели вертикальной, латеральной и продольной зональности, количественные характеристики аномального геохимического поля (линейные, площадные, удельные продуктивности ореолов и др.) [4].

Составление комплексных моделей осуществляется по следующей общей схеме:

- составление опорных сечений по эталонному объекту с разноской всех видов минералого-геохимической информации;
- построение графической модели рудного объекта;
- составление сводных таблиц поисково-оценочных критериев.

Выведение эндогенных индикаторов в зону гипергенеза при модельных построениях осуществляется путём изучения сопряжённых профилей, включающих детально откартированные и опробованные (по канавам, скважинам и т.д.) эндогенные минералого-геохимические ореолы и располагающиеся непосредственно над ними профили опробования рыхлых образований по выработкам или поверхности.

В зоне гипергенеза околорудные метасоматические и минералогические ореолы выявляются и изучаются путём исследования обломочной фракции (1–3 мм) проб из рыхлых образований. Брикеты-шлифы и брикеты-аншлифы, включающие не менее 10 обломков пород (обычно 20–30), с высокой достоверностью фиксируют нижележащие зоны метасоматитов и минералогических ореолов при мощности элювио-делювия до 6–8 м [5].

При поисковых работах в зоне гипергенеза весьма перспективен ионно-потенциометрический метод, основанный на использовании ионно-селективных электродов [4], позволяющих в водных вытяжках почвенных проб определять широкий круг ионов – NH_4^+, K^+, Na^+, Ca^{2+}, NO_{3-}, J^-, Cl^-, SO_4^{2-} и др., а также потенциалы pH и Eh. Метод характеризуется дешевизной, высокой экспрессностью (до 100–120 проб за смену), возможностью получать данные непосредственно в полевых условиях. В результате проведённых исследований установлены устойчивые связи определённых групп ионов и потенциалов с определёнными типами золоторудных объектов [3]. Так, для золото-кварцевых и золото-сульфидных объектов в углеродистых терригенных толщах наиболее характерны аномалии pH/Eh, для вулканогенных золото-серебряных месторождений – аномалии NH_4^+, для объектов золото-сульфидно-кварцевой формации в интрузивных и метаморфических породах – K^+, Na^+, NH_4^+, причём положение рудных тел наиболее отчётливо определяется с помощью мультипликативного показателя $(K^+ \cdot NH_4^+)/Na^+$.

Особое значение ионно-потенциометрический метод имеет при поисках в закрытых районах при большой мощности рыхлого (в том числе аллохтонного) чехла, когда минералогические методы оказываются не эффективными. В некоторых случаях ионно-потенциометрические ореолы оконтуривают с поверхности рудные тела в близком соответствии с данными по первичным и вторичным геохимическим ореолам. Эти и другие данные позволяют в определённых условиях разбраковывать геохимические аномалии и участки рудопроявлений на основе только ионно-потенциометрических съёмок (без проведения минералого-геохимического опробования).

Примером применения комплексной петрографо-минералого-геохимической методики при крупномасштабных поисковых работах являются результаты минералого-геохимической съёмки на участке Купольный в восточной части Наталкинского рудного поля (Центрально-Колымский район). Участок был выделен нами в процессе мелкомасштабных работ по появлению в единичных пробах с поверхности аномальных содержаний рудных элементов в сочетании с наличием обломков альбитовых метасоматитов [5]. На его площади была проведена ионно-потенциометрическая съёмка м-ба 1:10 000; непосредственно в поле получены результаты, позволившие по контуру показателя pH/Eh определить границы потенциально рудоносной площади. Последующее использование полного комплекса методов дало возможность наметить перспективные на обнаружение

рудных тел наталкинского типа аномальные зоны и представить обоснование для буровых работ. Пробуренными скважинами на участке Купольный вскрыто промышленное оруденение, вовлечённое в настоящее время в эксплуатацию.

Обращаясь к характеристике работ по интерпретации и оценке геохимических аномалий, необходимо отметить, что рассматриваемая методика предполагает как последовательное укрупнение масштаба поисковых работ на аномалиях (от 1:50 000 к 1:10 000 и крупнее), так и разбраковку аномалий, выявленных при различных крупномасштабных съёмках по вторичным и первичным ореолам.

В заключение перечислим преимущества рассматриваемой комплексной методики по сравнению с традиционными приёмами разбраковки геохимических аномалий [6]:

- повышение достоверности прогнозных оценок за счёт суммирования данных, полученных различными методами;
- возможность взаимопроверки результатов, полученных при использовании четырёх независимых групп критериев, относящихся соответственно к породному, минеральному, элементному и ионному уровням организации вещества;
- возможность опережающей оценки аномальной площади непосредственно в поле путём использования ионно-потенциометрического метода. Последний эффективен и в условиях закрытых территорий с развитием резко ослабленных наложенных ореолов рассеяния;
- возможность эффективной отбраковки ландшафтных, техногенных и «ложных» геохимических аномалий, для которых не характерны вторичные метасоматические и минералогические ореолы.

Предлагаемая методика, а также составляющие её элементы относительно просты и не требуют сложной аппаратуры или дорогостоящих анализов. В то же время возможности совершенствования методики достаточно велики как по линии углубления прикладных аспектов отдельных направлений (околорудный метасоматизм, минералогия, геохимия), так и в плане расширения высокоинформативных индикаторов оруденения в пределах каждой из используемых групп критериев и методов исследований (например, применение ионно-потенциометрического анализа в эндогенной зоне и т.д.).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Исакович И.З.* Ореолы нерудной прожилковой минерализации на полиметаллических и золоторудных месторождениях и их прогнозно-поисковое значение. – М.: Бородино-Е, 2009.
2. *Метасоматизм* и метасоматические породы / В.А.Жариков, В.Л.Русинов, А.А.Маракушев и др. – М.: Научный мир, 1998.
3. *Миляев С.А., Чекваидзе В.Б.* Соотношение вторичных ореолов рассеяния и ионно-потенциометрических аномалий в сложных ландшафтно-геохимических условиях // Разведка и охрана недр. 2013. № 8. С. 73–77.
4. *Справочник* по геохимическим поискам полезных ископаемых / Под ред. А.П.Соловова. – М.: Недра, 1990.
5. *Чекваидзе В.Б., Миляев С.А., Исакович И.З.* Комплексная петрографо-минералого-геохимическая методика поисков золоторудных месторождений. – М.: Бородино-Е, 2004.
6. *Чекваидзе В.Б., Миляев С.А., Исакович И.З.* Минералого-геохимические исследования при интерпретации и оценке геохимических аномалий // Тр. Междунар. науч.-техн. конф. «Золото – металл всех времен». Варна, 2007. С. 164–175.

EVALUATION OF GOLDFIELD GEOCHEMICAL ANOMALIES BASED ON PETROGRAPHIC-MINERALOGICAL-GEOCHEMICAL MODELS OF ORE TARGETS

V.B.Chekvaidze, S.A.Milyaev, I.Z.Isakovich, V.D.Konkin, A.I.Donets (TsNIGRI)

Methods of geochemical anomaly evaluation are based on complex analysis of wallrock metasomatic, mineralogical and geochemical (elemental and ionic) haloes both at endogenic level and in hypergenesis zone. The methods are based on prospecting petrographic-mineralogical-geochemical models of expected ore targets and complexes of prospecting-evaluation criteria developed on their basis.

Keywords: methods, ore target, petrographic-mineralogical-geochemical models, geochemical anomalies.

КОМПЛЕКСЫ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В СОСТАВЕ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ СУЛЬФИДНЫХ РУД МИРОВОГО ОКЕАНА

Андреев Сергей Иванович[1]
доктор геолого-минералогических наук
заведующий отделом
andreev@vniio.ru

Бабаева Светлана Фанисовна[1]
кандидат геолого-минералогических наук
ведущий научный сотрудник

Казакова Варвара Евгеньевна[1]
старший научный сотрудник

Колчина Наталья Леонидовна[1]
ведущий инженер

Суханова Анна Алексеевна[1]
инженер

Фирстова Анна Владимировна[1]
инженер

Ануфриева Светлана Ивановна[2]
кандидат химических наук
заведующая отделом
technology@vims-geo.ru

Луговская Ирина Германовна[2]
доктор геолого-минералогических наук
заведующая отделом
lig_vims@mail.ru

[1]ФГБУ «Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана им. академика И.С.Грамберга», г. Санкт-Петербург

[2]ФГБУ «Всероссийский научно-исследовательский институт минерального сырья им. Н.М.Федоровского», г. Москва

Рассмотрены наиболее распространённые редкие, рассеянные и редкоземельные элементы в составе глубоководных полиметаллических сульфидов (ГПС) Мирового океана. Проведён сравнительный анализ их содержаний в мегаструктурах – звеньях океана (Индо-Атлантическом, Индо-Красноморском, Индо-Тихоокеанском) с выделением характерной для каждой из них геохимической специализации. Приведены результаты изучения редких и рассеянных элементов в сульфидных рудах Российского разведочного района в Северо-Атлантическом хребте и сведения об их поведении в процессе технологической переработки. Технологические исследования проб ГПС показали, что основным методом обогащения является флотационный.

Ключевые слова: Мировой океан, Российский разведочний район, глубоководные полиметаллические сульфиды, редкие и рассеянные элементы, технологические исследования.

Рудные полезные ископаемые Мирового океана – железо-марганцевые конкреции (ЖМК), кобальтоносные марганцевые корки (КМК) и глубоководные полиметаллические сульфиды – являются комплексными многокомпонентными образованиями [1]. Перечень полезных и потенциально полезных элементов в составе ЖМК включает [2] основные металлы – Mn, Ni, Cu, Co, содержащиеся в промышленно значимых концентрациях, попутные – Mo, Zn, РЗЭ (лантаноиды), редкие – Ga, Y. Кобальтоносные марганцевые корки содержат основные компоненты – Co, Mn, Ni, попутные – Mo, РЗЭ, Pt, иногда Pb. Наиболее широким спектром полезных компонентов обладают сульфидные руды [5] срединно-океанических хребтов – Cu и Zn (основные), Au и Ag (попутные), Se, Te, Cd, Tl, In, Ga, Ge, Co, Ni, Mo (редкие и др.), а также Тихоокеанской переходной зоны – Cd, Sb, Hg, Tl, As, Mo (редкие и рассеянные компоненты) [7].

Редкие и рассеянные элементы в ГПС Мирового океана. Фактологической базой изучения редких, рассеянных и редкоземельных элементов в составе твёрдых полезных ископаемых (ТПИ) Мирового океана служит банк данных «Океангеоресурсы», созданный и систематически пополняющийся в отделе геологии и минеральных ресурсов Мирового океана ФГБУ «ВНИИОкеангеология». Он содержит сведения о составе и условиях залегания ТПИ Мирового океана объёмом >40 000 информативных строк, в том числе >2000 строк о ГПС. Обработка этих материалов показала, что гидротермальные сульфиды в пределах осевых зон срединно-океанических хребтов (СОХ) обогащены Cu, в меньшей степени Zn, количество Pb составляет обычно первые десятые доли процентов.

УДК 553.493.5:551.461.6/.7
© Коллектив авторов, 2017

В отдельную группу в составе ГПС в СОХ выделяются три элемента – Co, Ni, Mo, которые не правомочно назвать редкими, хотя высоких концентраций они не образуют. Содержания Co повышены в ГПС всех звеньев СОХ Мирового океана, в ГПС транзиталей Co практически отсутствует. Никель присутствует в ГПС СОХ в небольших концентрациях, а в ГПС транзиталей почти отсутствует. Заметные содержания Mo отмечаются только в ГПС Индо-Красноморского звена (табл. 1) и отдельных рудных полей Российского разведочного района (РРР-ГПС).

Как следует из табл. 1, процесс обогащения редкими элементами при гидротермальном сульфидообразовании может быть связан с режимом формирования отдельных звеньев СОХ. В низкоскоростных спрединговых хребтах (Индо-Атлантическое звено) формируются преимущественно медно-колчеданные (Cu-Fe) руды, обогащённые Au. Им сопутствуют редкие и рассеянные элементы (Se, Te, Cd, Ge, Ga, Mo) в относительно невысоких концентрациях.

Сульфидные руды Индо-Красноморского и Индо-Тихоокеанского звеньев характеризуются преимущественно цинковой специализацией с повышенной концентрацией Ag при низких содержаниях Pb. В них также присутствуют Cu и Au, но в меньших количествах по сравнению с ГПС других звеньев СОХ. В группе редких и рассеянных элементов возрастает содержание Cd, Se, Ga, Tl, As, Sb. Редкоземельные элементы во всех трёх звеньях СОХ встречаются в низких концентрациях.

Анализируя поведение всего комплекса химических элементов в ГПС разных звеньев СОХ, можно предположить, что в режиме низкоскоростного спрединга существуют более благоприятные термодинамические условия для глубокой дифференциации рудных растворов с выделением в финальной фазе более высокотемпературных сульфидных минералов, обогащённых

1. СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КРУПНЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ СТРУКТУР МИРОВОГО ОКЕАНА ПО СОДЕРЖАНИЮ ВЕДУЩИХ ОСНОВНЫХ, ПОПУТНЫХ, РЕДКИХ И РАССЕЯННЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ГПС

Элементы		Геодинамическая структура					Мировой океан
		Срединно-океанический хребет			Транзиталь		
		И-А	И-Кр	И-Т	ПЗАО	З-Т	
Основные, %	Cu	7,3	3,3	3,6	0,3	5,0	5,2
	Zn	4,0	6,3	8,8	11,9	18,6	10,7
	Pb	0,03	0,1	0,2	7,1	1,0	0,6
	S	35,0	22,4	32,8	5,9	28,1	33,2
Попутные, г/т	Au	2,7	2,0	0,6	3,4	8,6	2,9
	Ag	40,6	169,6	109,1	280,4	457,4	205,8
Редкие и рассеянные, г/т	Cd	109,5	253,9	292,1	925,7	631,1	399,0
	Se	91,7	228,5	130,2	6,5	165,2	123,3
	Te	19,9	–	1,4	9,0	8,0	3,6
	Co	439,2	241,1	313,7	10,3	24,4	217,5
	Ni	59,4	68,1	49,0	11,6	12,9	35,0
	Ge	23,0	83,6	17,4	33,3	55,3	32,2
	Ga	25,3	34,5	35,8	79,6	28,7	35,8
	In	3,3	–	5,0	12,8	35,8	17,9
	Bi	6,7	–	9,7	18,3	10,4	9,6
	Tl	7,8	–	25,0	35,3	53,4	25,5
	Mo	64,4	261,7	92,0	74,2	75,0	85,2
	As	248,3	352,1	574,3	2738,0	2547,8	1089,1
	Sb	24,6	45,8	102,1	690,1	680,7	228,4
	La	0,6	–	2,9	7,6	2,8	2,2
	Ce	1,5	–	3,9	15,2	4,6	3,4

Примечание. И-А – Индо-Атлантическое (скорость спрединга 1–3 см/год), И-Кр – Индо-Красноморское (3–5 см/год), И-Т – Индо-Тихоокеанское (>5 см/год) звенья СОХ; транзитали: ПЗАО – переходная зона Атлантического океана, З-Т – Западно-Тихоокеанская переходная зона.

Cu. При средней и высокой скорости спрединга термодинамический режим дифференциации рудного вещества благоприятствует отложению более низкотемпературных фаз сульфидообразования, представленных цинксодержащими минералами.

Поведение основных, попутных, редких и рассеянных элементов в переходных зонах существенно отличается от такового в СОХ. Медь и золото явно обогащают ГПС Тихоокеанской транзитали при сопутствующем высоком содержании Zn и Ag и изменчивом Pb. В переходной зоне Атлантического океана (Средиземноморье) практически отсутствует Cu при высоком содержании Zn и Pb, а также повышенном Au и Ag. Из редких и рассеянных элементов в ГПС транзиталей присутствует Cd, Тихоокеанской зоны – Se, немного повышены содержания Ge, In и Tl, Атлантической зоны – Ga. В зонах перехода, как правило, высокие содержания As и Sb при низких РЗЭ.

Комплекс редких и рассеянных элементов в ГПС в пределах РРР-ГПС (САХ). Пятнадцатилетний Контракт на разведку РРР-ГПС (САХ) заключён с Международным органом по морскому дну ООН в 2012 г. Его площадь представлена ста блоками (10×10 км) и составляет 10 000 км^2 (рис. 1). В контурах РРР-ГПС (САХ) в настоящее время открыто 20 рудных полей (табл. 2), сложенных колчеданными рудами различной рудно-геохимической специализации: серно-колчеданными (Fe-S), медно-колчеданными (Cu-Fe), медно-цинковыми (Cu-Zn), цинково-колчеданными (Zn-Fe) и атакамитовыми ($Cu_2Cl(OH)_3$).

Вещественно-ресурсная информация о составе ГПС в пределах заявленного участка собрана в банке данных «ВНИИОкеангеология – ГПС», организованном совместно с АО «ПМГРЭ» (г. Ломоносов) в отделе геологии и минеральных ресурсов Мирового океана ФГБУ «ВНИИОкеангеология». Изучено 1430 рядовых и штуфных проб сульфидов методами масс-спектрометрии и индуктивно связанной плазмы (ИСП-АЭС) в аккредитованных лабораториях ФГБУ «ВИМС» и ФГБУ «ВСЕГЕИ». Поэлементные определения сопровождались минералогическими исследованиями в ФГБУ «ВНИИОкеангеология», ФГБУ «ВИМС», ФГБУ «ВСЕГЕИ» и ресурсном центре СПбГУ «Геомодель». Использовались оптическая микроскопия, рентгеновский фазовый и электронно-зондовый рентгеноспектральный анализы, рентгенотомография.

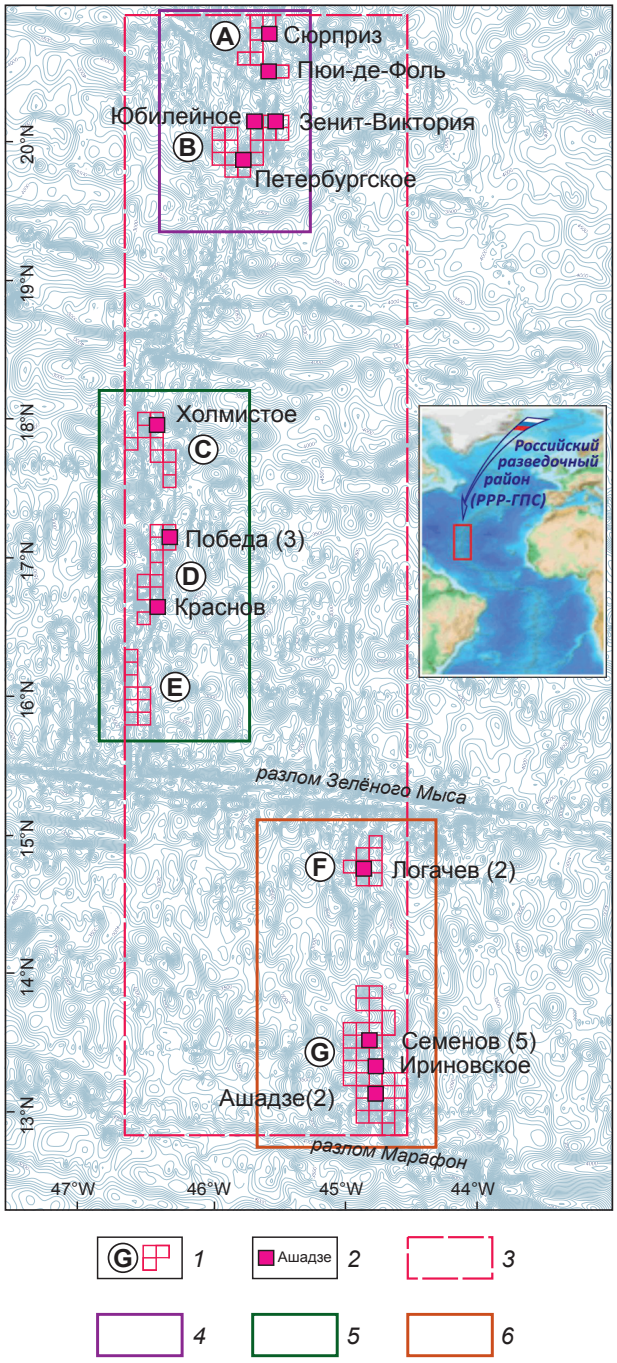


Рис. 1. РОССИЙСКИЙ РАЗВЕДОЧНЫЙ РАЙОН ГПС В ПРЕДЕЛАХ СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКОГО ХРЕБТА (САХ) И ВЫЯВЛЕННЫЕ РУДНЫЕ ОБЪЕКТЫ:

1 – границы разведочных блоков; *2* – рудные объекты ГПС (цифры в скобках – число рудных полей, входящих в рудный узел); *3* – граница Российского разведочного района; группы рудных объектов ГПС: *4* – Северная (Mo, Ge, Tl, Bi), *5* – Центральная (As, Sb), *6* – Южная (Co, Ni, Se, Te, Cd, Ga, In)

2. МОРФОСТРУКТУРНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА, РУДНО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ И СРЕДНИЕ КОНЦЕНТРАЦИИ РЕДКИХ, РАССЕЯННЫХ И ДРУГИХ КОМПОНЕНТОВ В ГПС СЕВЕРНОЙ, ЦЕНТРАЛЬНОЙ И ЮЖНОЙ ГРУПП РУДНЫХ ПОЛЕЙ РРР-ГПС (САХ)

Ранг скопления ГПС и их название		Индекс морфоструктуры	Преобладающая рудно-геохимическая специализация	Состав ГПС													
Рудные узлы	Рудные поля и рудопроявления			Cu, %	Zn, %	Au, г/т	Ag, г/т	Cd, г/т	Se, г/т	Te, г/т	Co, г/т	Ni, г/т	Mo, г/т	Bi, г/т	Ge, г/т	Tl, г/т	In, г/т
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Северная																	
	Сюрприз (рудопроявление)	В-2	Fe-S	0,7	0,1	1,2	12,7	5,9	2,6	0,4	45,2	52,2	144,6	н.д.	н.д.	н.д.	1,1
	Пюи-де-Фоль	В-1	Cu-Fe	11,8	2,4	0,3	32,9	134,2	265,7	7,3	735,2	76,0	219,6	н.д.	130,0	н.д.	4,0
	Юбилейное	Б-3	Cu-Fe	4,8	0,7	0,4	16,5	10,1	206,1	15,2	556,0	44,3	78,8	11,2	58,1	20,4	2,5
	Зенит-Виктория	Б-3	Fe-S	2,7	1,1	1,1	24,9	21,8	13,3	0,8	314,1	51,6	204,2	н.д.	н.д.	н.д.	1,5
	Петербургское	Ф-1	Cu-Fe	7,3	0,2	0,5	12,3	9,8	81,9	2,1	262,4	50,3	97,9	н.д.	н.д.	н.д.	1,5
Центральная																	
	Холмистое	Б-3	Cu-Fe	1,6*	0,3*	0,5*	4,2*	12,9*	н.д.	н.д.	772,0*	145,0*	21,4*	н.д.	н.д.	н.д.	н.д
Победа	Победа-1	Б-3	Cu-Fe	3,0*	0,4*	2,0*	15,9*	27,0*	24,0–54,0**	≤5,0–12,0**	186,0*	198,0*	52,0*	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.
Победа	Победа-2	Б-3	Cu-Fe	4,4*	1,7*	1,5*	27,8*	37,8*	н.д.	н.д.	676,0*	119,0*	35,0*	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.
Победа	Победа-3	Б-3	-	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	н.д	н.д.
	Краснов	П-1	Fe-S	1,4	1,1	1,3	25,8	39,0	89,1	5,1	434,7	20,9	19,2	2,1	3,7	н.д.	1,9
Южная																	
Логачев	Логачев-1	Б-2	Cu-Fe	26,2	3,3	9,6	65,6	60,0	466,0	9,40	452,9	110,7	44,2	0,6	9,9	н.д.	0,6
Логачев	Логачев-2	Б-3	Cu-Zn	22,6	15,4	39,0	4,4	740,0	н.д.	н.д.	203,0	86,2	н.д.	56,6	50,4	н.д.	н.д.
Семенов	Семенов-1	П-1	Fe-S	4,6	0,2	5,3	36,4	12,9	68,5	5,9	40,6	27,2	25,8	7,8	46	17,1	0,6
Семенов	Семенов-2	П-2	Cu-Fe	27,5	3,9	19,1	44,6	15,3	458,4	28,9	74,5	44,7	38,8	5,1	15,6	6,3	1,5
Семенов	Семенов-5	П-2	Cu-Fe	9,4	0,3	2,0	23,4	8,1	42,0	3,0	304,9	39,9	79,2	3,3	46,4	14,4	н.д.
Семенов	Семенов-3	П-2	Fe-S	1,6	0,1	0,6	9,5	8,9	57,9	3,1	159,5	36,7	35,8	3,8	38,8	8,8	0,5
Семенов	Семенов-4	П-3	Fe-S	1,1	0,1	0,7	9,1	10,3	19,2	3,5	284,8	41,9	35,9	3,7	45,4	8,5	2,7
Семенов	Ириновское	П-3	Cu-Fe	18,5	2,0	2,2	71,8	64,2	405,8	16,7	170,6	59,3	22,0	5,0	59,3	9,5	3,4
Ашадзе	Ашадзе-1	Б-1	Cu-Zn	9,8	15,5	2,5	77,7	207,0	89,4	26,4	1617,6	314,6	26,5	2,6	13,2	8,0	2,3
Ашадзе	Ашадзе-2	Б-2	Cu-Fe	14,3	0,8	7,5	15,1	14,6	102,8	3,3	1208,6	55,8	56,8	2,3	3,4	0,3	0,9

Примечание. Б-1, 2, 3 – борт, подножие (1), середина (2), верхняя бровка (3); П-1, 2, 3 – поперечная структура, стык с бортом (1), склон (2), замыкание (3); В-1, 2 – вулкан центрального типа, на днище (1), на борту (2); Ф – фланг осевой рифтовой долины. * – данные опробования штуфных проб, ** – данные опробования рядовых проб (АО «ПМГРЭ»), н.д. – нет данных.

3. СРЕДНИЕ СОДЕРЖАНИЯ РЕДКИХ И РАССЕЯННЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В РАЗНЫХ ЧАСТЯХ РРР-ГПС, г/т

Элементы	Север (Сюрприз, Пюи-де-Фоль, Петербургское, Юбилейное, Зенит-Виктория)	Центр (Краснов, Холмистое, Победа-1, 2, 3)	Юг (узел Логачев, узел Семенов, Ириновское, Северо-Западное, узел Ашадзе)	РРР-ГПС (в целом)
Ga	6,0	6,3	11,8	10,3
As	160,5	294,5	159,3	206,8
Se	88,2	891	182,6	135,8
Cd	36,8	39,0	99,3	68,7
In	2,1	1,9	2,2	2,1
Sb	23,4	31,1	21,3	24,0
Te	4,3	5,1	17,7	12,4
Tl	20,4	7,0	7,5	7,7
Bi	11,2	2,1	3,4	3,1
Co	436,6	434,7	908,4	670,2
Ni	53,4	20,9	150,9	92,4
Ge	58,1	3,7	33,8	20,2
Mo	157,4	19,2	34,5	75,8
La	0,7	0,3	0,7	0,5
Ce	0,2	0,3	0,7	0,6

Средние содержания основных, попутных и наиболее часто встречающихся редких и других элементов ГПС в пределах РРР-ГПС (САХ) приведены в табл. 3 с разделением района на три группы по географическому принципу. Каждая из групп характеризуется специфическим набором редких и рассеянных элементов, не перекрывающихся между собой. Для Северной группы (табл. 3; см. рис. 1) отмечаются повышенные концентрации Mo, Ge, Tl и Bi, Центральной – As и Sb, Южной – высокое содержание Co и повышенные Ni, Se, Te, Cd, Ga, In. Слабо, но возрастают концентрации La и Ce.

Количественная характеристика редкометалльного комплекса ГПС в пределах Российского заявочного района заметно отличается от средних показателей Индо-Атлантического звена (табл. 4). На заявочном участке в сторону возрастания варьируют содержания Se, Co, Ni, отчасти Mo. В концентрациях меньших, чем в пределах звена и Мирового океана, встречены As, Cd, Bi. Различия в перечне редких и рассеянных элементов в составе ГПС выделенных географических групп РРР-ГПС (САХ) (см. рис. 1) обусловлены, по-видимому, неоднородным развитием осевой зоны Срединно-Атлантического хребта. Отчётливо обособляется часть РРР-ГПС к югу от крупнейшего трансформного разлома Зелёного Мыса, отнесённого Ю.М.Пущаровским к классу демаркационных [6], т.е. определяющих основные черты геолого-тектонического строения Мирового океана. В 2000 г. при построении геолого-минерагенической карты мира С.И.Андреевым была отмечена особенность демаркационных разломов, состоящая в том, что данный тип дизъюнктивов прослеживается за пределами океанических пространств на сопредельных континентах. Это предвосхищает идею о выделении сквозных океанически-континентальных линеаментов [3], контролирующих как наземный, так и океанский рудогенез.

Южная часть РРР-ГПС (САХ) формировалась в мегасегменте между демаркационным разломом Зелёного Мыса и двумя крупными трансформными разломами Марафон и Вима, расположенными южнее. Скопления ГПС (рудные поля Ашадзе-1, 2, Ириновское, Семенов-1, 2, 3, 4, 5) локализованы преимущественно на западном борту. На восточном борту размещаются рудные поля Логачев-1, 2. В этой части РРР-ГПС преобладают руды Cu-Fe специализации, весьма богатые Cu.

К северу от разлома Зелёного Мыса выделяются Центральная и Северная группы рудных полей (см. рис. 1). Центральная приурочена к интервалу рифтовой долины, слабо нарушенной субгоризонтальными трансформными смещениями высокого порядка вплоть до 18° с.ш. Пять рудных полей (Краснов, Холмистое, Победа-1, 2, 3) локализуются в восточном борту вдоль мелких разломов диагональной ориентации. Слагающие их руды преимущественно медно-колчеданной специализации с низким содержанием Cu и Au. Центральный участок рифтовой долины отделён от северного крупным нетрансформным разломом 18° с.ш., смещающим всю осевую систему хребта на северо-запад. Если центральная часть РРР-ГПС (САХ) на всём протяжении сохраняет вдольосевую целостность рифтовой долины, то к северу эта структура разделяется на ряд сегментов крупными поперечными и диагональными разломами, по-видимому, нетрансформного характера. Рифтовая долина хорошо выражена, имеет крутые, высокие борта. На её днище и бортах фиксируются крупные вулканические постройки центрального типа, не наблюдающиеся в других частях РРР-ГПС.

Пять рудных объектов северной части РРР-ГПС (САХ) приурочены к разным морфоструктурам

4. СРЕДНИЕ СОДЕРЖАНИЯ РЕДКИХ И РАССЕЯННЫХ ЭЛЕМЕНТОВ СУЛЬФИДНЫХ РУД РРР-ГПС, ИНДО-АТЛАНТИЧЕСКОГО ЗВЕНА И МИРОВОГО ОКЕАНА, г/т

Группа по классификации Гольдшмидта	Элементы	РРР-ГПС	Индо-Атлантическое звено	Мировой океан
Халькофильные	Ga	10,3	25,3	35,8
	As	206,8	248,3	1089,1
	Se	135,8	91,7	123,3
	Cd	68,7	109,5	399,0
	In	2,1	3,3	17,9
	Sb	24,0	24,6	228,4
	Te	12,4	19,9	3,6
	Tl	7,7	7,8	25,5
	Bi	3,1	6,7	9,6
Сидерофильные	Co	670,2	439,2	217,5
	Ni	92,4	59,4	35,0
	Ge	20,2	23,0	31,2
	Mo	75,8	64,4	85,2
Литофильные	La	0,5	0,6	2,2
	Ce	0,6	1,5	3,4

океанического дна. Крупные поля Юбилейное и Зенит-Виктория располагаются почти симметрично на противоположных бортах рифтовой долины вблизи верхней бровки. Два других объекта ГПС связаны с крупными вулканами: рудное поле Пюиде-Фоль находится на днище плоской вершины одноимённого вулкана, рудопроявление Сюрприз – у подножия вулкана на восточном борту долины. Рудное поле Петербургское залегает на западном фланге за пределами осевой рифтовой долины и на северном борту крупного нетрансформного разлома 18° с.ш. Различное морфоструктурное положение объектов ГПС, видимо, обусловливает отсутствие общей ассоциативной связи между редкими элементами, представленными Mo, Ge, Tl и Bi.

С позиции структурно-тектонического положения выделение трёх групп рудных объектов ГПС (Южной, Центральной, Северной) (см. рис. 1) – не просто дань их пространственной разобщённости. Заметную роль в южной группе играют поперечные дизъюнктивные структуры. В центральной группе влияние поперечных трансформных деформаций ослаблено. В Северной группе прослеживается влияние вулканической деятельности центрального типа – двух крупных вулканических построек на днище рифтовой долины (Пюи-де-Фоль, Сюрприз) и, по крайней мере, двух таких же морфоструктур на её бортах вблизи верхней бровки у основания отдельных сопряжённых рифтовых гор (Юбилейное, Зенит-Виктория).

Следовательно, геодинамическая обстановка, в которой протекает глубоководный гидротермальный рудогенез, оказывает влияние на состав основных, попутных элементов и сопутствующих редкометалльных комплексов, что наглядно подтверждается данными табл. 2, 3. Содержания Cu в объектах Северной группы варьируют от 0,7 до 11,8%, Au – от 0,3 до 1,2 г/т при ограниченном перечне преобладающих редких элементов – Tl 20,4, Bi 11,2, Ge 58,1, Mo 157,4 г/т. В объектах Центральной группы содержание Cu меньше – 1,4–4,4%, Au 0,5–2,0 г/т; перечень редких элементов невелик и ограничивается в основном вредными примесями в сульфидах – As 294,5 и Sb 31,1 г/т. В объектах Южной группы содержание Cu достигает максимума – от 1,1 до 27,5%, Au – от 0,6 до 39,0 г/т при наибольшем перечне редких элементов – Ga 11,8, Se 182,6, Cd 99,3, In 2,2, Te 17,7, Co 908,4, Ni 150,9 г/т.

Таким образом, по результатам лабораторно-аналитических исследований проб ГПС, содержащихся в банке данных «Океангеоресурсы – ГПС», в пределах РРР-ГПС (САХ) в перечень возможно практически значимых редких элементов входят Se, Cd, Mo, Te, Tl, Ga, Ge, In и Bi, из вредных примесей – As и Sb. Однако наличие в составе ГПС редких элементов, даже в промышленно значимых концентрациях, ещё не гарантия их целесообразного извлечения. Последнее может существенно удорожать или усложнять технологическую схему переработки глубоководных сульфидных руд, понижая или сводя к нулю общую рентабельность технологического передела исходного сырья для получения основных промпродуктов, в первую очередь, содержащих Cu и Au, в отдельных случаях, Zn и Ag, S и Fe.

На основании ранее проведённых технологических исследований в ФГУП ЦНИГРИ [4] для ГПС разработана базовая технология, включающая комбинированную схему, в которую входят флотация минералов цветных металлов и пиро-гидрометаллургическая переработка сульфидных концентратов. Сведения, касающиеся содержаний попутных и редких элементов, их поведения в процессе технологической переработки, восполнены в 2015 г.

исследованиями С.И.Ануфриевой и И.Г.Луговской (ФГБУ «ВИМС») двух проб ГПС, отобранных в рудном поле Петербургское в 34-м рейсе НИС «Профессор Логачев». Их химический состав приводится в табл. 5.

Руды ГПС, представленные пробами № 34Л95 и № 34Л176, характеризуются повышенным содержанием Cu (8,8 и 7,05% соответственно) и могут рассматриваться как природный черновой сульфидный концентрат, пригодный по составу для непосредственного пирометаллургического передела без предварительного обогащения. Обе пробы медно-колчеданной специализации (Cu-Fe) сложены пиритом, марказитом, халькопиритом. В незначительном количестве присутствуют Zn и Pb, повышенном – Co, промышленно значимом – Se.

В целях возможной концентрации редких и рассеянных элементов в продуктах технологической переработки использована флотация (табл. 6). Флотационная технология обогащения руд ГПС пирит-халькопирит-кварцевого (проба № 34Л95) и халькокопирит-марказит-пиритового (№ 34Л176) типов обеспечивает как получение медных концентратов, отвечающих по содержанию меди и качеству требованиям промышленности, так и концентрирование в них до промышленных содержаний дефицитных редких элементов (Se, Bi), попутное извлечение которых может быть осуществлено в процессе основного медного производства (рис. 2; см. табл. 6).

При технологической переработке проб использованы варианты: плавка на штейн → конвертирование штейна на черновую медь → огневое электролитическое рафинирование меди. Окислительный обжиг является первой стадией традиционной технологии переработки сульфидного медного сырья на черновую медь. Его обычно применяют при переработке высокосернистых бедных по содержанию меди руд. Основные продукты плавки руды, концентрата, огарка – штейн и отвальный шлак. Извлечение Cu в штейн составляет 95–98%, содержание в штейне от 20–30 до 60%, в шлаке 0,4–0,5%. Конвертирование медных штейнов и рафинирование черновой меди обеспечивают получение катодной меди с качеством, требуемым промышленностью.

Основные компоненты медных штейнов – сульфиды меди и железа. Медные штейны являются хорошими коллекторами благородных металлов. Они содержат также Se, Te, Bi, Cd и другие примеси. Среди элементов-спутников, присутствующих в рудах ГПС, промышленный интерес представляют Se и Ge. При отражательной плавке как сырых концентратов, так и огарков при переработке медьсодержащего сырья Ge более чем на 50% переходит в шлак, на 15–20% – в штейн и до 30% – в пыли. При конвертировании медных штейнов Ge в основном на 70–85% переходит в шлак и до 20% – в пыли уноса.

При фьюминговании шлаков Ge на 50–80% переходит в газовую фазу. В шлаках он не обнаруживается. Из-за отсутствия в настоящее время достоверных данных по содержанию германия в изучаемых рудах вопрос о возможности его извлечения требует специального рассмотрения.

5. ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ РУДЫ ТЕХНОЛОГИЧЕСКИХ ПРОБ, ВЗЯТЫХ В РУДНОМ ПОЛЕ ПЕТЕРБУРГСКОЕ

Компоненты	№ 34Л95	№ 34Л176
Содержание, %		
$Fe_{общ.}$	16,3	39,8
$S_{общ.}$	14,0	45,8
Cu	8,8	7,05
SiO_2	55,8	0,56
MgO	1,0	0,11
Al_2O_3	0,16	0,10
P_2O_5	0,034	0,024
K_2O	0,073	0,059
CaO	0,10	0,073
TiO_2	<0,010	<0,010
Cr_2O_3	<0,020	0,034
MnO	<0,010	0,041
H_2O связанная	2,52	2,94
H_2O гигроскопическая	0,32	0,30
Содержание, г/т		
Co	700	350
Zn	420	1400
Pb	5,3	200
Se	120	93
V	14	11
Ga	0,87	3,5
Rb	0,26	0,38
Cd	1,3	3,5
Te	1,6	2,2
Re	0,26	0,022
Tl	0,16	30
Bi	2,7	4,0
U	4,5	0,62

При плавке на штейн независимо от степени обжига в штейн переходят 70–85% Se и 45–65% Te, в шлак – 5–15% Se и 10–20% Te, остальное возгоняется. При конвертировании штейнов большая часть Se и Te (65–85%) попадает в черновую медь, а при рафинировании – в анодные шламы, являющиеся в настоящее время основным источником получения Se и Te. Суммарный выход Se и Te в медеэлектролитные шламы из концентрата не более 30–40%, непосредственно из руды (проба № 34Л95) 55–60%.

Для руды ГПС (проба № 34Л95) и медного концентрата от её обогащения непосредственная плавка на штейн при комплексной переработке руды с получением, наряду с медью, селена обеспечивает более высокие показатели по извлечению селена в анодный шлам. Аналогичные показатели по распределению селена по продуктам плавки руды на штейн получены и для пробы № 34Л176.

Анодные шламы, образующиеся при плавке огарка (проба № 34Л176) на штейн, более бедны по содержанию Se (1,59%), а при плавке на штейн 20%-ного медного концентрата при обогащении руды содержат 1,26% Se. Извлечение Se из шламов составило 93% (с учётом оборотных продуктов), из руд – ~55,8%. Переработка одной тонны медьсодержащих руд ГПС (пробы № 34Л95, № 34Л176) обеспечивает попутное получение, наряду с медными концентратами, дефицитного селена (~6,7 и 5,2 кг соответственно), стоимость которого окупает все затраты на процесс рафинирования меди.

Таким образом, выявлена возможность попутного получения Se при переработке руд ГПС и медных концентратов от их обогащения по комбинированной пиро-гидрометаллургической технологии, включающей операции: плавка на штейн – его конвертирование, рафинирование – окислительное спекание анодных (медьэлектролитных) шламов с содой – водное выщелачивание селена из огарка, осаждение селена из раствора сернистым газом. Попутно с катодной медью эта технология обеспечивает получение 99,6% Se от основного вещества, при извлечении от руды ~50%, от медного концентрата 30–37%.

Самостоятельный интерес представляют результаты изучения редких элементов по малым технологическим пробам отдельных рудных полей. Наличие ценных компонентов, в том числе редких, в рудах ГПС установлено для 188 проб, из них 100 – сплошных и прожилково-вкрапленных руд, металлоносных осадков и корок, 88 – богатых медно-колчеданных руд с разных рудных полей РРР-ГПС (САХ): Семенов-2, 4, 5, Ашадзе-1, 2, Зенит-Виктория, Логачев-1, Петербургское, Ириновское, Юбилейное, Пюи-де-Фоль, Краснов. В пробах определялись средние содержания Tl, Se, Te, Ga, Cd, Mo, ΣREE+Y.

Среднее содержание Tl в рудных полях составляет от 0,014 (Петербургское) до 14,44 (Краснов) г/т (рис. 3). Учитывая факт извлечения Tl в пиритный концентрат при флотации, можно оценить рудные поля Ашадзе-1, Семенов-2, 4, Юбилейное, Краснов как перспективные для его попутного получения.

Среднее содержание Te (см. рис. 3) в рудных полях составляет от 2,2 (Семенов-5) до 161,1 (Логачев-1) г/т, что ниже среднего, характерного для медно-колчеданных месторождений (34,2 г/т). Од-

6. РЕЗУЛЬТАТЫ ФЛОТАЦИИ ПРОБ ГПС ПО ОСНОВНЫМ КОМПОНЕНТАМ (рудное поле Петербургское)

Продукты флотации	Выход	$Fe_{общ.}$, %		Cu, %		Se, г/т		Bi, г/т	
		1	2	1	2	1	2	1	2
Проба № 34Л95									
Пенный продукт	21,85	33,0	44,25	27,0	67,0	200	34,4	4,6	37,15
Промпродукт	18,70	18,1	20,75	12,0	25,5	31	48,64	5,5	38,55
Камерный продукт	59,85	9,6	35,0	1,1	7,5	30	14,96	11,0	24,4
Исходная руда	100,0	16,3	100,0	8,8	100,0	120	100,0	2,7	100,0
Проба № 34Л176									
Пенный продукт	38,3	42,0	40,4	3,3	17,9	44,0	18,1	3,4	32,55
Промпродукт	47,4	39,8	47,35	6,2	41,5	127,8	65,0	2,4	28,13
Камерный продукт	14,3	34,0	12,25	20,0	40,6	110,0	16,9	11,0	39,32
Исходная руда	100,0	39,8	100,0	7,05	100,0	93,0	100,0	4,0	100,0

Примечание. 1 – содержание основного компонента в ГПС; 2 – извлечение основного компонента из ГПС.

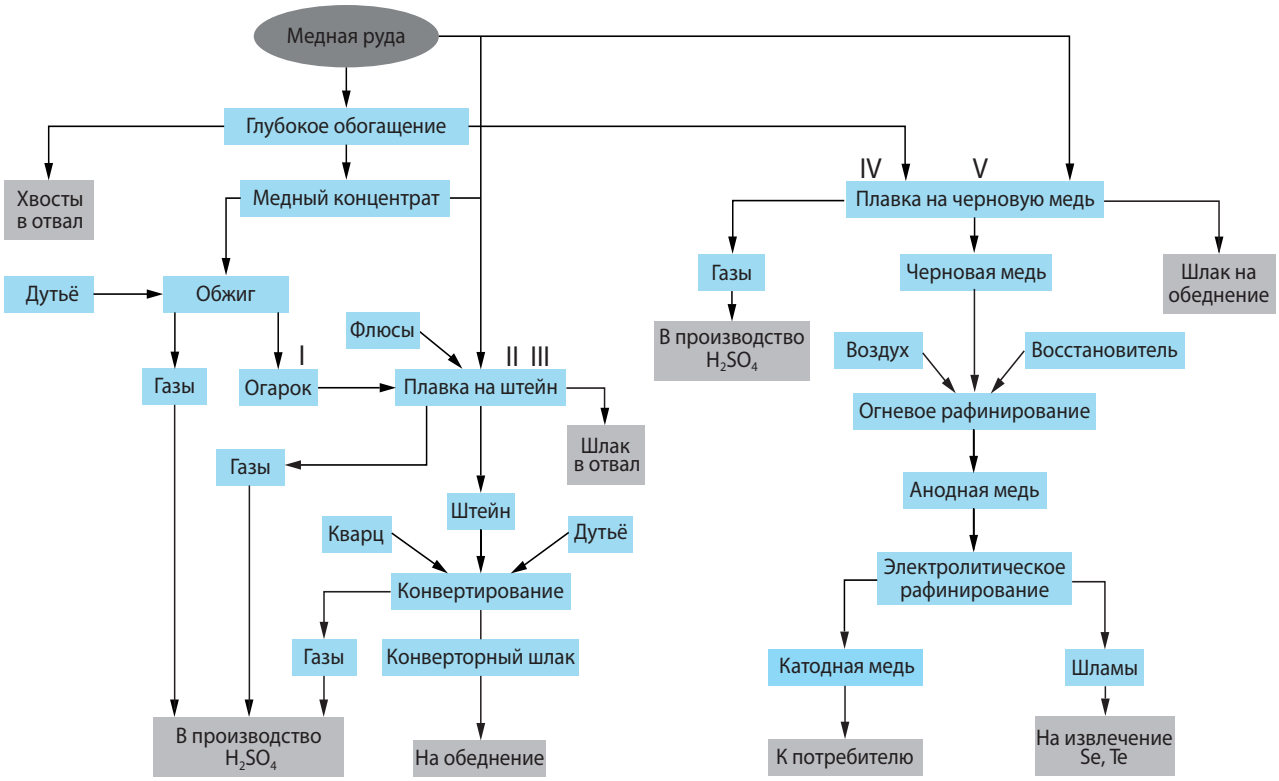


Рис. 2. ТЕХНОЛОГИЧЕСКАЯ СХЕМА ПИРОМЕТАЛЛУРГИЧЕСКОГО ПОЛУЧЕНИЯ МЕДИ ИЗ СУЛЬФИДНЫХ РУД:

I – обогащение – обжиг – плавка; II – обогащение – плавка концентрата на штейн; III – плавка руды на штейн; IV – плавка концентрата на штейн; V – плавка руды на черновую медь

нако в отдельных образцах его концентрация повышена, поэтому при выборочной добыче ГПС это сырьё может рассматриваться как перспективное при попутном извлечении металла в медном производстве.

В ГПС обнаружено значительное содержание Mo (см. рис. 3). Его средняя концентрация во всех рудных полях, за исключением Ашадзе-1, Семенов-4 и Ириновское, превосходит таковую в медно-порфировых месторождениях (50 г/т). Учитывая хорошую флотируемость молибденита в процессе обогащения меди, можно ожидать получение, кроме медных, пиритовых и других концентратов, также и молибденового.

Содержание Cd в рудных пробах полей Ашадзе-1 и Краснов составляет соответственно 154,6 и 124,7 г/т. В ряде проб его содержание на уровне 380–1000 г/т. Кадмий связан с цинковым минералом – сфалеритом. Отмечается корреляция между содержаниями Cd и Zn. Пробы со значительным количеством Zn содержат и повышенное количество Cd, поэтому он может рассматриваться в качестве попутного компонента в случае получения цинкового концентрата.

Среднее содержание Se в пробах ГПС составляет от 3,4 (Зенит-Виктория) до 310,9 (Юбилейное) г/т (см. рис. 3). Практически все руды изучаемых полей можно отнести к промышленному типу сырья для его попутного извлечения при производстве медьсодержащих продуктов (за исключением полей Зенит-Виктория и Пюи-де-Фоль).

Среднее содержание Ga составляет от 4,1 (Петербургское) до 29,5 (Пюи-де-Фоль) г/т, что является нижним пределом средней концентрации для колчеданно-полиметаллических руд.

Вопрос о целесообразности технологической переработки ГПС с излечением полезных и попутных, редких и рассеянных элементов должен решаться в сравнении с данными о переработке уже разведанных и эксплуатируемых месторождений, расположенных на суше, аналогичных океаническим по химическому и минеральному составам.

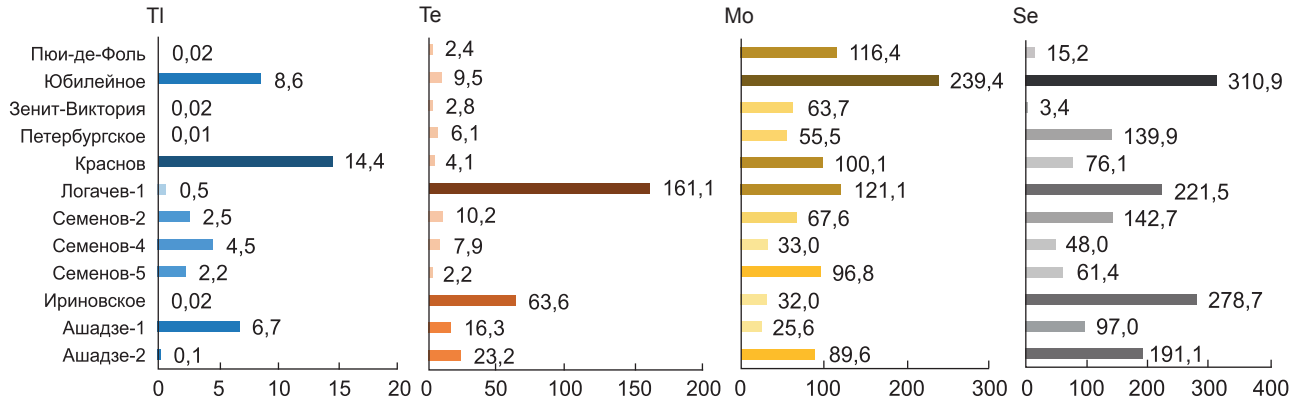


Рис. 3. СРЕДНЕЕ СОДЕРЖАНИЕ (г/т) ТАЛЛИЯ, ТЕЛЛУРА, МОЛИБДЕНА И СЕЛЕНА В ПРОБАХ ГПС РУДНЫХ ПОЛЕЙ РРР (результаты изучения редких элементов по малым технологическим пробам отдельных рудных полей, ФГБУ «ВИМС»)

По этим показателям ГПС могут сопоставляться с медными, медно-цинковыми, серно-колчеданными, сфалерит-халькопирит-пиритовыми и другими типами руд, в которых минералами-концентраторами редких металлов являются халькопирит (Se, Te), пирит (Se), сфалерит (Te, Tl, Ge, Ga, Cd).

При комбинированной пиро-гидрометаллургической переработке ценные редкие и рассеянные элементы главным образом сосредоточиваются в товарных моноконцентратах Cu, Zn, Fe (пирита) и реже в хвостах флотационного процесса.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

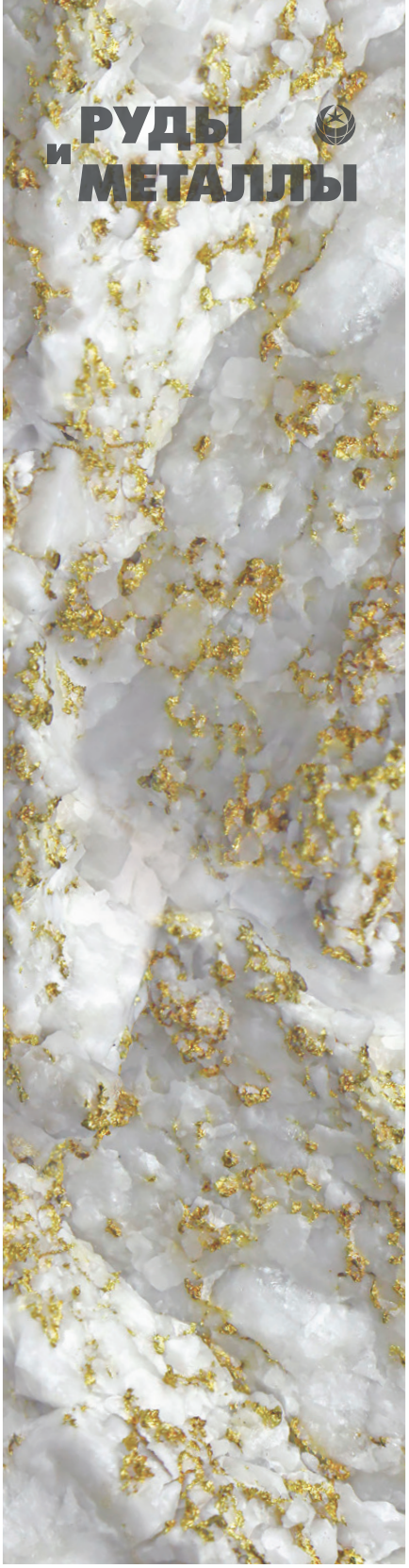
1. *Андреев С.И.* «Все на дно!» или гонка за лидером // Редкие земли. 2016. № 6. С. 27–39.
2. *Аникеева Л.И., Александров П.А., Андреев С.И.* Железомарганцевый рудогенез океана // Талассохимия рудогенеза Мирового океана. С-Пб., 2009. С. 118–141.
3. *Антонов А.Е., Гамянин Г.Н.* Сквозная океанически-континентальная система (СОКС) Якутии // Отечественная геология. 2015. № 6. С. 52–59.
4. *Клименко Н.Г., Романчук А.И., Задорнов М.М., Ивановская В.П.* Технологическая классификация глубоководных полиметаллических сульфидов (ГПС) // Руды и металлы. 1998. № 1. С. 62–67.
5. *Металлогения* гидротермальных сульфидных руд Мирового океана / С.И.Андреев, Л.И.Аникеева, В.Е.Казакова и др. // Тр. ВНИИОкеангеологии, С-Пб., 2014. Т. 224.
6. *Пущаровский Ю.М.* Тектоника Земли. Этюды. Т. 1. Тектоника и геодинамика. – М.: Наука, 2005.
7. *Mineralogy* and composition of Kuroko deposits from northeastern Honchu and their possible modern analogues in Jzu-Ogasawara (Bonin) Arc South of Japan: implications for mode of formation / G.P.Glasby, K.Lizasak, M.Hannington et al. // Ore Geology Review. 2008. Vol. 34 (1). P. 547–560.

REE COMPLEXES AS CONSTITUENTS OF THE WORLD OCEAN'S HYDROTHERMAL SULFIDE ORES

S.I.Andreev, S.F.Babaeva, V.E.Kazakova, N.L.Kolchina, A.A.Sukhanova, A.V.Firstova (VNII-Okeangeologia), S.I.Anufrieva, I.G.Lugovskaya (VIMS)

The most widespread rare, trace and rare-earth elements as constituents of the World ocean's deepsea polymetallic sulfides (DPS) are considered. A comparative analysis of their content in megastructures – ocean segments (Indo-Atlantic, Indo-Red Sea, Indo-Pacific) was performed defining segment-specific geochemical specialization. The paper presents study results for rare and trace elements in sulfide ores of the Russian prospecting area in the North Atlantic ridge and data on their behaviour in technological processing. Technological studies of DPS samples have shown flotation as the main precessing method.

Keywords: World ocean, Russian prospecting area, deepsea polymetallic sulfides, rare and trace elements, technological studies.



ЗНАЧЕНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ РАЗВИТИЯ АЛМАЗОНОСНЫХ СИСТЕМ ПРИ ОЦЕНКЕ АБСОЛЮТНОГО ВОЗРАСТА АЛМАЗА

Оценки абсолютного возраста алмаза кимберлитов по составу его минералов-узников варьируют от нескольких сотен миллионов до 3,5 млрд лет и зависят от возрастных соотношений включений с минералом-хозяином. Охарактеризованы основные черты геолого-генетических моделей образования алмаза и их роль при определении его возраста. С использованием конвективной геологической модели развития алмазоносной системы для большинства якутских алмазов обосновывается наиболее вероятный возраст 1,8–2,0 млрд лет. Эти значения согласуются с датировками регионального метаморфизма пород фундамента Сибирской платформы, а также с изотопным возрастом включений граната в кристаллах алмаза.

Ключевые слова: алмаз, абсолютный возраст, изотопное датирование, минеральные включения, геологические модели, региональный метаморфизм.

Хачатрян
Галина Карленовна
доктор геолого-минералогических наук
старший научный сотрудник
khachatryan_g_k@mail.ru

ФГУП Центральный
научно-исследовательский
геологоразведочный институт
цветных и благородных металлов,
г. Москва

Одним из дискуссионных вопросов минерагении алмаза является абсолютный возраст образования кристаллов алмаза, позже выносимых к земной поверхности кимберлитами и лампроитами. Наиболее достоверные и воспроизводимые датировки возраста алмазов по включениям силикатов (Sm-Nd метод) и сульфидов (Re-Os метод) обобщены в работе [16]. Представленные в ней данные охватывают кристаллы из около двух десятков месторождений мира и показывают вариации изотопного возраста минералов-узников от 1 до 3,5 млрд лет. При этом вариации возраста минералов даже из одной и той же трубки нередко достигают 1,5 млрд лет. Такой значительный разброс прежде всего характерен для кристаллов алмаза с разным составом минералов-узников. Алмазы с минералами-узниками ультраосновной ассоциации чаще оказываются более древними, чем алмазы с узниками эклогитовой ассоциации. Кроме того, для одной и той же трубки датировка алмазов по включённым в них сульфидам демонстрирует больший разброс и в целом более древний возраст, чем по включениям силикатов.

Отмеченные разные оценки абсолютного возраста алмаза в значительной мере обусловлены тем, что существующие изотопные методы не позволяют проводить прямую датировку самого алмаза. Датируются лишь минералы, возраст которых нередко иной, чем у алмаза. В публикациях, как правило, не содержатся обоснования сингенетичности алмаза с его включениями. Эта проблема заслуживает самостоятельного исследования, сочетающего собственно минералогические критерии условий роста алмаза, природы его включений с тектоническими факторами развития алмазоносной системы в масштабе провинции. Рассмотрим это на примере Сибирской платформы, используя как

УДК 549.211:550.93
© Г.К.Хачатрян, 2017

изотопные датировки минералов из литературных источников, так и ранние наши разработки по ряду вопросов алмазообразования [1, 2, 14].

Изотопная датировка алмазов Сибирской платформы. По сравнению с алмазами Африки абсолютный возраст якутских алмазов относительно мало изучен. Исключение составляют алмазы трубки Удачная, датировке которых посвящён ряд работ [4, 9, 15, 18, 21, 22, 24 и др.]. Обзор имеющихся в литературе данных, касающихся алмазов трубок Удачная, Мир, Айхал и Сытыканская, проведён А.И.Зайцевым [6]. В этой публикации суммированы результаты определений изохронного и модельного возрастов (Sm-Nd-, Re-Os-, Pb-Pb методы) алмазов с включениями минералов ультраосновной и эклогитовой ассоциаций, а также алмазосодержащих ксенолитов из трубки Удачная. Наиболее интересны, с нашей точки зрения, определения изохронного возраста алмаза Sm-Nd методом по включениям граната и клинопироксена. В работе [22] на основе статистически представительных данных (более 150 включений пироповых гранатов гарцбургитовой ассоциации) установлен изохронный возраст алмаза из трубки Удачная, составивший 2010±60 млн лет. Аналогичный возраст алмаза из этой трубки получен Г.П.Булановой с соавторами [4] Pb-Pb-методом по центральным включениям пентландита перидотитовой ассоциации.

Датировки, выполненные по гранату в алмазоносных ультраосновных и эклогитовых ксенолитах из кимберлитов трубки Удачная, характеризуются значительным разбросом от 3000 до 340 млн лет (рис. 1). На рис. 1 приведены Sm-Nd изохронные и модельные возраста ксенолитов перидотитов, являющихся самыми древними, дунитов, эклогитов и включений в алмазе граната ультраосновной ассоциации. В большинстве случаев гранат включений моложе или равен по возрасту гранату материнских пород. Однако в отдельных эклогитовых ксенолитах гранат по возрасту существенно более молодой – 340 млн лет (см. рис. 1). Он близок к возрасту самой трубки и, по-видимому, не связан с кристаллизацией алмаза. Из этого следует, что более достоверные результаты дают гранаты включений, «законсервированных» внутри кристалла алмаза, тогда как к датировкам алмаза по гранатам алмазоносных пород необходимо относиться с осторожностью.

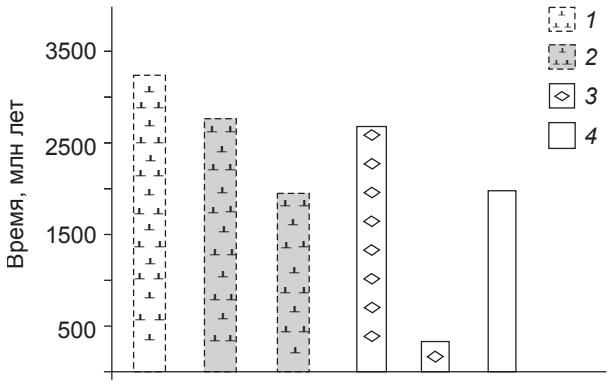


Рис. 1. Результаты Sm-Nd датирования по гранату алмазоносных ксенолитов (*1–3*) и алмаза (*4*) из трубки Удачная, по данным работ [9, 18, 19, 21]:

1, *2* – модельные возраста соответственно перидотитового и дунитового кенолитов; *3*, *4* – изохронные возраста соответственно эклогитовых ксенолитов и алмаза

В работе [17] проанализированы Sm-Nd соотношения в клинопироксенах и гранатах из алмазоносных эклогитовых ксенолитов и соответствующих минералов-узников алмаза трубки Удачная. Как показали исследования, датировки по минеральным включениям клинопироксена в алмазе наиболее согласуются с данными по возрасту ксенолитов (рис. 2). Кроме того, делается вывод, что именно клинопироксены позволяют определять возраст древнего протолита эклогитов, составляющий 2930±61 млн лет. Всё это ещё раз демонстрирует, что возраст алмазов одной и той же трубки, определённый по включениям разных минералов, может существенно различаться. Включения клинопироксенов во многих случаях – существенно более древние по сравнению с алмазом, а включения граната в алмазах с большой долей вероятности – сингенетичны с ними.

Основные черты существующих геолого-генетических моделей алмазообразования и их следствия. Трактовка возрастных соотношений алмаза и его минералов-узников в значительной мере зависит от концептуальной геолого-генетической модели алмазообразования. Поддерживая наиболее обоснованную и принятую большинством исследователей точку зрения на докимберлитовый возраст алмазов, остановимся на двух принципиально различных группах концепций.

К первой, наиболее распространённой, собственно магматогенной группе концепций относятся представления, что все минералы ультрабазитовой и базитовой ассоциаций являются собствен-

но магматическими. По одной из концепций этой группы все минералы, в том числе и алмаз, кристаллизовались из единой магмы, т.е. были практически сингенетичными. Согласно другой концепции, базиты кристаллизовались из магмы, а ультрабазиты представляли рестит. Минералы рестита в этом случае могут быть существенно более древними. Без учёта данного обстоятельства появилось широко распространённое мнение о том, что алмазы, сопровождаемые ультрабазитовой ассоциацией минералов, значительно древнее алмазов эклогитовой ассоциации.

Вторая группа концепций учитывает современные мобилистские геотектонические представления, а именно погружение толщ в зоны субдукции. Субдукции подвергаются толщи бассейнов, дно которых сложено базитами, гипербазитами и углеродсодержащими осадками. Одна концепция группы рассматривает субдукцию по модели тектоники плит. Субдукция толщ на глубине в ходе декомпрессии сменяется образованием из них кимберлитовой магмы, которая при извержении захватывает образовавшиеся ранее магматогенные или флюидогенные алмазы, далее вынося их к поверхности Земли [11]. Эта модель предусматривает одностороннюю зональность ультращелочного, лампроитового и кимберлитового магматизма.

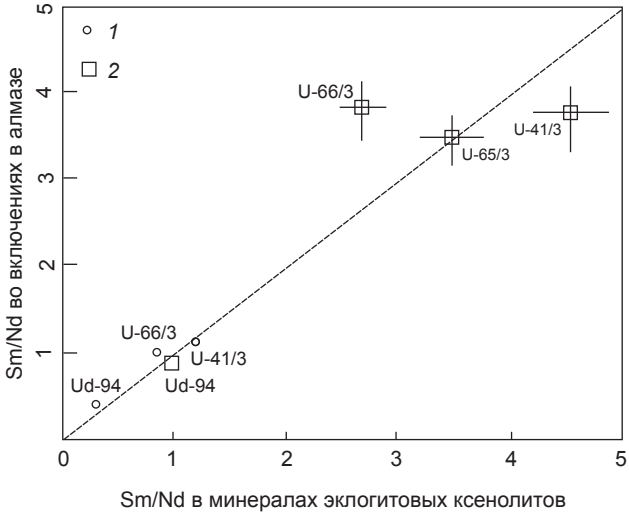


Рис. 2. САМАРИЙ-НЕОДИМОВЫЕ СООТНОШЕНИЯ В КЛИНОПИРОКСЕНАХ (1) И ГРАНАТАХ (2) ТРУБКИ УДАЧНАЯ ИЗ ВКЛЮЧЕНИЙ В АЛМАЗЕ И ЭКЛОГИТОВЫХ КСЕНОЛИТОВ В КИМБЕРЛИТАХ, ПО ДАННЫМ РАБОТЫ [17]:

U41/3, U65/3, U66/3, Ud94 – номера образцов

Другая концепция рассматривает субдукцию вне связи с тектоникой плит, а как краевой эффект ячеистой конвекции в масштабе провинции [1, 2]. Центральная часть конвективной системы формирует верхнюю часть фундамента платформы со щитами по периферии. С боков системы под фундамент, в сторону центра платформы, субдуцируют толщи смежных бассейнов, что в итоге определяет наличие двусторонней зональности условий алмазообразования в фундаменте платформы. Принципиальное отличие конвективной модели от плейт-тектонической состоит в том, что субдукция осуществляется не в виде плиты, а в виде сжатой почти лежачей синклинали, в ядре которой толщи расплющиваются и породы подвергаются региональному метаморфизму. Из этого следует, что магматические минералы могли находиться в древних толщах, которые значительно позже были субдуцированы и метаморфизованы. А возраст алмаза, как и граната, омфацита (в эклогитах), соответствует возрасту метаморфизма.

Многочисленные литературные [10, 23, 25] и данные автора [14] об участии биогенного углерода в процессе мантийного алмазообразования свидетельствуют о связи алмазообразования с погружением экзогенных соединений углерода на большие глубины совместно с базитами и ультрабазитами. Рассмотрим более подробно аргументы в пользу развиваемой нами модели алмазообразования [1, 2, 14] при погружении осадочных углеродсодержащих толщ и их базит-гипербазитового фундамента на краю конвективной геодинамической системы. На основе этой модели можно оценить возраст алмазов в масштабах кимберлитовой провинции, сопоставляя геологические данные с изотопным датированием минералов пород и минералов-узников в алмазах.

Зональное размещение типов алмазных популяций на Сибирской платформе. В основу конвективной модели алмазообразования [1, 2, 14] положены разработки по вертикальной и горизонтальной зональности размещения популяций алмаза на платформе. Были выделены популяции алмаза и их типы – группы алмаза – с определёнными соотношениями концентрации примесей азота и степени агрегации азота в кристаллической решётке алмаза. Типы популяций образуют ряд, позволяющий судить об относительной температуре и глубине возникновения алмаза. Для якутской территории Сибирской платформы уста-

новлено, что популяции имеют латеральную концентрическую зональность, характеризующуюся увеличением температуры и глубины алмазообразования от периферии платформы к её центральной части. Дополнительной особенностью рассматриваемой модели является вопрос о фазовом состоянии среды алмазообразования.

Минералогические признаки алмаза, свидетельствующие о его кристаллизации в твёрдой среде при региональном динамо-термальном метаморфизме. Нами было показано, что вопреки распространённому мнению об алмазообразовании в магматическом расплаве кристаллы алмаза растут в условиях стресса в твёрдой среде при метаморфизме, обусловленном субдукцией толщ. Вместе с толщами погружались углеродсодержащие (в том числе биогенные) вещества, за счёт которых на больших глубинах образовался алмаз [2]. Точка зрения на рост алмаза в твёрдой среде ранее высказывалась Г.Мейером и Ф.Р.Бойдом [20], В.В.Бескрововым [3], Б.А.Мальковым [8]. На примере изучения нескольких тысяч кристаллов алмаза из кимберлитов автором были установлены минералогические признаки кристаллизации алмаза в твёрдой анизотропной среде.

К ним относятся:

диссимметризация кристаллов. Она выражается неоднородностями роста алмаза в разных направлениях, что противоречит кристаллизации из расплава или раствора, где отсутствует разность напряжений. Природные октаэдрические кристаллы алмаза часто имеют уплощённую (по оси L_3), удлинённую (по оси L_2) и сложно искажённую формы. Это служит признаком того, что кристаллизация происходила не в изотропной (газовой или жидкой) среде;

включения в «алмазе-хозяине» обломанных кристаллов алмаза и их осколков. Такое раскалывание алмаза может происходить только при деформации твёрдой среды и быть связанным с шоковыми ситуациями, кратковременно прерывающими рост алмаза при древних землетрясениях. Подобные осколки алмаза в алмазе обнаружены в кристаллах россыпей Урала и трубок Архангельской области [2];

микросдвиговые деформации, не затрагивающие внешнюю зону растущего кристалла. Описаны в работах [3, 5, 23], а впоследствии наблюдались нами [2] в алмазах из кимберлитов. В малоподвижной жидкости или расплаве, где отсутствуют тангенциальные напряжения, образование сдвигов не происходит.

Соотношение возраста метаморфических толщ фундамента платформы и возраста алмазов. Как следует из модели развития ячеистой конвекции [1], субдуцирование окружающих толщ под ячею сопровождается компенсационным извлечением из глубины нагретых масс, надвигающихся на погружающиеся массы. Первые соответствуют зеленосланцевым («зеленокаменным»), а вторые гранулит-гнейсовым блокам вблизи щитов. Завершение их формирования фиксируется резкими региональными стратиграфическими и структурными несогласиями. Таким образом, по несогласиям и времени гранулитового метаморфизма можно с известной долей вероятности судить о возрасте конвективного процесса и, следовательно, о времени начала роста кристаллов алмаза.

Выявленной нами двусторонней (с элементами концентричности) зональности популяций алмазов на Сибирской платформе соответствует концентрическое окружение платформы поясами гранулитов (рис. 3), абсолютный возраст которых определялся с помощью методов изотопного датирования. Согласно работам ряда исследователей, обобщённым В.Е.Хаиным [13], гранулит-гнейсовые пояса конца раннего протерозоя, сопровождаемые гранитоидами с возрастом 1,8–2,0 млрд лет, присутствуют в Становом мегаблоке Алдано-Станового щита, Хапчанском блоке Анабарского щита, где гранитоиды (1,9–1,85 млрд лет) образуют серию массивов вдоль линии северо-восточного направления. К востоку от Анабарского щита находится Оленёкский блок. Архейские и нижнепротерозойские толщи блока надстроены раннепротерозойской вулкано-плутонической ассоциацией (Экитский вулкано-плутонический пояс).

Юго-западным обрамлением Сибирской платформы служит Присаянская полоса. В её Иркутском блоке гранитоиды Саянского и Таракского комплексов имеют возраст 2,0–1,8 млрд лет [12]. Крупным фрагментом Присаянской полосы является Бирюсинский блок, сложенный архейскими гнейсами амфиболитовой и гранулитовой фаций, глинозёмистыми сланцами, мраморами и амфиболитами. Архейский комплекс в северо-восточном обрамлении блока несогласно перекрыт нижнепротерозойской обломочной толщей, метамор-

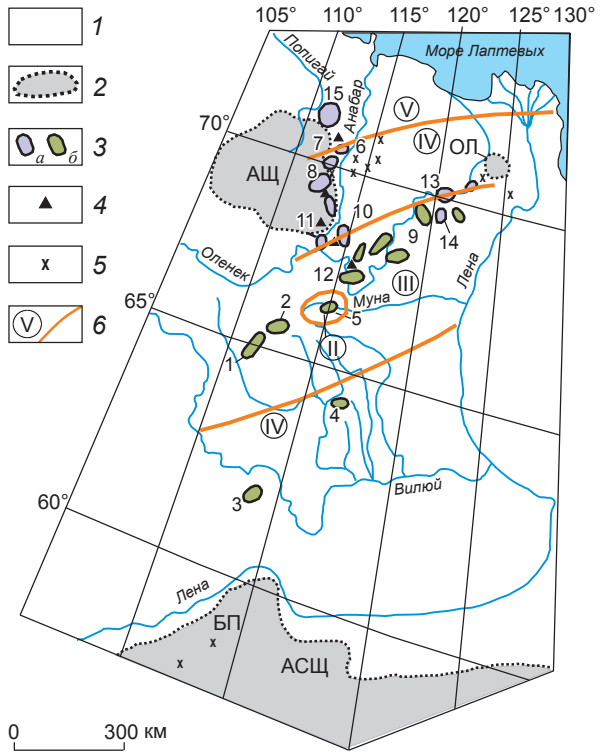


Рис. 3. СТРУКТУРА АЛМАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ [2]:

1 – чехол Сибирской платформы; *2* – области и пояса с выходами архей-раннепротерозойских гранулитов и гранит-зеленокаменных блоков (щиты и их фрагменты): АЩ – Анабарский, ОЛ – Оленёкский, АСЩ – Алдано-Становой, БП – Байкало-Патомский; *3* – алмазоносные районы и поля с кимберлитами и родственными породами мезозойского (*а*), палеозойского (*б*) возрастов (1 – Алакит-Мархинский, 2 – Далдынский, 3 – Мирнинский, 4 – Накынский, 5 – Мунский, 6 – Орто-Ыаргинский, 7 – Нижне-Куонамский (Стародеченский), 8 – Среднекуонамский, 9 – Восточно-Укукитский, 10 – Западно-Укукитский, 11 – Куранахский (Малокуонамский), 12 – Чомурдахский, 13 – Куойский, 14 – Молодинский, 15 – Попигайский); *4* – тела карбонатитов; *5* – массивы щелочного и щёлочно-ультраосновного составов; *6* – условные границы зон, в которых главные популяции алмаза характеризуются наиболее высокими (II), промежуточными (III, IV) и относительно низкими (V) температурами образованиями

физованной в зеленосланцевой или низкотемпературной амфиболитовой фации. Возраст прорывающих их гранитоидов 1,9 млрд лет. В отношении восточного допалеозойского обрамления платформы нет определённых данных, так как оно скрыто под пермскими и мезозойскими толщами. В целом, по заключениям О.М.Розена, В.Е.Хаина, кратонизация платформы завершилась во второй половине раннего протерозоя, в основном к 1,9–1,8 млрд лет [7, 13].

Всё вместе взятое позволяет считать наиболее обоснованным временем образования алмазов Сибирской платформы промежуток между 1,8–2,0 млрд лет, который соответствует возрасту гранатов [22], встреченных в составе минералов-узников в кристаллах алмаза. Вместе с тем, нельзя полностью отрицать возможность образования части алмазов в архее, как считают О.М.Розен с соавторами [7] и другие исследователи.

В аспекте изложенного вернёмся к обсуждению возраста алмазов наиболее изученной трубки Удачная. Изотопный возраст её алмазов составляет примерно 2 млрд лет [4, 22]. Это хорошо согласуется с оценками возраста алмазообразования на Сибирской платформе, основанными на конвективной модели алмазоносных систем. Это же, с одной стороны, подтверждает необходимость взаимного контроля разных методов геохронологии алмаза, а с другой – говорит о корректности принятой нами модели геодинамики алмазоносных систем.

Дополнительными следствиями вышеизложенного являются ограничения в использовании минералов-узников для изотопного датирования алмаза. Согласно принятой нами модели, алмаз – метаморфогенный минерал. Поэтому более вероятно, что алмазу сингенетичны гранаты – типичные минералы метаморфизма и, прежде всего, гранаты эклогитовой ассоциации. Возраст минералов ультраосновных пород, включённых в алмаз, может отражать возраст древнего рестита, образовавшегося при магматогенной дифференциации мантии, определившей её расслоение. Датирование алмаза по таким минералам вряд ли корректно.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Барышев А.Н.* Периодическое размещение алмазоносных систем и смежные проблемы геологии алмазов // Отечественная геология. 2006. № 6. С. 20–35.
2. *Барышев А.Н., Хачатрян Г.К.* Влияние тектонического поля напряжений на механизм роста, структуру кри-

сталлов алмаза в связи с общей геодинамикой алмазообразования // Отечественная геология. 2015. № 1. С. 46–60.

3. *Бескрованов В.В.* Онтогения алмаза. – Новосибирск: Наука, 1992.
4. *Буланова Г.П., Барашков Ю.П., Тальникова С.Б., Смелова Г.Б.* Природный алмаз – генетические аспекты: монография. – Новосибирск: Наука, 1993.
5. *Варшавский А.В.* Аномальное двупреломление и внутренняя морфология алмаза. – М.: Наука, 1968.
6. *Зайцев А.И.* Возраст алмазов Якутской алмазоносной провинции // Отечественная геология. 2008. № 5. С. 79–85.
7. *Земная* кора Якутской алмазоносной провинции: состав, структура, формирование / О.М.Розен, А.В.Манаков, В.Д.Суворов и др. // Геология алмазов – настоящее и будущее. Воронеж, 2005. С. 158–188.
8. *Мальков Б.А.* Геология и петрология кимберлитов: монография. – СПб.: Наука, 1997.
9. *Мегакристаллические* пироповые перидотиты в литосфере Сибирской платформы: Минералогия, геохимические особенности и проблема происхождения / Н.П.Похиленко, Н.В.Соболев, Ф.Р.Бойд и др. // Геология и геофизика. 1993. № 1. С. 71–84.
10. *Соболев В.С., Соболев Н.В.* Новые доказательства погружения на большие глубины эклогитизированных пород земной коры // ДАН СССР. 1980. Т. 250. № 3. С. 683–685.
11. *Сорохтин О.Г., Митрофанов Ф.П., Сорохтин Н.О.* Глобальная эволюция Земли и происхождение алмазов. – М.: Наука, 2004.
12. *Туркина О.М., Урманцева Л.Н., Бережная Н.Г., Сублов С.Г.* Формирование и мезоархейский метаморфизм гиперстеновых гнейсов в Иркутском гранулитогнейсовом блоке (Шарыжалгайский выступ Сибирской платформы) // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 1. С. 122–137.
13. *Хаин В.Е.* Тектоника континентов и океанов (год 2000). – М.: Научный мир, 2001.
14. *Хачатрян Г.К.* Азот и водород в кристаллах алмаза в аспекте геолого-генетических и прогнозно-поисковых проблем алмазных месторождений // Отечественная геология. 2013. № 2. С. 29–40.
15. *Diamondiferous* eclogites from Siberia: Remnats of Archeaen oceanic crust / D.E.Jacob, E.Jagoutz, D.Lowry et al. // Geochim. Cosmochim. Acta. 1994. Vol. 58. № 5. P. 5191–5207.
16. *Diamonds* and Geology of Mantle Carbon / S.B.Shirey, P.Cartigny, D.J.Frost et al. // Reviews in Mineralogy & Geochemistry. 2013. Vol. 75. P. 355–421.
17. *Eclogitic* inclusions in diamonds: Evidence of complex mantle processes over time / L.A.Taylor, G.A.Snyder, G.Crozaz et al. // Earth and Planet. Sci. Lett. 1996. Vol. 142. P. 535–551.
18. *Jacob D.E., Jagoutz E., Sobolev N.V., Sorowka A.* Isotopic analysis (Sm-Nd, Rb-Sr and U-Pb) of single subcalcic garnet grains from Yakutian kimberlites // 6th International Kimberlite Conference Long Abstract. Novosibirsk, 1995. P. 257–259.
19. *Jagoutz E.* Sm-Nd systematic in eclogites from Siberia // 4th International Kimberlite Conference Long Abstract. Geol. Soc. Of Australia, 1986. P. 265–266.
20. *Meyer H.O.A., Boyd F.R.* Inclusions in Diamond // Carnegie Institute of Washington Year Book. Washington, DC: 1969. Vol. 68. P. 315–324.
21. *Re-Os*, Sm-Nd and Rb-Sr evidence for thick Archeaen lithosphere beneath Siberia modified by multistage metasomatism / D.G.Pearson, S.B.Shirey, S.W.Carlson et al. // Geochim. Cosmochim. Acta. 1995. Vol. 59. № 5. P. 959–971.
22. *Richardson S.Y., Harris J.W.* Antiquity of peridotitic diamonds from the Siberian craton // Earth and Planet. Sci. Lett. 1997. Vol. 151. P. 271–277.
23. *Schulze D.J., Harte B., Valley J.W., Channer D.M.* Extreme geochemical variation accompanying diamonds growth, Guaniamo, Venezuela // 8th International Kimberlite Conference Long Abstract. Victoria. Canada. 2003. # 0187.
24. *Single* crystal Re-Os isotope study of sulphide inclusions from a Siberian diamond / D.G.Pearson, S.B.Shirey, G.P.Bulanova et al. // Geochim. Cosmochim. Acta. 1999. Vol. 63. № 5. P. 703–711.
25. *The application* of C isotope measurements to the identification of the sources of C in diamonds / M.B.Kirkley, J.Gurney, M.Otter et al. // Appl. Geochem. 1991. Vol. 6. P. 477–494.

SIGNIFICANCE OF GEOLOGICAL MODELS OF DIAMONDIFEROUS SYSTEM DEVELOPMENT FOR EVALUATION OF DIAMOND ABSOLUTE AGE

G.K.Khachatryan (TsNIGRI)

Estinates of the absolute age of kimberlite diamond by its captive mineral composition range from hundreds Ma to 3,5 Ga and depend on inclusion age relations to host mineral. The main features of geological-genetic models of diamond formation are characterized as well as their role in its age determination. Most Yakut diamonds are dated at 1,8–2,0 Ga using a convective geological model of diamondiferous system development. These ages correlate with dating of regional metamorphism for the Siberian platform's basement rocks and isotope age of garnet inclusions in diamonds.

Keywords: diamond, absolute age, isotope dating, mineral inclusions, geological models, regional metamorphism.

7 октября 2017 г. исполнилось 70 лет заведующему научно-организационным отделом ФГУП ЦНИГРИ, заслуженному геологу Российской Федерации **Льву Сергеевичу Сущинскому**.

Л.С.Сущинский трудится в геологической отрасли с 1966 г. Окончил геологический факультет Ташкентского государственного университета. Начал трудовую деятельность в Среднеазиатском научно-исследовательском институте геологии и минерального сырья, где прошёл путь от лаборанта до старшего научного сотрудника. Занимался изучением месторождений вольфрама, меди, молибдена, флюорита, бокситов, бентонитов. Активно участвовал в региональных работах, связанных с составлением прогнозных и металлогенических карт Средней Азии м-ба 1:200 000, карты полезных ископаемых СССР м-ба 1:1 000 000 (листы К-41, 42). Под его руководством осуществлялись прогнозные построения м-ба 1:10 000–1:50 000 на месторождениях и рудопроявлениях вольфрама (Каратюбе, Ингичке, Фазильман и др.), меди (Алмалыкская группа) в Узбекистане, меди и золота (Андаш) в Киргизии, а также оценка ряда рудоносных площадей Средней Азии (Каратюбинский, Приводораздельный рудные узлы, Таласская рудоносная зона). Он участвовал в определении перспектив минерально-сырьевой базы вольфрама Средней Азии, разведке медно-молибденового месторождения Эрдэнтуин-Овоо, поисковых работах на флюорит в Бэрхинском районе Монголии.

С 1998 по 2005 г.г. Л.С.Сущинский работал начальником отдела геологии и недропользования в структуре управления геологической службой Рязанской области. При его непосредственном участии составлялись ежегодные и перспективные программы геологического изучения и воспроизводства минерально-сырьевой базы Рязанской области, подготавливались предложения для включения в федеральную программу геологического изучения и воспроизводства минерально-сырьевой базы Российской Федерации. Он являлся разработчиком Концепции изучения геологического строения территории Рязанской области. Им обоснованы и определены перспективы россыпной золотоносности мезозойско-кайнозойских отложений, составлена структурно-тектоническая карта области м-ба 1:200 000. Л.С.Сущинский был инициатором ведения геодинамического мониторинга на Касимовском и Увязовском подземных хранилищах газа, организации государственного мониторинга геологической среды и водных объектов, внедрения дистанционных методов изучения земной поверхности при геологоразведочных работах. Участвовал в работе ТКЗ при ГУПР по Рязанской области.

С 2005 по 2012 г.г. Л.С.Сущинский работал в должности заместителя начальника отдела геологии твёрдых полезных ископаемых Управления геологии твёрдых полезных ископаемых Федерального агентства по недропользованию. В этот период участвовал в формировании направлений работ по геологическому изучению недр и воспроизводству минерально-сырьевой базы твёрдых полезных ископаемых РФ, контроле за выполнением мероприятий федеральных целевых и ведомственных программ, составлении перечней объектов государственного заказа, организации государственной приёмки продукции от исполнителей работ по государственному заказу, подготовке сводных информационно-аналитических материалов.

С 2012 г. Л.С.Сущинский работает в ФГУП ЦНИГРИ заведующим научно-организационным отделом. Обладая огромным производственным опытом и аналитическими способностями, он обеспечивает решение задач НИР и ГРР, выполняемых институтом: участвует в подготовке проектов геологоразведочных работ, проведении работ на объектах госзаказа, приёмке результатов работ по воспроизводству минерально-сырьевой базы твёрдых полезных ископаемых, контроле за исполнением контрактных обязательств. Является нештатным экспертом ФБУ «Росгеолэкспертиза».

Л.С.Сущинский – автор и соавтор большого количества публикаций, геологических отчётов, информационных записок и бюллетеней, проектов на различные виды геологоразведочных работ.

Трудовая деятельность Л.С.Сущинского отмечена благодарностями, почётными грамотами и отраслевыми наградами. Он награждён знаками «Почётный разведчик недр», «Отличник разведки недр», юбилейным знаком «300 лет горно-геологической службе России».

Высокий профессионализм, трудолюбие, принципиальность, энергия и преданность делу принесли ему заслуженное уважение коллектива ЦНИГРИ. Друзья и коллеги по работе также знают Л.С.Сущинского как творческого человека, увлечённого живописью. Именно профессиональная деятельность даёт ему вдохновение и предоставляет богатый материал для написания картин. Его авторские выставки всегда привлекают широкое внимание геологической общественности.

Поздравляем Льва Сергеевича Сущинского с юбилеем, желаем ему крепкого здоровья, счастья, благополучия, дальнейших творческих достижений.

31 декабря 2017 г. исполняется 60 лет ведущему инженеру научно-организационного отдела, заместителю главного редактора журнала «Отечественная геология» **Татьяне Михайловне Папеско.**

После окончания в 1981 г. Московского геологоразведочного института им. С.Орджоникидзе по распределению была направлена в ПГО «Читагеология», где работала участковым геологом в Калангуйской ГРП Даурской экспедиции.

В 1986 г. Т.М.Папеско была зачислена в отдел геологии и методики поисков полезных ископаемых Мирового океана ЦНИГРИ. Занималась изучением строения и эволюции структурно-тектонических зон Мирового океана, специализировалась на построении карт распределения минеральных ресурсов. С 2000 г. по март 2005 г. работала в научно-экспозиционном отделе Государственного геологического музея им. В.И.Вернадского РАН.

С апреля 2005 г. Т.М.Папеско трудится в ФГУП ЦНИГРИ. Будучи научным сотрудником отдела экзогенных месторождений благородных металлов, занималась вопросами изучения золотоносности приморских регионов Северо-Востока России, обстановок формирования россыпей с мелким и тонким золотом в мезозойско-кайнозойских вулкано-плутонических поясах.

В редакции научно-технического журнала «Отечественная геология» Т.М.Папеско начала работать в 2008 г., а с 2013 г. возглавила её. При непосредственном участии Татьяны Михайловны выпущено в свет более 50 номеров журнала, улучшено его полиграфическое оформление, обеспечено включение издания в Перечень ВАК и международные базы данных, расширены читательская и партнёрская аудитории. Вдумчивое редактирование и заинтересованное внимание при подготовке рукописей вызывают уважение авторов публикаций и читателей журнала.

Т.М.Папеско – член Русского географического общества, автор и соавтор большого количества публикаций и научно-исследовательских отчётов, участник научно-практических конференций, научных чтений, съездов. Её многолетняя трудовая деятельность отмечена благодарностями, почётными грамотами. Ей присвоено звание «Ветеран труда».

Т.М.Папеско пользуется заслуженной любовью в коллективе за удивительное трудолюбие, добросовестность и профессионализм.

Поздравляем Татьяну Михайловну Папеско с юбилеем, желаем ей хорошего здоровья, счастья, благополучия, успехов в работе.

3 января 2018 г. исполняется 70 лет ведущему научному сотруднику, специалисту в области изучения геологического строения, условий локализации, вещественного состава и технологических свойств руд месторождений золота **Вилли Оттовичу Конышеву.**

После окончания в 1971 г. Красноярского института цветных металлов В.О.Конышев трудился в нём в должности ассистента, доцента на кафедре геологии месторождений и методики разведки. В 1975 г. он защитил кандидатскую диссертацию по теме «Геолого-структурные условия локализации, вещественный состав и минеральная зональность золотого оруденения на Ольховско-Чебижекском рудном поле».

Перейдя в 1979 г. в ЦНИГРИ, Вилли Оттович продолжил работу по изучению условий локализации и оценке золоторудных месторождений во многих регионах России – на Урале, в Красноярском крае, Новосибирской области, Республике Саха-Якутия и др. Успешно выполнял детальные исследования золоторудных месторождений, участвовал в их поисках и оценке, разрабатывал направления геологоразведочных работ на золото в этих регионах.

В период с 1999 по 2004 гг. В.О.Конышев – генеральный директор, а затем главный инженер ОАО «Горнорудная компания Кемерово-Москва». Возглавлял геологоразведочные работы на золоторудном месторождении Федоровское-1. Им были организованы исследования по совершенствованию методики опробования, обработки проб, оценке прогнозных ресурсов и подсчёту запасов металла на объектах с бонанцевым распределением золота. В дальнейшем результаты этих исследований успешно применялись им на других золоторудных объектах.

После возвращения в ЦНИГРИ в 2004 г. и по настоящее время В.О.Конышев осуществляет работы по научно-методическому сопровождению ГРР, выполняемых за счёт средств федерального бюджета, на золоторудных объектах Республики Хакасия, Кемеровской, Новосибирской, Томской, Омской областей и южной части Красноярского края. На ряде объектов им были проведены договорные работы, связанные с изучением вещественного состава и технологических свойств природных типов руд с крупным золотом и совершенствованием методики их опробования. Проведённый им комплекс работ по научно-методическому сопровождению на объектах Госзаказа способствовал решению задач, стоящих перед геологоразведчиками по укреплению МСБ золота в отмеченных регионах. На базе выполненных исследований им было разработано, получило одобрение в ГКЗ и рекомендовано к использованию в практике ГРР «Методическое руководство для определения истинных содержаний золота в рудных телах способом извлечения металла в продукты обогащения из групповых проб, составленных из полных масс рядовых проб разведочных пересечений (на примере объектов Ортон-Балыксинского рудного района)».

Результаты научной деятельности В.О.Конышева отражены в монографиях, методических руководствах, докладах на научно-практических конференциях, многочисленных отчётах, а также более чем в 50 публикациях. Им разработан способ определения среднего содержания золота в рудных телах, на который в марте 2010 г. выдан Патент на изобретение RU №2383889.

В.О.Конышева отличают высокая работоспособность, стремление претворять научные достижения в практику. Он награждён знаком «Отличник разведки недр». Является председателем Московской межрегиональной организации ООО «Ветеран-геологоразведчик».

Поздравляем Вилли Оттовича Конышева с юбилеем, желаем ему крепкого здоровья, благополучия, новых творческих успехов.

Дирекция
Учёный совет
Редколлегия журнала

СПИСОК СТАТЕЙ, ОПУБЛИКОВАННЫХ В ЖУРНАЛЕ «РУДЫ И МЕТАЛЛЫ» ЗА 2017 ГОД

НОВОСТИ, ИНФОРМАЦИЯ

Журналу «Руды и металлы» – 25 лет. № 4. С. 4.

Итоги VII Научно-практической конференции «Научно-методические основы прогноза, поисков и оценки месторождений благородных, цветных металлов и алмазов», 13–14 апреля 2017 г., г. Москва. № 2. С. 4–6.

ОБЩИЕ ВОПРОСЫ НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЯ

Голенев В.Б., Ермакова Ю.В., Конкина О.М., Тарасов А.С., Тучина М.В.
К итогам апробации состояния ресурсного потенциала алмазов, благородных и цветных металлов на 2016 г. по результатам поисковых работ. № 2. С. 7–16.

ПРИКЛАДНАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЯ

Барышев А.Н.
Главные черты геологии и генезиса свинцово-цинковых месторождений в вулканогенно-осадочных толщах, залегающих на древних континентальных массивах. № 3. С. 4–13.

Горошко М.В., Шевченко Б.Ф., Гильманова Г.З., Носырев М.Ю.
Геологическое строение и ураноносность Купуринской площади Алдано-Станового щита. № 2. С. 17–28.

Кузнецов В.В., Серавина Т.В., Корчагина Д.А.
Минерально-сырьевая база и обстановки локализации полиметаллических месторождений Сибири. № 1. С. 19–32.

Минькин К.М.
Геологическая позиция и условия локализации месторождений золото-сульфидных руд Миндякского рудного поля, Республика Башкортостан. № 3. С. 14–26.

Мясникова З.А., Мясников Ф.В.
Коренные источники алмазов верхнепалеозойских отложений Чернышевско-Лапчанской площади Мало-Ботуобинского алмазоносного района. № 3. С. 27–42.

Некрасов А.И.
Типы геолого-структурных обстановок проявления золото- и сереброрудной минерализации в Яно-Колымской и Западно-Верхоянской провинциях, северо-восток Якутии. № 1. С. 5–18.

Сначёв В.И.
Перспективы гранитоидов Барангуловского массива на тантал-ниобиевое оруденение, зона Уралтау. № 1. С. 33–39.

СТРОЕНИЕ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Алексеев А.С., Шишакова Л.Н.
Минеральный состав руд золоторудного месторождения Чульбаткан, Нижнее Приамурье, Хабаровский край. № 3. С. 43–50.

Барышев А.Н.
Выжимание и нагнетание руд колчеданных месторождений при их диагенезе и региональном метаморфизме. № 4. С. 12–17.

Кондратьева Л.А., Емельянова Н.Н.
Типоморфизм эндогенных карбонатов как показатель формационной принадлежности оруденения. № 2. С. 29–39.

Кузнецова С.В.
Некоторые вопросы генезиса и минералогические особенности стратиформных руд колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая, Алтайский край. № 2. С. 40–50.

Миляев С.А., Чекваидзе В.Б., Конкин В.Д., Донец А.И.
Прогнозно-поисковые особенности эндогенных ореолов элементов семейства железа (на примере золоторудных месторождений). № 4. С. 18–24.

Округин В.М., Шишканова К.О., Философова Т.М.
Новые данные о рудах Вилючинского золото-серебро-полиметаллического рудопроявления, Южная Камчатка. № 1. С. 40–54.

Юричев А.Н.
Рудные хромшпинелиды массивов Сыум-Кеу и Харчерузский: химизм и генетическая природа, Полярный Урал. № 2. С. 51–59.

Юшманов Ю.П.
Эшелонированные разрывные структуры Учаминского рудного узла в Нижнем Приамурье. № 3. С. 51–57.

СТРОЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЛМАЗОВ

Горев Н.И., Герасимчук А.В.
Специализированные тектонические карты при прогнозировании коренных месторождений алмазов на Сибирской платформе: методика составления и анализа. № 4. С. 25–41.

Загайный А.К., Микоев И.И., Устинов В.Н., Фейжо А., Антонов С.А.
Структурно-тектонические и геофизические предпосылки локализации кимберлитов на территории Анголы. № 4. С. 42–49.

Посухова Т.В., Гаранин В.К.
Количественный морфогенетический анализ и оценка алмазоносности поисковых площадей Восточного Беломорья. № 4. С. 50–61.

Проценко Е.В., Горев Н.И.
Тектонические особенности размещения кимберлитовых тел и их использование при прогнозировании (на примере кимберлитовых полей Западной Якутии). № 4. С. 62–69.

Сонин В.М., Жимулев Е.И., Чепуров А.И., Помазанский Б.С., Земнухов А.Л., Афанасьев В.П.
Особенности растворения алмазов V разновидности в железо-сульфидном расплаве при высоких *P-T* параметрах. № 4. С. 70–75.

Устинов В.Н.
Литолого-стратиграфическое расчленение и минеральный состав алмазоносных отложений мезозоя и кайнозоя Северо-Восточной Анголы. № 4. С. 76–84.

МЕТОДЫ И МЕТОДИКИ ПРОГНОЗА, ПОИСКОВ, ОЦЕНКИ И РАЗВЕДКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Мансуров Р.Х., Кряжев С.Г., Зеликсон Б.С.
Минералого-геохимические особенности рудопроявления Южное, Енисейский кряж. № 1. С. 55–66.

Миляев С.А., Кряжев С.Г., Виленкина Ю.В.
Ионно-сорбционный метод литохимических поисков скрытых полиметаллических месторождений: общие принципы, опыт применения. № 2. С. 60–68.

Миляев С.А., Чекваидзе В.Б.
Методы ведения поисковых литохимических съёмок в районах моренно-ледниковых отложений. № 3. С. 58–60.

Иволга Е.Г., Манилов Ю.Ф., Гурович В.Г.
Глубинные особенности размещения золоторудной минерализации Ульинской впадины. № 4. С. 85–98.

Чекваидзе В.Б.
Метасоматическая вертикальная зональность березитов золоторудных месторождений. № 3. С. 61–67.

Чекваидзе В.Б., Миляев С.А., Исакович И.З., Конкин В.Д., Донец А.И.
Оценка геохимических аномалий золоторудных полей на основе петрографо-минералого-геохимических моделей рудных объектов. № 4. С. 99–101.

КОМПЛЕКСНОЕ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ

Андреев С.И., Бабаева С.Ф., Казакова В.Е., Колчина Н.Л., Суханова А.А., Фирстова А.В., Ануфриева С.И., Луговская И.Г.
Комплексы редкометалльных элементов в составе гидротермальных сульфидных руд Мирового океана. № 4. С. 102–111.

АППАРАТУРНО-ТЕХНИЧЕСКИЕ СРЕДСТВА И ТЕХНОЛОГИИ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ

Ананьев П.П., Мещеряков Р.В., Ларионов П.В., Плотникова А.В., Беляков К.О.
Методические подходы к переработке космического минерального сырья. № 2. С. 69–74.

Зарипов Н.Р., Игнатов П.А., Васюта Ю.В., Ковальчук О.Е., Лисковая Л.В., Килижеков О.К.
Природа процессов осветления красноцветных пород, вмещающих кимберлиты Накынского алмазоносного поля Якутии. № 1. С. 67–74.

Литвиненко И.С., Шилина Л.А.
Гипергенные новообразования золота из россыпных месторождений Нижне-Мякитского рудно-россыпного поля, Северо-Восток России. № 1. С. 75–90.

Кряжев С.Г., Белов С.В., Игнатов П.А., Васюта Ю.В., Аули Э.
Флюидный режим формирования золото-кварцевых месторождений Амесмесса и Тирек в Алжирской Сахаре. № 1. С. 91–96.

Черепанов А.А., Гостищев В.В.
Углеродистые сланцы Буреинского массива как возможный источник редкоземельных металлов. № 3. С. 68–76.

ДИСКУССИИ

Хачатрян Г.К.
Значение геологических моделей развития алмазоносных систем при оценке абсолютного возраста алмаза. № 4. С. 112–117.

Хачатрян Г.К.
Органическое вещество в алмазах из кимберлитовых источников: генетическая информативность. № 3. С. 77–84.

ПОЗДРАВЛЯЕМ С ЮБИЛЕЕМ

С.В.Яблокову,
А.Г.Волчкова,
С.С.Вартаняна (№ 1),
В.Б.Голенева (№ 2),
В.С.Щукина,
А.А.Сидорова,
Д.Х.Кима,
В.С.Шаповалова (№ 3),
Л.С.Сущинского,
Т.М.Папеско,
В.О.Конышева (№ 4)

ПАМЯТИ

Г.В.Ручкина, А.К.Корсакова (№ 3)