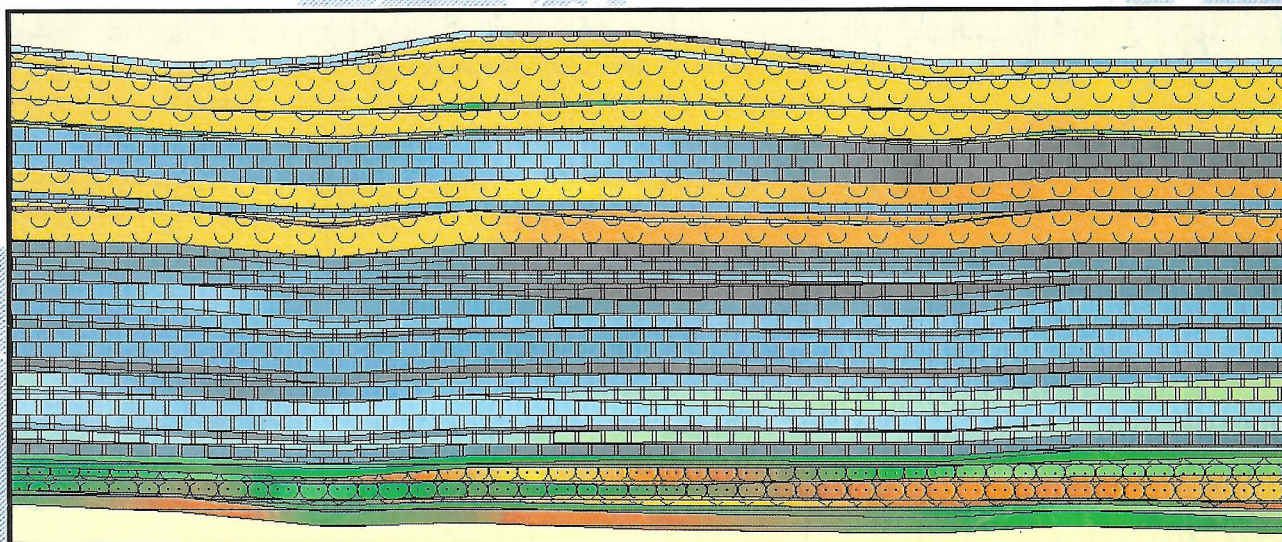




Отечественная геология



2/2006

ФИЗИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ
КОВЫКТИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

КИМБЕРЛИТЫ АНГОЛЫ

ЛИТОЛОГО-СТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ КОНТРОЛЬ
ЗОЛОТОНОСНОСТИ

Постановление Правительства Российской Федерации
От 20 февраля 2006 г. №96 г.Москва
О присуждении премий Правительства Российской Федерации 2005 года
в области науки и техники

Рассмотрев предложения Межведомственного совета по присуждению премий Правительства Российской Федерации в области науки и техники, Правительство Российской Федерации постановляет:

Присудить премии Правительства Российской Федерации 2005 года в области науки и техники и присвоить звание «Лауреат премии Правительства Российской Федерации в области науки и техники»:

Калитину Владимиру Тихоновичу, первому вице-президенту закрытого акционерного общества «Акционерная компания «АЛРОСА», руководителю работы, **Акишеву Александру Николаевичу**, кандидату технических наук, начальнику отдела института «Якутнипроалмаз», **Козееву Анатолию Александровичу**, бывшему директору того же института, **Ганченко Михаилу Васильевичу**, главному инженеру, **Дойникову Юрию Андреевичу**, директору Мирнинского горно-обогатительного комбината, **Леоненко Валерию Николаевичу**, бывшему директору того же комбината, **Морозкину Александру Павловичу**, кандидату экономических наук, первому вице-президенту - исполнительному директору, работникам того же акционерного общества; **Хохлову Олегу Ивановичу**, руководителю Управления по технологическому и экологическому надзору Федеральной службы по экологическому, технологическому и атомному надзору по Республике Саха (Якутия); **Штырову Вячеславу Анатольевичу**, кандидату экономических наук, Президенту Республики Саха (Якутия); **Филлиповскому Юрию Васильевичу** (посмертно) за разработку и реализацию нетрадиционных, высокоэффективных способов освоения алмазосодержащих месторождений Якутии.

Казанину Геннадию Семеновичу, генеральному директору открытого акционерного общества «Морская арктическая геологоразведочная экспедиция», руководителю работы, **Зайцу Игорю Владимировичу**, первому заместителю генерального директора - главному инженеру, **Маркиной Наталии Владимировне**, начальнику отряда, **Чуранову Сергею Михайловичу**, **Шкарубо Сергею Ивановичу**, кандидату геолого-минералогических наук, начальникам партий, - работникам того же акционерного общества; **Иванову Владимиру Леонидовичу**, доктору геолого-минералогических наук, главному научному сотруднику федерального государственного унитарного предприятия «Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана» Российской академии наук, **Лопатину Борису Георгиевичу**, кандидату геолого-минералогических наук, ведущему научному сотруднику того же предприятия; **Матвееву Юрию Ивановичу**, кандидату геолого-минералогических наук, генеральному директору Северного государственного федерального унитарного научно-производственного предприятия по морским геологоразведочным работам «Севморгео»; **Матишову Геннадию Григорьевичу**, академику, директору государственного учреждения «Мурманский морской биологический институт» Кольского научного центра Российской академии наук, **Тарасову Геннадию Антиповичу**, доктору геолого-минералогических наук, заведующему отделом того же учреждения, - за разработку, научное обоснование и внедрение прогрессивных технологий для создания эколого-геологических основ недропользования Западно-Арктического шельфа России.

*Председатель Правительства
Российской Федерации
М. Фрадков*

Редколлегия журнала в преддверии сорокалетия Дня Геолога поздравляет наших коллег геологов, геофизиков, горняков и экологов с высокой оценкой их трудов на благо Отечества!

Отечественная ГЕОЛОГИЯ



Журнал выходит один раз в два месяца

Основан в марте 1933 года

2/2006

Учредители:

Министерство природных
ресурсов Российской Федерации
Российское геологическое общество

Центральный
научно-исследовательский
геологоразведочный институт
цветных и благородных металлов

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор А. И. Кривцов

Бюро: *Р.В.Добровольская* (зам. главного редактора),
В.А.Ерхов, *В.И.Казанский*, *А.А.Кременецкий*,
Г.А.Машковцев, *Н.В.Милетенко* (зам. главного
редактора), *А.Ю.Розанов*, *Г.В.Ручкин* (зам.
главного редактора), *А.К.Соколовский*,
В.И.Старостин

Редсовет: *Е.М.Аксенов*, *А.Н.Барышев*, *Э.К.Буренков*
(председатель редсовета), *В.С.Быкадоров*,
Г.С.Вартанян, *И.Ф.Глумов*, *В.И.Ваганов*,
А.И.Жамойда, *А.Н.Золотов*, *М.М.Константинов*,
Т.Н.Корень, *Л.И.Красный*, *В.С.Круподеров*,
Н.К.Курбанов, *Н.В.Межеловский*, *И.Ф.Мигачев*,
Е.И.Семенов, *В.С.Сурков*, *Е.Г.Фаррахов*

МОСКВА

Выписка из приказа №32 Министерства природных ресурсов Российской Федерации от 28.02.2006 г.

3

РУДНЫЕ И НЕРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Коковкин А.А.

Уран-полиэлементные рудообразующие системы рифтогенных структур юга Дальнего Востока России

5

Коньшев В.О.

Федоровско-Кедровское золоторудное поле — литолого-стратиграфический контроль золотоносности

13

ЛИТОЛОГИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ

*Егоров К.Н., Ротман А.Я., Зинчук Н.Н., Носыко С.Ф., Со-
неева Л.А.*

Геохимия (ICP-MS) и мантийный источник кимберлитов северо-востока Анголы

20

Томбасов И.А.

Автономные анортозиты юга Алданского щита — их формационная принадлежность (на примере Каларского массива)

29

ГЕОФИЗИКА И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ

Барышев Л.А.

Физико-геологические модели в нефтегазовой сейсмразведке (Ковыктинское месторождение)

35

ГЕОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА МИРОВОГО ОКЕАНА

Углов Б.Д.

Геолого-геофизическое районирование дна Мирового океана для металлогенического анализа

42

ГЕОЭКОЛОГИЯ

Гангнус Н.П., Виленкина Ю.В., Савушкина Е.Ю.

Использование метода стабильных изотопов легких элементов в изучении природной среды

52

ДИСКУССИИ

Бычинский В.А., Карпов И.К., Контева А.В., Чудненко К.В.

Полное и метастабильное равновесие углеводородов в земной коре и верхней мантии

65

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Негрук В.З.

Поиск на стыке геологии и космологии

75

Рубан Д.А.

Геоконсервация как метод сохранения геологического наследия России

78

Бойшенко А.Ф.

Минералы Монголии

82

РЕЦЕНЗИИ

Богданов Ю.В., Казаков А.Н.

Приоритетные проблемы геологии и их решение

86

Харькив А.Д.

Новая книга о карбонатах и кимберлитах

90

Новые книги в библиотеке журнала «Отечественная геология»

93

95-летие Льва Исааковича Красного

95

75-летие Михаила Владимировича Шумилина

96

Редакция: *Р.В.Добровольская, Н.С.Рябова*

Верстка и оригинал-макет *Н.П.Кудрявцева*

Журнал включен в Реферативный журнал и Базы данных ВИНТИ

Подписано в печать 22.03.2006. Формат 60×88/8. Бумага мелованная.

Печать офсетная. Тираж 1000 экз.

Адрес редакции: 117545 Москва, Варшавское шоссе, 129 кор. 1

Телефон: 315-28-47. Факс: 313-18-18. E-mail: tsnigri@tsnigri.ru

Отпечатано ООО «Русская полиграфическая группа»

Приказ № 32
МИНИСТЕРСТВА ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
от 28.02.2006 г.

**О научных и научно-технических приоритетных направлениях
научно-исследовательских работ в сфере деятельности
Министерства природных ресурсов**

В целях реализации задач научно-исследовательских работ в сфере природопользования и охраны окружающей среды приказываю:

1. Утвердить прилагаемые научные и научно-технические приоритетные направления научно-исследовательских работ (НИР) в сфере деятельности Министерства природных ресурсов Российской Федерации.

2. Структурным подразделениям центрального аппарата МПР России, федеральным агентствам и федеральной службе, находящимся в ведении МПР России, руководствоваться в своей деятельности указанными в приложении к настоящему приказу научными и научно-техническими приоритетными направлениями НИР в сфере деятельности Министерства природных ресурсов Российской Федерации.

3. Контроль за исполнением настоящего приказа возложить на заместителя Министра А.А.Темкина.

Министр
Ю.П.Трутнев

**Научные и научно-технические приоритетные направления
научно-исследовательских работ в сфере деятельности
Министерства природных ресурсов Российской Федерации**
(выписка)

1. Общесистемные вопросы управления отраслью.

1.1. Разработка и внедрение единой информационно-аналитической и справочной системы МПР России для обеспечения принятия и поддержки решений на разных уровнях управления.

1.2. Формирование механизмов системы управления МПР России по целям и показателям. Разработка целевых бюджетных программ на основе ориентирования на конечный результат.

3. Недропользование.

3.1. Научное обеспечение повышения эффективности использования недр.

3.1.1. Нормативное правовое обеспечение повышения эффективности использования недр.

3.1.2. Научно-аналитическое обеспечение повышения эффективности использования недр.

3.1.3. Информационное обеспечение повышения эффективности использования недр.

3.1.4. Экономические механизмы повышения эффективности использования недр.

3.1.5. Обеспечение повышения эффективности использования недр на основе стандартизации, сертификации и метрологии.

3.1.6. Техническое регулирование в целях обеспечения повышения эффективности использования недр.

3.1.7. Научно-техническое и технологическое обеспечение повышения эффективности использования недр.

3.1.8. Научное обеспечение выполнения обязательств по международным Конвенциям и многосторонним соглашениям по повышению эффективности использования недр.

3.2. Научное обеспечение эффективного воспроизводства минерально-сырьевых ресурсов.

3.2.1. Нормативное правовое обеспечение эффективного воспроизводства минерально-сырьевых ресурсов.

3.2.2. Научно-аналитическое обеспечение эффективного воспроизводства минерально-сырьевых ресурсов.

3.2.2.1. Научное обоснование современных методов прогноза, поиска и оценки месторождений полезных ископаемых на территории Российской Федерации, континентальном шельфе и Мировом океане.

3.2.2.2. Создание комплексных моделей геологических процессов и явлений и их продуктов — месторождений полезных ископаемых, в первую очередь стратегических видов минерального сырья.

3.2.2.3. Создание системы прогноза, поисков и оценки стратегических видов минерального сырья.

3.2.2.4. Прогноз новых источников минерального сырья.

3.2.3. Информационное обеспечение эффективного воспроизводства минерально-сырьевых ресурсов.

3.2.3.1. Комплексные информационно-инструментальные технологии для изучения геологического строения недр, поисков полезных ископаемых, природных процессов и явлений.

3.2.4. Экономические механизмы эффективного воспроизводства минерально-сырьевых ресурсов.

3.2.4.1. Разработка экономических механизмов привлечения потенциальных инвесторов для геологического исследования недр.

3.2.4.2. Исследование перспектив изучения и использования для нужд России минерально-сырьевого потенциала зарубежных стран по стратегическим видам минерального сырья.

3.2.4.3. Разработка концепции, механизмов и рекомендаций по продвижению на рынки стран с сырьевой экономикой российских технологий в области изучения и использования минерально-сырьевой базы этих стран.

3.2.5. Обеспечение эффективного воспроизводства минерально-сырьевых ресурсов на основе стандартизации, сертификации и метрологии.

3.2.6. Техническое регулирование в целях обеспечения эффективного воспроизводства минерально-сырьевых ресурсов.

3.2.6. Научно-техническое и технологическое обеспечение эффективного воспроизводства минерально-сырьевых ресурсов.

3.2.7. Научное обеспечение выполнения обязательств по международным Конвенциям и многосторонним соглашениям по эффективному воспроизводству минерально-сырьевых ресурсов.

3.3. Научное обеспечение охраны недр и безопасного ведения работ, связанных с пользованием недрами.

3.3.1. Нормативное правовое обеспечение охраны недр и безопасного ведения работ, связанных с пользованием недрами.

3.3.2. Научно-аналитическое обеспечение охраны недр и безопасного ведения работ, связанных с пользованием недрами.

3.3.2.1. Совершенствование и развитие методологии прогнозирования и методов предупреждения опасных эндогенных и экзогенных геологических процессов и явлений на территории Российской Федерации.

3.3.3. Информационное обеспечение охраны недр и безопасного ведения работ, связанных с пользованием недрами.

3.3.4. Экономические механизмы обеспечения охраны недр и безопасного ведения работ, связанных с пользованием недрами.

3.3.4.1. Методология и методы социально-экономической оценки ущербов окружающей среде.

3.3.5. Обеспечение охраны недр и безопасного ведения работ, связанных с пользованием недрами, на основе стандартизации, сертификации и метрологии.

3.3.6. Техническое регулирование в целях обеспечения охраны недр и безопасного ведения работ, связанных с пользованием недрами.

3.3.7. Научно-техническое и технологическое обеспечение охраны недр и безопасного ведения работ, связанных с пользованием недрами.

3.3.8. Научное обеспечение выполнения обязательств по международным Конвенциям и многосторонним соглашениям по обеспечению охраны недр и безопасного ведения работ, связанных с пользованием недрами.

Уран-полиэлементные рудообразующие системы рифтогенных структур юга Дальнего Востока России

А.А.КОКОВКИН (Институт тектоники и геофизики ДВО РАН)

Регион юга Дальнего Востока России расположен в области сочленения структур Центрально-Азиатского и Тихоокеанского подвижных поясов (рис. 1), характеризующейся весьма сложным строением и напряженной геодинамикой. В кайнозое здесь активно проявлялся эндогенный рудогенез. В континентальных рифтогенных структурах, занимающих до 30% территории региона, в этот период формировалось комплексное (полиэлементное) оруденение. Помимо относительно хорошо изученных германиевых объектов [3], здесь были образованы значительно менее исследованные месторождения и проявления урана и флюорита, редких земель, индия и рения, способные в перспективе существенным образом повысить минеральный потенциал юга Дальнего Востока России.

Ранее (1974—2001 гг.) автором во ФГУП «Таежгеология» был выполнен ряд прогнозно-поисковых работ, ориентированных на уран и завершившихся региональной сводкой с реконструкцией основных этапов эволюции геологической структуры данного региона и составлением акцентированной на уран прогнозно-металлогенической модели кайнозойского этапа. На части выделенных рудоперспективных площадей упомянутая модель была заверена комплексом геолого-геофизических работ (маршруты и поисковое бурение, методы структурной и «рудной» геофизики). В статье представлены результаты исследований, касающиеся изучения уран-полиэлементных рудообразующих систем, локализованных в рифтогенных структурах с рыхлым осадочным выполнением позднемелового—кайнозойского возраста. При моделировании процессов структурирования континентальной коры и развитого в ней рудообразования автор использовал принципы и подходы синергетики, разработанные И.Р.Пригожиным и Г.Хакеном и представленные в отечественной геологии в работах Г.Л.Поспелова, Д.В.Рундквиста, Ф.А.Летникова, П.М.Горяинова и др.

Под рудообразующей системой в данной статье понимается природная система открытого типа — часть иерархически организованной саморазвивающейся системы земной коры, способная сформировать концентрации полезных компонентов промышленного или потенциально промышленного уровня. В общем виде такая система включает шесть основных элементов: 1) источник энергии, 2) источник вещества, 3) зону транзита (импорта) энергии и вещества, 4) рудовмещающую среду, 5) барьер-осадитель полезного компонента, 6) зону стока (диссипации или экспорта) энергии и вещества.

В соответствии с закономерностями самоорганизации открытых, необратимо и нелинейно развивающихся систем [4], каковыми являются и все геологические системы планеты, условия устойчивого функционирования любой рудообразующей системы обеспечивают флуктуации ее регулирующих параметров (концентрация, температура, давление) с

положительным диссипативным балансом, определяющимся соотношением первого и последнего элементов системы. На фоне относительно малого изменения регулирующих параметров, характерного для зон импорта и стока рассматриваемых систем, диапазон их флуктуаций резко увеличивается в барьерной зоне, в наибольшей степени ответственной за количественную и качественную характеристику формируемого оруденения. По представлению автора, функционирование барьеров-осадителей устанавливается резонансными эффектами, возникающими в рудообразующей системе под влиянием обратной связи между отдельными составляющими барьерной зоны, а также в целом между барьерной зоной и внешней средой. Подобные эффекты являются частным проявлением режимов «с обострением», весьма характерных для открытых, саморазвивающихся систем [4, 7]. Действие барьеров носит, как правило, совмещенный (комплексный) характер. За счет этого повышается контрастность барьерной зоны и гасится негативный диссипативный эффект системы. В результате и состав оруденения, продуцируемого каждой конкретной рудообразующей системой, становится, с одной стороны, комплексным, а с другой, — во многом индивидуальным. По-видимому, именно эта закономерность — объективная предпосылка, способствующая тенденции расширения спектра рудных элементов в указанной системе различной природы и возраста, особенно ярко проявившейся в два последних десятилетия [1, 3].

Особенности эндогенного рудогенеза в рифтогенах юга Дальнего Востока России. Рассматриваемые рудообразующие системы связаны с действием «разбавленных» гидротерм, функционирующих в специфических условиях активизированного на новейшем этапе, рыхлого, обводненного, хорошо проницаемого осадочного чехла рифтогенов и в близких по степени обводненности и проницаемости условиях активизированных структур их фундамента. При неоднозначности определения нижней возрастной границы новейшего этапа в работах различных авторов [12] в данной публикации с учетом специфики развития региональной структуры под новейшим понимается неоген-четвертичный этап продолжительностью в 23 млн. лет. В описываемом регионе новейшая активизация проходила в рамках кайнозойской (неоген-четвертичная) эпохи планетарного траппообразования [6, 10], когда была активизирована и вся система глубинных разломов Центрально-Азиатского и Тихоокеанского подвижных поясов (см. рис. 1).

Эндогенные уран-полиметалльные рудообразующие системы функционируют в рифтогенах в очагах восстановительного эпигенеза, развивающихся, как правило, на активизированных в новейшее время фрагментах глубинных разломов (преимущественно в узлах их пересечения). В силу особенностей вмещающей среды эти системы несут как признаки эндогенных систем, формирующих типично

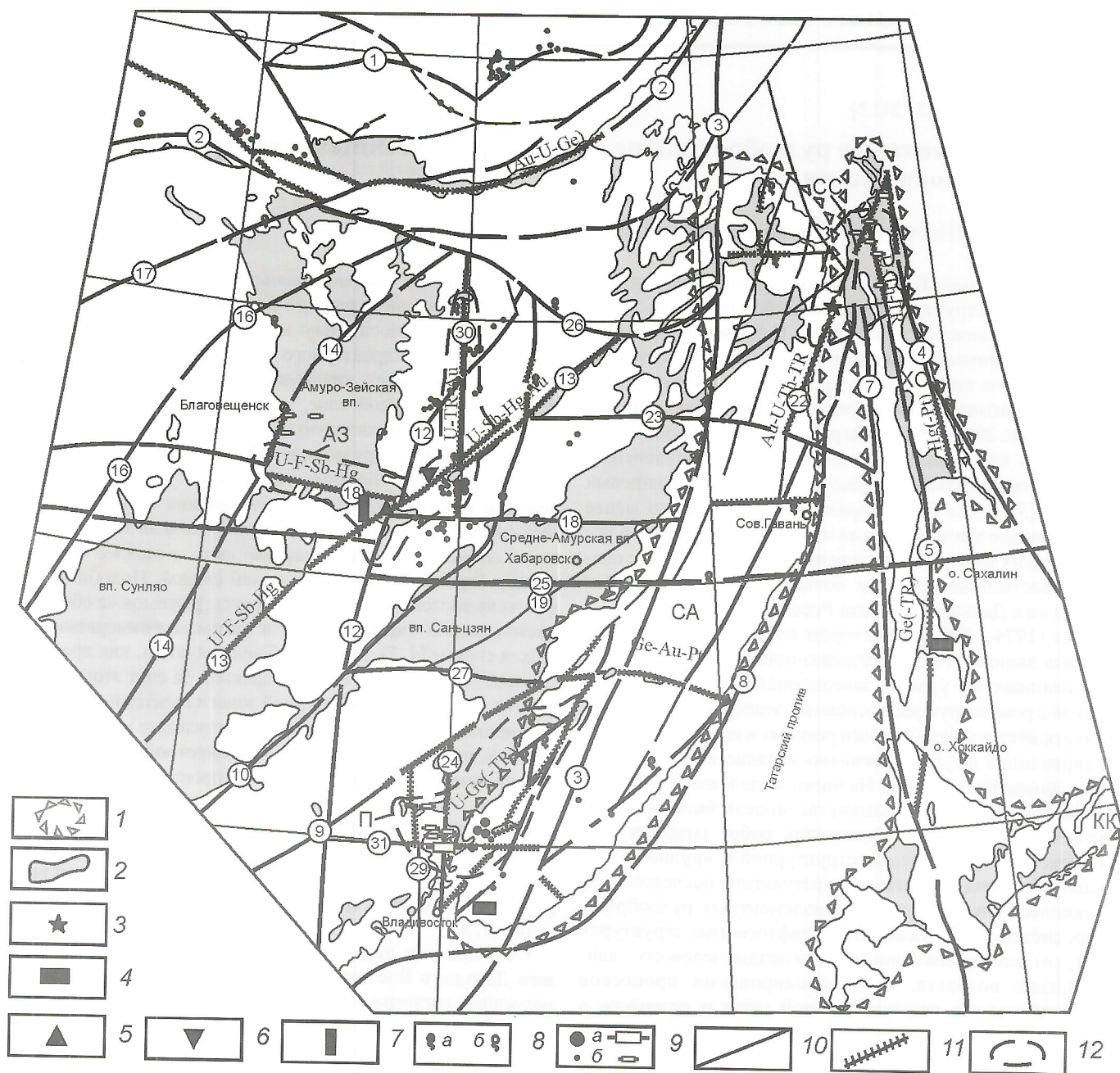


Рис. 1. Ареалы кайнозойских уран-полиэлементных рудообразующих систем в рифтогенных впадинах юга Дальнего Востока России:

контуры: 1 — кайнозойских орогенов с магматогенным режимом развития (СА — Сихотэ-Алинский, ХС — Хоккайдо-Сахалинский, КК — Курило-Камчатский), 2 — кайнозойских рифтогенов с рыхлым осадочным и вулканогенно-осадочным выполнением, 3 — Лазаревской рудно-магматической системы; рудные объекты кайнозойских рудообразующих систем «неурановой» специализации: 4 — германий, 5 — фтор, сурьма (Богучанское месторождение); 6 — руть, сурьма; 7 — проявление битумов; 8 — радиогидрохимические аномалии: а — в термальных источниках, б — в трещинных и грунтовых водах; ураново-рудные объекты докайнозойского возраста: 9 — ранг рудных объектов: а — месторождения, б — рудопоявления и аномалии; 10 — основные глубинные разломы, активизированные на новейшем этапе (цифры в кружках): 1 — Становой, 2 — Монголо-Охотский, 3 — Центральный Сихотэ-Алинский, 4 — Восточно-Сахалинский, 5 — Центральное-Сахалинский, 7 — Западно-Сахалинский, 8 — Татарского пролива, 9 — Фушунь-Мишань-Алчанский, 10 — Танлу-Курский, 12 — Муданьцзян-Мельгинский, 13 — Инкоу-Хинганский, 14 — Шанси-Селемджинский, 16 — Большого Хингана, 17 — Дербурский, 18 — Намурхэ-Бирский, 19 — Хехцирский, 22 — Восточный Сихотэ-Алинский, 23 — Гур-Комсомольский, 24 — Западно-Ханкайский, 25 — Намурхэ-Амурский, 26 — Пауканский, 27 — Наолихэ-Бикинский, 29 — Тунманганский, 30 — Эхилканский, 31 — Южно-Приморский; 11 — фрагменты разломов с признаками кайнозойских рудообразующих систем и их металлогеническая специализация — установленная (предполагаемая); 12 — основные ареалы уран-полиэлементных рудообразующих систем: П — Приханкайский, АЗ — Амуро-Зейский, СС — Северо-Сахалинский

гидротермальное оруденение, так и признаки экзогенных, продуцирующих оруденение так называемого «гидрогенного» типа. С эндогенными системами их объединяет довольно хорошо выраженный контроль оруденения разрывной тектоникой и гидротермально-метасоматическими изменениями; с экзогенными — такие отличительные признаки гидрогенных процессов как объемный характер рудоконтролирующей зональности, контроль этой зональности проницаемостью сильно обводненной рудовмещающей среды и вкрапленный характер оруденения с высокой степенью диспергированности минеральных выделений.

Проницаемость вмещающей среды, в значительной степени определившая ход уран-полиэлементного рудообразования, связана с особенностями *литификации* пород рифтогенов и структур их фундамента. Литификация развивается в них прежде всего под влиянием процессов регионального метаморфизма — под действием теплового потока, интенсивность которого коррелируется с уровнем проницаемости земной коры [7, 13]. На этапах активизации, сопровождающихся резким усилением дислокационных процессов с нарушением сплошности внутренней части зон разломов (до их полной дезинтеграции), которые превращаются в обводненные, хорошо проницаемые структуры, благоприятные для функционирования в них эндогенных рудообразующих систем. В периоды относительного тектонического покоя дезинтегрированный, обводненный субстрат зон разломов в ходе регионального метаморфизма подвергается минерализации и постепенно литифицируется, теряя проницаемость. Обозначенная системность этой «медленной» литификации неравномерно усиливается в очагах «импульсного» восстановительного эпигенеза, развивающегося на участках активизации глубинных разломов.

Источниками энергии и вещества для этих рудообразующих систем служат верхняя мантия и специализированные на уран породы фундамента рифтогенов. О действии мантийного источника свидетельствует, в частности, высокая специализация на уран кайнозойских базальтоидов и содержащихся в них мантийных ксенолитов, что установлено в ряде районов юга Дальнего Востока России [5]. Максимальные концентрации U до 7,3 г/т отмечены в миоцен-плиоценовых субинтрузиях андезитобазальтов на северо-востоке Сихотэ-Алиня, в пределах выделенной автором настоящей статьи Лазаревской рудно-магматической системы (см. рис. 1). Признаки мантийной активизации разломов, контролирующих рудоносные впадины, выражены в водно-газовых аномалиях фтора, гелия, водорода, углеводородов, оксидов азота и CO₂, также в наличии минеральных (в т.ч. термальных) источников.

Вещества транспортируются в данных рудообразующих системах водно-газовыми флюидами, формирующими очаги восстановительного эпигенеза. Состав флюидной фазы достаточно разнообразен (CO₂, F, H, CH, NO, He и др.), и соответствует составу отмеченных водно-газовых аномалий, а также охарактеризованным ниже низкотемпературным изменениям. Наблюдаемые в современных флюидо-динамических системах востока Азии устойчиво высокие концентрации углерода и азота указывают на вероятность присутствия в них цианидных комплексов, роль которых в процессе транспортировки вещества также может быть достаточно весомой. Принципиальная возможность этого иллюстрирует, в частности, присутствие цианидов в газовой составляющей современных щелоч-

ных гидротерм на Камчатке, в кальдере Узон [9]. Сложившийся же дефицит информации по цианидам связан, по-видимому, с крайней неустойчивостью их соединений в окислительных условиях земной поверхности.

Уран-полиэлементные эндогенные рудообразующие системы в регионе юга Дальнего Востока России весьма широко распространены и формируют в нем три основных ареала — Приханкайский, Амуро-Зейский и Северо-Сахалинский (см. рис. 1). Эталонный объект для них — *Раковское месторождение урана* (рисунки 2, 3), расположенное на юге Ханкайского массива в пределах одноименной впадины, также многочисленны более мелкие проявления южного Приморья [5]. Раковская впадина локализована в узле пересечения активизированных на новейшем этапе глубинных разломов (Западно-Ханкайский и Южно-Приморский). Осадочный чехол впадины мощностью до 600 м представлен нелитифицированными угленосными осадками кайнозоя. В его основании, как и в других рифтогенах региона, развит скользящий во времени, хорошо проницаемый базальный слой мощностью до 50 м и более. Граниты фундамента отличает высокая (до 15—20 г/т) специализация на уран, с весьма значительной (до 80—90%) долей его подвижной формы. Повышенной специализацией на U 4—5 г/т характеризуются также и риолиты девон-карбона. Фундамент разбит мозаичной системой активизированных нарушений диагональной и ортогональной ориентировки. Эти нарушения представляют собой хорошо проницаемые структуры — интенсивно дезинтегрированные (до дресвянистого состояния) и обводненные. Вместе с базальным слоем, другими проницаемыми горизонтами осадочного чехла и корой выветривания фундамента они сформировали единую гидродинамическую систему, благоприятную для функционирования «разбавленных» гидротерм и связанных с ними рудообразующих систем.

Урановое оруденение локализовано преимущественно в северном борту Раковской впадины, где ее фундамент в максимальной степени проработан новейшей разрывной тектоникой. Рудные залежи с содержанием U около 0,1% и мощностью первые метры имеют субпластовую морфологию и локализованы в основном на границе осадочного чехла и фундамента, в проницаемых осадках базального слоя и коре выветривания пород фундамента, а также в подошве перекрывающей их углисто-глинистой пачки. Значительная часть этих руд пригодна для извлечения способом подземного выщелачивания. Величина коэффициента фильтрации в осадках базального слоя Раковской впадины по данным гидрогеологического бурения (А.К.Мигута, 1963) и результатам лабораторных испытаний монолитов характеризуется значениями 1—5 м/сут и более. Единичными скважинами оруденение прослежено в активизированные обводненные структуры фундамента впадины на 100 м и более от подошвы осадочного чехла (см. рис. 3). Здесь оно формирует компактные линзы с параметрами промышленного уровня, способные существенно увеличить ресурсы месторождения, а также пригодные для добычи методом подземного выщелачивания.

Оруденение контролируется низкотемпературной восстановительной зональностью с изменениями аргиллитового ряда. Оно связано с сульфидно-карбонатно-гидрослюдистой ассоциацией поздней стадии гидротермально-метасоматического процесса, развитой в его передовой зоне. Среди карбонатов преобладает сидерит, реже встречается кальцит. Рудные тела осадочного чехла и структур

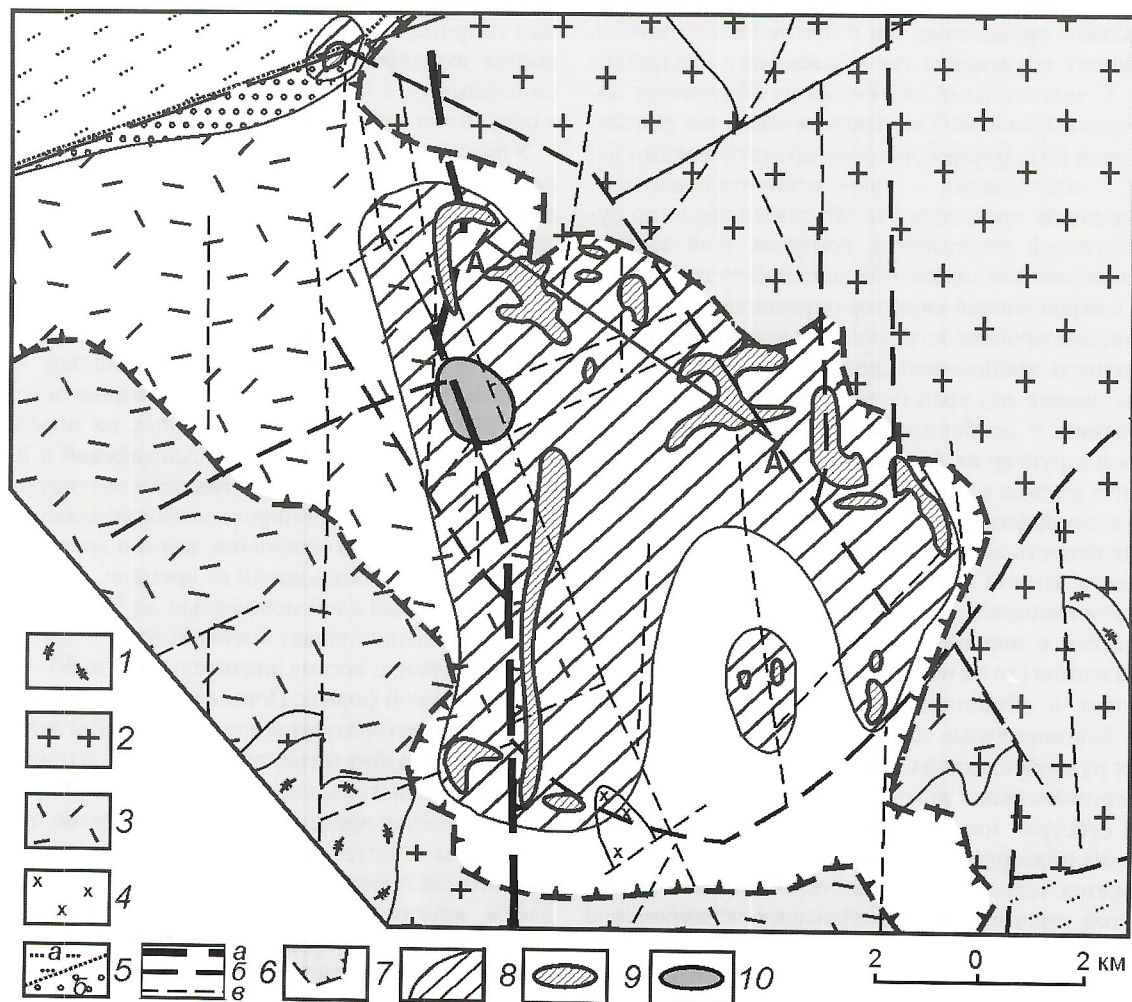


Рис. 2. Карта докайнозойского фундамента Раковской впадины с данными по ураноносности:

образования докайнозойского возраста (в контуре впадины не закрашены): 1 — ксенолиты протерозой-нижнекембрийских сланцев; 2 — граниты гродековского комплекса; 3 — кислые вулканиты девон-карбона (светлоярковская свита); 4 — диориты кленовского комплекса; 5 — песчаники (а) и конгломераты (б) позднего мезозоя; 6 — разломы: а — первого порядка (Западно-Приморский), б — второго порядка, в — прочие; контур: 7 — впадины, 8 — зоны аргиллизации (поздняя стадия); 9 — ураново-рудные залежи, 10 — германиевое оруденение; линия разреза по профилю А—А см. рис. 3.

фундамента впадины локализованы в едином ореоле рассеяния урана (см. рис. 3), что указывает на их пространственно-временную и генетическую общность. Оруденение комплексное, помимо урана оно содержит ряд других элементов: Мо до 0,2%, Се до 0,1%, Sc до 15 г/т, Ga до 50 г/т, W до 0,1%, Cu до 0,3%, Pb и Zn до 0,1%, F до 0,15%, Ge до $n \cdot 100$ г/т и др.

Урановая минерализация представлена коффинитом и оксидами урана, иногда нингионитом, с характерными для гидрогенных процессов вкрапленными, диспергированными формами выделений. В бурых углях развиты также сорбционные и, возможно, металлоорганические формы урановых концентраций. В тесной ассоциации с урановыми минералами находится тонковкрапленный пирит — глобулярный и реже кубический. В контуре рудных залежей встречается также флюорит — кристаллический в породах фундамента и метамиктный (ратовкит) в осадочном чехле. Абсолютный возраст уранового оруденения Раковского месторождения определен по данным уран-свинцового метода 18—20 млн. лет [6], что соответствует времени новейшей активизации.

Близкое по характеру уран-полиэлементное оруденение было изучено автором в небольшой Реттиховской впадине. Впадина локализована на юге Ханкайского массива — на сочленении Амуро-Ханкайской рифтогенной системы с Сихотэ-Алиным орогеном, в зоне Синегорского разлома. Она представляет собой реликтовый тектонический блок площадью около 4 км², поднятый в плиоцен-четвертичное время с амплитудой около 200 м. Осадочный чехол впадины, сложенный рыхлыми угленосными отложениями миоцена, был вскрыт бурогольным карьером. Как видно из рис. 4, локальный блок фундамента впадины, сложенный восстановленными красноцветными алевритами раннего палеозоя (реттиховская свита), внедрился в угленосную толщу миоценовых осадков, которые при этом были деформированы с образованием штамповой складки, осложненной разрывными нарушениями и послойными срывами.

В подошве бурогольного прослоя над послойным срывом (см. рис. 4) локализована 10-см зона, насыщенная тонкозернистым глобулярным пиритом. Выше, непосредственно примыкая к ней, расположена небольшая залежь

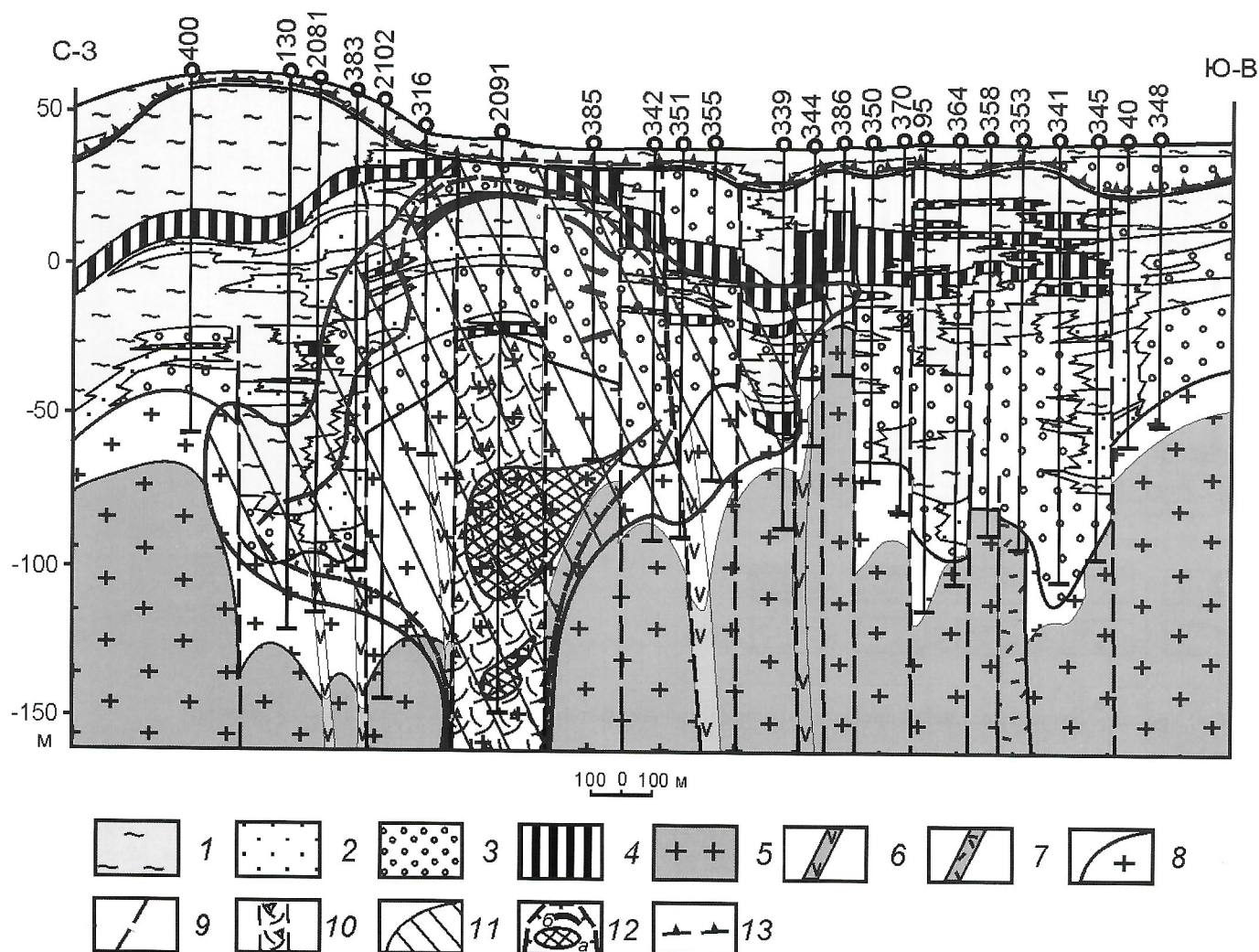


Рис. 3. Разрез Раковской впадины (северный борт) по профилю А—А:

образования кайнозойского чехла: 1 — глины, 2 — пески, 3 — песчано-гравийно-галечные и валунные отложения, 4 — бурые угли; образования фундамента впадины: 5 — граниты палеозоя; позднепалеозойские дайки: 6 — андезитовых порфиров, 7 — риолитов; 8 — кора выветривания пород фундамента; 9 — линии предполагаемых разломов; 10 — зона дробления; 11 — зона аргиллизации поздней щелочной стадии; 12 — контур ореола рассеяния с ураново-рудными телами разреза: а — в масштабе, б — вне масштаба; 13 — зона поверхностного окисления

с уран-полиэлементным оруденением, аналогичным по составу рудам Раковского месторождения. В более позднем сечении (см. рис. 4, Б), расположенном примерно в 30 м севернее первого, оруденение представлено двумя залежами, локализованными уже в кровле угольного пласта — в нарушениях, смещающих его с вертикальной амплитудой около 10 м.

Особо следует остановиться на характере связи в рассматриваемых рудообразующих системах германия и урана, поскольку это представляется важным для понимания региональных закономерностей кайнозойской металлогении. Так, во впадинах Ханкайского массива (Раковская, Реттиховская, Павловская и др.), в фундаменте которых широко распространены специализированные на уран породы, германиевое оруденение тесно ассоциирует с урановым. В то же время в рудах германиевых месторождений рифтогенных структур, расположенных в мобильных зонах за пределами жестких блоков коры (Шкотовская,

Нижнебикинская, впадины южного Сахалина), где фундамент не специализирован на уран, отсутствуют и сколько-нибудь повышенные концентрации этого металла. Значительная часть рудных элементов, сопровождающих урановое оруденение, при этом сохраняется. В последние годы этот набор активно пополняется редкими землями, платиноидами и золотом, рением и индием [1, 2, 11].

Амуро-Зейский ареал уран-полиэлементных рудообразующих систем расположен на юго-востоке одноименной впадины, по всему северному фасу зоны сочленения этой структуры с впадиной Сунляо (рис. 5). Здесь автор откартировал широкий ареал восстановительного эпигенеза с изменениями, близкими по составу к изменениям Раковского месторождения. Представлены они каолинитом, гидрослюдами, карбонатами (кальцит, сидерит), сульфидами. С этим ареалом совмещен ряд групповых радиогидрохимических аномалий, водно-газовые аномалии гелия, углеводородов, ряд аномалий урановой природы. В

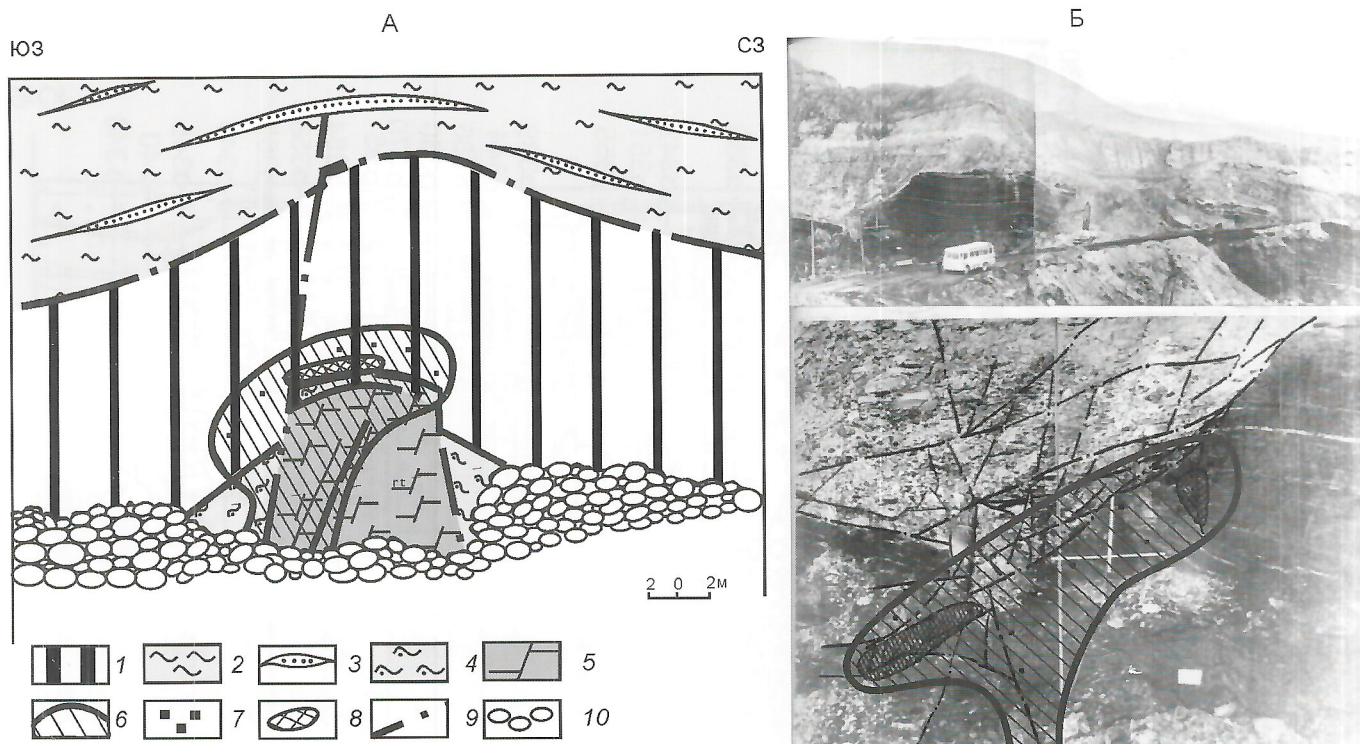


Рис. 4. Урановое оруденение дислоцированного пласта миоценовых буровых углей Реттиховского разреза:

А — в подошве пласта (1978), Б — в кровле пласта (1980): сверху — общий вид дислоцированного пласта, внизу — детализация верхней части пласта; 1 — уголь бурый; надугольная толща: 2 — глины, 3 — пески; 4 — песчаные глины базального слоя; 5 — восстановленные красноцветные алевролиты реттиховской свиты кембрия-орловика; 6 — зона изменений гидрослюдисто-сульфидно-карбонатного состава; 7 — вкрапленность глобулярного пирита; 8 — ураново-рудные тела; 9 — разрывные нарушения; 10 — осыпь

частности, выявленная автором статьи аномалия Орлецкая с содержанием U до 0,1% локализована на глубине 270 м в каолинизированных и сульфидизированных песках пагаянской свиты (палеоцен).

На востоке данного ареала автор выявил первое на данной территории приповерхностное проявление твердых битумов нефтяного ряда, локализованное в песках завитинской свиты позднего мела. Диагностика битумов подтверждена лабораторными исследованиями (аналитик В.И.Раппопорт, ИТиГ ДВО РАН). В узле пересечения Инкоу-Хинганского глубинного разлома с зонами Намурхэ-Бирского и Мельгинского разломов расположено Богучанское месторождение флюорита, по данным А.А.Черепанова (1993), кайнозойского возраста. На юго-западном продолжении Инкоу-Хинганского разлома, уже в пределах Сунляо, в поле развития осадков позднего мела находятся проявления урановой минерализации и жильного флюорита [14]. В формировании новейших глубинных флюидопотоков зоны Хинганского разлома участвует фтор, на что указывает и его высокая (до 800 г/т) концентрация в неогеновых базальтах Хинганского плато, известная по данным геолого-съёмочных работ (А.И.Бурдэ, 1962).

Само положение Амура-Зейского ареала на границе с впадиной Сунляо, вмещающей крупнейшие нефтегазовые месторождения Китая, обнаруживает вполне определенные черты сходства с Минеральным полем Грантс (США, северо-запад, шт.Нью-Мексико), с его известными уран-битумными проявлениями и весьма солидными (600 тыс.т) запасами урана [8]. По данным В.С.Килли [2],

именно третичное оруденение характеризуется здесь признаками гидротермальной природы.

Северо-Сахалинский ареал уран-полиэлементных рудобразующих систем приурочен к новейшей Хоккайдо-Сахалинской орогенной системе, насыщенной активными глубинными разломами, характеризующейся, по данным И.К.Туезова [14], аномально высоким теплотокотом и в целом хорошо проницаемой для мантийных флюидов. На севере орогена расположена группа многочисленных, но крайне слабо изученных радиоактивных аномалий, локализованных в рыхлых плиоценовых осадках мховской свиты. На относительно более изученном Моховском участке оруденение представлено черными рыхлыми песками, имеет торий-уран-редкоземельный состав. Цемент этих песков, по данным минералогического и рентгено-структурного анализов, выполненных в ФГУП «Таежгеология», представлен пылеватым агрегатом цералита (метамиктная разность монацита). Содержание урана и тория в пробах достигает 0,07% (данные РСА), редких земель цериевой группы — до 2% и более (полуколичественный спектральный анализ). Возраст этого оруденения можно с определенной долей уверенности датировать плейстоценом. На западе Северо-Сахалинский ареал включает упомянутую торий-урановую Лазаревскую рудномагматическую систему с серией локализованных в ней небольших неогеновых впадин. Появление урана и тория в металлогеническом спектре кайнозойских эндогенных рудобразующих систем за пределами жестких блоков континентальной коры несколько нарушает обозначенную выше закономерность. Возможно, это связано со специфи-

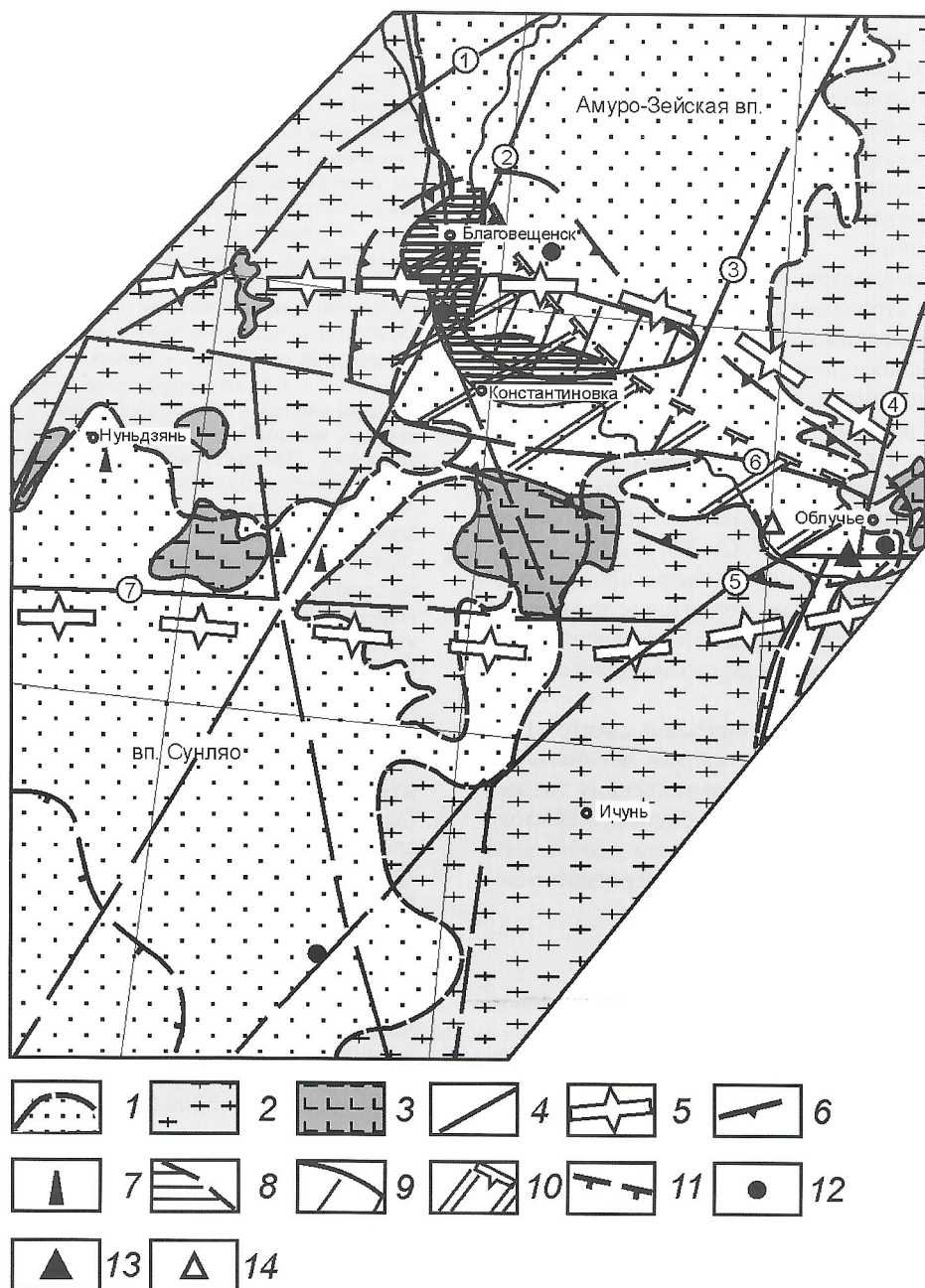


Рис. 5. Схема зоны сочленения впадин Амуро-Зейской и Сунляо:

1 — контуры впадин; 2 — образования фундамента впадин; 3 — поля неогеновых платобазальтов; 4 — основные глубинные разломы (цифры в кружках): 1 — Нуньцзян-Селемджинский, 2 — Шанси-Селемджинский, 3 — Западно-Туранский, 4 — Муданьцзян-Мельгинский, 5 — Инкоу-Хинганский, 6 — Намурхэ-Бирский, 7 — Намурхэ-Амурский; 5 — границы зоны сочленения; 6 — контур основной части нефтегазоносной провинции Сунляо; 7 — отдельные проявления углеводородов; 8 — обобщенный контур гелиевых аномалий; 9 — контур групповой радио-гидрохимической аномалии; 10 — ареал низкотемпературных изменений аргиллизитового ряда; 11 — ареал развития кайнозойских уран-полиэлементных рудообразующих систем эндогенного класса; 12 — проявления урановой минерализации в рыхлом осадочном чехле впадин; 13 — Богучанское месторождение флюорита; 14 — проявление твердых битумов

кой взаимодействия имеющихся здесь очагов кайнозойского гранитообразования с мантийными флюидопотоками, действующими в системах Сихотэ-Алинских и Сахалинских глубинных разломов.

Из представленных материалов можно сделать следующие выводы:

1. Эндогенные уран-полиэлементные рудообразующие системы, локализованные в рифтогенных структурах юга Дальнего Востока России, здесь достаточно широко рас-

пространены. Со временем они могут (при условии их системного изучения) существенным образом пополнить минерально-сырьевой потенциал этого региона.

2. Значительное влияние на развитие рудообразующих систем оказывают условия обводненной, хорошо проницаемой вмещающей среды — нелитифицированного осадочного чехла рифтогенов и активизированных в новейшее время, не менее обводненных и проницаемых структур их фундамента. Они определяют «разбавленный» характер

действующих в них гидротерм и в целом «гидрогенный» облик формируемого ими оруденения.

3. Высокая проницаемость рудных зон с вкрапленным, нередко диспергированным характером слагающих их минеральных агрегатов указывает на потенциальную пригодность уран-полиэлементного оруденения для извлечения экономически эффективными способами подземного и кучного выщелачивания.

4. Металлогения рассмотренных рудообразующих систем меняется в рассматриваемом регионе в соответствии с системностью наращивания континентальной коры, в зависимости от специализации вмещающей среды и в связи с особенностями новейшей активизации региональной системы глубинных разломов. В глубине континента рудообразующие системы впадин, заложенных в пределах жестких блоков коры, насыщенных специализированными на уран породами, формируют оруденение уран-полиэлементного состава (U, Ge, F, Mo, W, Cu, Pb, Zn, Sb, Ce, Hg, Ga, Au, Pt и др.). В то же время на востоке региона за пределами жестких блоков в молодых подвижных зонах с хорошо проницаемой корой, где фундамент не специализирован на уран, он постепенно исчезает из металлогенического спектра этих систем.

5. В последние годы металлогенический спектр уран-полиэлементных рудообразующих систем закономерно пополняется новыми членами. Данная тенденция создает возможность выявления в регионе юга Дальнего Востока России новых типов комплексных руд, что необходимо учитывать при формировании современных прогнозно-поисковых моделей.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Данченко В.Я. Редкие металлы в рудах Курильских островов. — Южно-Сахалинск, 1999.
2. Килли В.С., Киттен Д.Ф., Меланкон Р.И. Урановые месторождения района Грантс // Рудные месторождения США. Т. 2. — М.: Мир, 1973. С. 231—253.
3. Клер В.Р., Ненахов В.Ф., Сапрыкин Ф.Я. и др. Металлогения и геохимия угленосных и сланцосодержащих толщ СССР. — М.: Недра, 1988.
4. Князева Е.Н., Курдюмов С.П. Законы эволюции и самоорганизации сложных систем. — М.: Наука, 1994.
5. Коковкин А.А. История геологического развития и перспективы ураноносности Синегорской рудно-магматической системы в Южном Приморье. Автореф. дисс. ... канд. геол.-минер. наук. — Хабаровск, 1988.
6. Коковкин А.А., Бормотов В.А., Литвиненко Н.Д. Новейшая геодинамика и сейсмоструктура региона юга Дальнего Востока России: нелинейная модель и результаты ее заверки / Мат-лы IV Международного симпозиума «Закономерности строения и эволюции геосфер». — Хабаровск, 2004. С. 113—126.
7. Коковкин А.А. О волновой природе сейсмодислокаций: резонансная модель // Взаимосвязь между тектоникой, сейсмичностью, магмообразованием и извержениями в вулканических дугах / Мат-лы IV международного совещания по процессам в зонах субдукции Японской, Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. — Петропавловск-Камчатский, 2004. С. 230—232.
8. Лавров Н.П., Смирнов А.О., Шумилин М.В. Зарубежные месторождения урана. — М.: Недра, 1983.
9. Павлов А.Л. Термодинамический анализ одной из генетических моделей формирования колчеданных месторождений / Физическое и физико-химическое моделирование рудообразующих систем // Тр. ИГТ СО АН СССР. Вып. 35. — Новосибирск: Наука, 1972. С. 81—105.
10. Рассказов С.В., Логачев Н.А., Брандт И.С. и др. Геохронология и геодинамика позднего кайнозоя (Южная Сибирь—Южная и Восточная Азия). — Новосибирск: Наука, 2000.
11. Середин В.В., Поваренных М.Ю. Первая находка минералов платины в углях // Докл. РАН. 1995. Т. 342. № 6. С. 801—803.
12. Трифонов В.Г., Востриков Г.А., Кожурин А.И. и др. Неотектоника и современная геодинамика подвижных поясов // Тр. ГИН. Вып. 427. — М.: Наука, 1986.
13. Туезов И.К. Пояснительная записка к карте теплового потока Тихого океана и прилегающих континентов. — Хабаровск, 1988.
14. Шатков Г.А., Шор Г.М. Прогнозная оценка ураноносности Амурского геоблока (сопредельные территории России и Китая) на основе составления прогнозно-металлогенической карты масштаба 1: 2 500 000. — С-Пб., 1999.

Федоровско-Кедровское золоторудное поле — литолого-стратиграфический контроль золотоносности

В.О.КОНЫШЕВ (ЦНИГРИ)

В процессе выполнения государственного заказа Федерального агентства по недропользованию по объекту: «Прогнозно-поисковые работы в пределах Федоровско-Магызы-Калтасской зоны (Кузнецкий Алатау, Горная Шория) с обоснованием прогнозных ресурсов рудного золота (Республика Хакасия)» исполнителем (ОАО «Берег») было пройдено несколько магистральных канав на Кедровском участке. Рудный интервал мощностью 32,7 м со средним содержанием Au 4,06 г/т был вскрыт канавой 1. Несколько рудных пересечений с аналогичными параметрами были выявлены раньше. Так, в 360 м северо-восточнее обнаруженного рудного пересечения, канавой 1-Б был вскрыт рудный интервал мощностью 21 м при среднем содержании Au 3,0 г/т [3]. Несколько рудных интервалов выявлено также по керну колонковых скважин 1-Б, 2-Б и 3.

Обнаруженные руды первоначально рассматривались как метасоматиты, сформированные по различным породам в зонах разрывных нарушений. Однако такие представления не способствовали установлению основных условий локализации золотоносных зон и однозначной увязке рудных пересечений между пройденными горными выработками и буровыми скважинами.

В процессе научно-методического сопровождения прогнозно-поисковых работ автор настоящей статьи провел выборочную геологическую документацию разрезов, вскрытых горными выработками, которая заключалась в полевой диагностике рудоносных пород и выявлении геолого-структурных закономерностей локализации их минерализованных разновидностей в разрезе нижнекембрийской толщи. В результате была установлена приуроченность повышенных содержаний золота к горизонту ороговикованного и березитизированного темно-серого грауваккового песчаника с прослоями туфов, черных сланцев и окварцованных известняков. Картирование этого горизонта позволило увязать рудные пересечения между собой и по-новому представить модель рудного поля (рис. 1).

Геологическое строение рудного поля. Региональная позиция рудного поля определяется приуроченностью его к северо-восточной части Балыксинско-Федоровского золотоносного района. Границы района определены ареалом распространения комплексов пород Мрасской подзоны (формации поперечного тектонического блока) в островодужной Мартайгинско-Верхнелебедской структурно-формационной зоне Кузнецкого Алатау [1, 7, 10].

История освоения и геологического изучения рудного района началась с открытия и разработки богатейших россыпей «Знаменитой Федоровки». На территории района с 1832 г. было добыто около 40 т россыпного золота, причем более половины — с территории Федоровско-Кедровского рудного поля. За период длительной истории разработки богатейших россыпей, а также поисков коренного золота при геологосъемочных работах масштаба 1:200 000—1:50 000 и ГДП-50 были выявлены 74 жилы, в 22 из которых отмечено видимое золото. Участки с видимым золотом ограниченных размеров подвергались старательской отработке карьерами, штольнями и шурфами до глубины 10—

20 м. Из 4 жил (Золотая-Дмитриевская, Кедровская-1, Комсомольская-1 и Стержневая) в общей сложности было добыто только 247,1 кг золота.

Лишь в XXI в. было выявлено, оценено и частично разведано среднее по масштабу крупнообъемное коренное месторождение Федоровское-1 [4, 5, 7, 8], 27 рудных тел которого локализованы в горизонте песчаников с прослоями черных сланцев, туфов и известняков мощностью 60—100 м. Геологическое строение рудовмещающих горизонтов месторождения Федоровское-1 и участка рудного поля Кедровского по сопоставлениям автора идентичны.

Стратиграфический разрез рудного поля представлен отложениями островодужной формации нижнего кембрия, объединенными в мрасскую свиту (см. рис. 1). Свита подразделена на 2 подсвиты в ранге формаций: нижне- и верхнемрасскую.

Нижнемрасская подсвита сложена андезитами, базальтами их туфами, алевролитами, кристаллическими и хлоритовыми сланцами атдабанского яруса нижнего кембрия. Породы относятся к вулканогенно-осадочной андезит-базальтовой островодужной формации. Мощность подсвиты >1000 м, ее породы обнажены в центральной части рудного поля в ядре Федоровской антиклинали; они также ограничивают рудное поле с северо-запада, где слагают ядро Чашкатской антиклинали.

Верхнемрасская подсвита Ю.В.Беспаловым при ГДП-50 подразделена на 2 пачки. Возраст рудоносной пачки 1 определен пределами ботомского века нижнего кембрия по спикулам губок и радиоляриям. Сложена пачка 1 граувакковыми песчаниками с прослоями черных сланцев, туфов и известняков, алевролитами, углеродисто-кремнистыми сланцами, джаспероидами, лидитами, черными известняками, горизонтами туфов среднего и основного составов. Вся совокупность пород — отложения флишевой формации, сформированные на склонах и террасах нижнемрасской андезит-базальтовой островной дуги. Суммарная мощность пород пачки 1 достигает 1000 м. Породы простираются в северо-восточном направлении вдоль юго-восточного склона Чашкатского хребта и падают, преимущественно, на северо-запад под углами 50—80°. С подстилающей подсвитой контакт тектонический.

Известняки серые мраморизованные и доломитизированные с горизонтами кремнистых и глинистых сланцев пачки 2 верхнемрасской подсвиты согласно залегают на рудоносных породах пачки 1. Породы относятся к формации рифогенных известняков и содержат ископаемую фауну тойонского века нижнего кембрия. Отложения пачки 2 распространены юго-восточнее долин рек Веселая и Федоровка, где слагают ядро Дресвянской синклинали. Мощность пачки 600 м.

Рудоносность стратиграфического разреза определяется ареалом развития пород пачки 1 верхнемрасской подсвиты. В них сосредоточены все рудопоявления и месторождение Федоровское-1 коренного золота. Здесь, на юго-восточном склоне Чашкатского хребта, в рыхлых от-

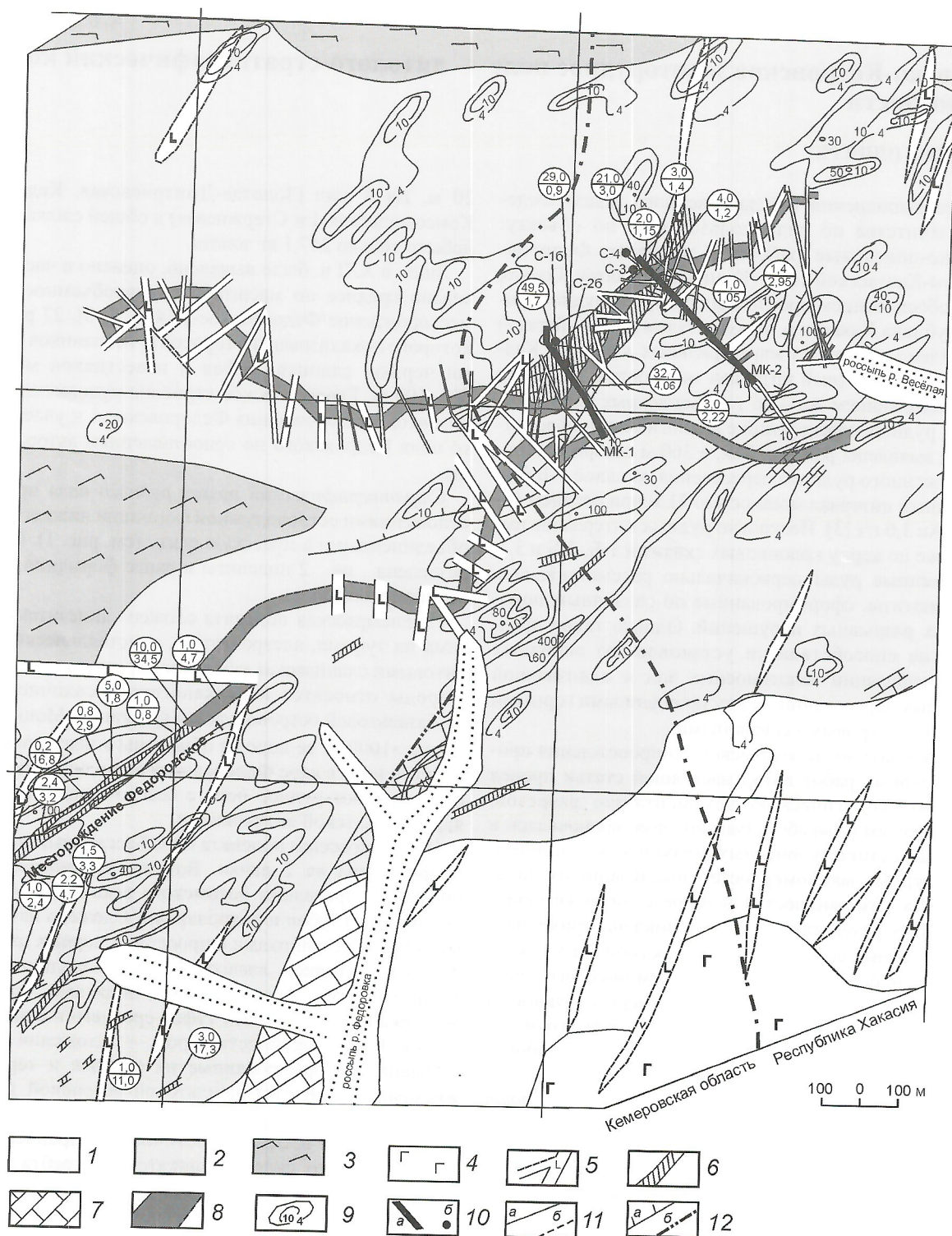


Рис. 1. План локализации золотоносных горизонтов песчаников и черных сланцев Федоровско-Кедровского рудного поля:

1 — мраморная свита, верхняя подсвита, пачка 2, E^3mg_2 (известняки углеродистые и доломитизированные); 2 — мраморная свита, верхняя подсвита, пачка 1, E^2mg_1 (черные, темно-серые известняки, углеродисто-кремнистые сланцы, песчаники, алевролиты); 3 — мраморная свита, нижняя подсвита, E^1mg_1 (базальты, андезит-базальты, их туфы, рассланцованные эффузивы основного состава, прослои углеродисто-кремнистых сланцев); 4 — кундустульский комплекс, $\text{v-v}\beta\text{E}_1\text{k}$ (среднезернистое габбро, габбро-диориты); 5 — тейско-шорский комплекс, vE_2 (магнитные дайки микрогаббро, порфировидных габбро, габбро-порфиров); 6 — золотоносные зоны и рудные тела, выявленные Ю.В.Беспаловым (2001), В.О.Коньшевым (2003); 7 — известняки; 8 — рудоносные горизонты граувакковых песчаников с прослоями черных сланцев, туфов, известняков; 9 — изоконцентраты содержания Au по данным литохимической съемки масштаба 1: 10 000: 4 — 0,004, 50 — 0,05 г/т; 10 — поисковые выработки: а — магистральные каналы (МК-1, МК-2), б — скважины (С-16, С-26, С-3, С-4); 11 — геологические границы: а — достоверные, б — предполагаемые; 12 — разрывные нарушения: а — достоверные (штрихи — направление падения сместителя), б — предполагаемые; цифры в кружках — средние параметры рудных пересечений: числитель — мощность рудного тела, м, знаменатель — содержание золота, г/т

ложениях над этими рудоносными породами зафиксированы геохимические ореолы золота (см. рис. 1), а в долинах рек Федоровка и Веселая локализованы уже отработанные россыпи. Важно отметить, что на противоположном северо-западном склоне Чашкатского хребта (севернее площади показанной на рис. 1), где отложения нижнемерасской подсвиты перекрыты породами рудоносной пачки 1 верхнемерасской подсвиты, в долинах рек Магызы и Ортон также локализованы богатые россыпи и рудопоявления золота Магызы-Ортонского рудного поля.

Геологическая структура Федоровско-Кедровского рудного поля, представлена крыльями Федоровской и Чашкатской антиклиналей, сложенными рудоносным флишем пачки 1 верхнемерасской подсвиты. Породы в крыльях складок простираются в северо-восточном направлении вдоль юго-восточного склона Чашкатского хребта. С северо-запада рудное поле ограничено ядром Чашкатской антиклинали, выполненным вулканогенно-осадочной андезит-базальтовой формацией нижнемерасской подсвиты. С юго-востока рудоносная структура перекрыта пачкой рифогенных известняков, обнаженных в ядре Дресвянской синклинали. С северо-востока рудное поле ограничено девонскими породами Балыксинского грабена (в 5 км от ограничения, см. рис. 1), а с юго-запада — Федоровским гранитоидным массивом мартайгинского комплекса (в 2,5 км от ограничения, см. рис. 1).

Общая протяженность рудного поля в обозначенных границах равна 11 км при ширине 1,5—3 км. Примерно половина территории рудного поля (9,8 км²) находится в Кемеровской области и входит в горный отвод ОАО «Горнорудная компания Кемерово—Москва» (ОАО «КЕМО»). Северо-восточная часть рудного поля расположена на территории Республики Хакасия.

Магматические породы рудного поля представлены массивами порфировидных габбро и габбро-диоритов кундустульского комплекса нижнего—среднего кембрия, телами плагиоклазсодержащих пироксенитов, среднезернистых габбро, многочисленными дайками габбро-диабазов шорско-тейского комплекса среднего—верхнего кембрия, массивами мартайгинского габбро-диорит-плагиогранитного комплекса среднего кембрия—ордовика. Указанные магматические породы вызвали ороговивание и мраморизацию осадочных толщ.

На территориях Бериккульского, Комсомольского, Федотовского, Центрального и других рудных полей Кузнецкого Алатау в массивах мартайгинского комплекса и прилегающих терригенно-карбонатных породах локализованы средние по масштабу жильные и штокерковые месторождения золотосульфидно-кварцевой формации. Подобные объекты пока не обнаружены на западном фланге Федоровско-Кедровского рудного поля в связи с имеющимся там гранитоидным массивом.

В Коммунарском рудном районе в массивах порфировидных габбро и габбро-диоритов кундустульского комплекса локализованы жильные и штокерковые месторождения золото-кварцевых руд. Аналогичные проявления вскрыты кустом из трех скважин в порфировидных габбро и на месторождении Федоровское-1 [8].

Приведенные признаки наличия различных типов золотой минерализации указывают на возможную полигенную и полихронную природу формирования стратоидных тел золотых руд в горизонтах рудоносных песчаников Федоровско-Кедровского рудного поля.

Рудоносные зоны представлены горизонтами граувакковых песчаников с прослоями черных сланцев, туфов и окварцованных известняков пачки 1 верхнемерасской флишевой подсвиты. Они несут прожилково-вкрапленную золото-магнетит-пирит-анкерит-кварцевую минерализацию. За пределами рудоносных пластов песчаников встречаются лишь отдельные прожилки и линзы карбонат-кварцевого состава, не представляющие промышленной ценности вследствие ограниченных размеров рудных обособлений и низких содержаний золота.

Рудные тела представляют собой стратоидные залежи с повышенной концентрацией прожилково-вкрапленной минерализации и золота, достаточной для промышленной разработки. Руды сложены темно-серыми песчаниками, окварцованными, анкеритизированными, хлоритизированными, серицитизированными (березитизированными) с вкрапленностью пирита, халькопирита, пирротина, магнетита и самородного золота. Количество рудных минералов колеблется от единичных зерен до 3%. Прожилки, маломощные и короткие линзы и жилы анкерит-кварцевого состава слагают от 1 до 5% объема рудоносных пород. В жильном материале и нередко в песчаниках и черных сланцах обнаруживаются крупные вкрапленники, прожилки и гнезда самородного золота.

Цикличность строения рудоносной пачки и положение в ней золотоносных горизонтов песчаников. Типовой разрез пачки 1 верхнемерасской подсвиты вскрыт магистральной канавой 2, канавой 1-Б, скважинами 3 и 4 (рис. 2, А). В юго-восточном направлении от начала магистральной канавы и до пикета 31 м вскрыты известняки, вмещающие пласт углеродистых алевролитов в интервале 11—16 м. Известняки прорваны дайками диабазов и телами порфировидных габбро в интервалах 5—7,5, 9,5—11 и 16—27 м. На пикете 31 м в известняках наблюдаются следы размыва и волноприбойные знаки, свидетельствующие об опрокинутом залегании толщи. Рудоносные песчаники, находящиеся под известняками, до момента складкообразования перекрывали, а не подстилали размытую поверхность известняков.

Рудоносный горизонт граувакковых песчаников вскрыт в интервале 31—95 м. Он вмещает маломощные пласты известковых черных сланцев, окварцованных известняков — джаспероидов (63—64, 85—91 м) и рассечен дайками диабазов и габбро (37—46, 71—85, 95—97 м). К сожалению, эта часть магистральной канавы прошла почти вдоль дайки, поперечной к рудоносному горизонту. Она в совокупности с другими субсогласными дайками оставила для наблюдения лишь небольшие разрозненные мелкие блоки рудоносных пород с содержаниями Au до 2,35 г/т (по неполному комплексу пробирных анализов, выполненных к октябрю 2005 года).

Расположенные в 20 м западнее канава 1-Б и шурф предшественников вскрыли этот же рудоносный пласт песчаников с прослоями черных сланцев в промежутке между дайками. По канаве 1-Б выделен рудный интервал 21 м со средним содержанием Au 3,0 г/т. Он отделен диабазовой дайкой от другого интервала мощностью 7,9 м с содержанием Au 0,95 г/т.

Как известно [9], циклы флишенакпления состоят из трансгрессивного и регрессивного полуциклов. Положение подошвы золотоносного горизонта в изученном осадочном разрезе определено резким переходом от уровня накопления известняков в период максимальной транс-

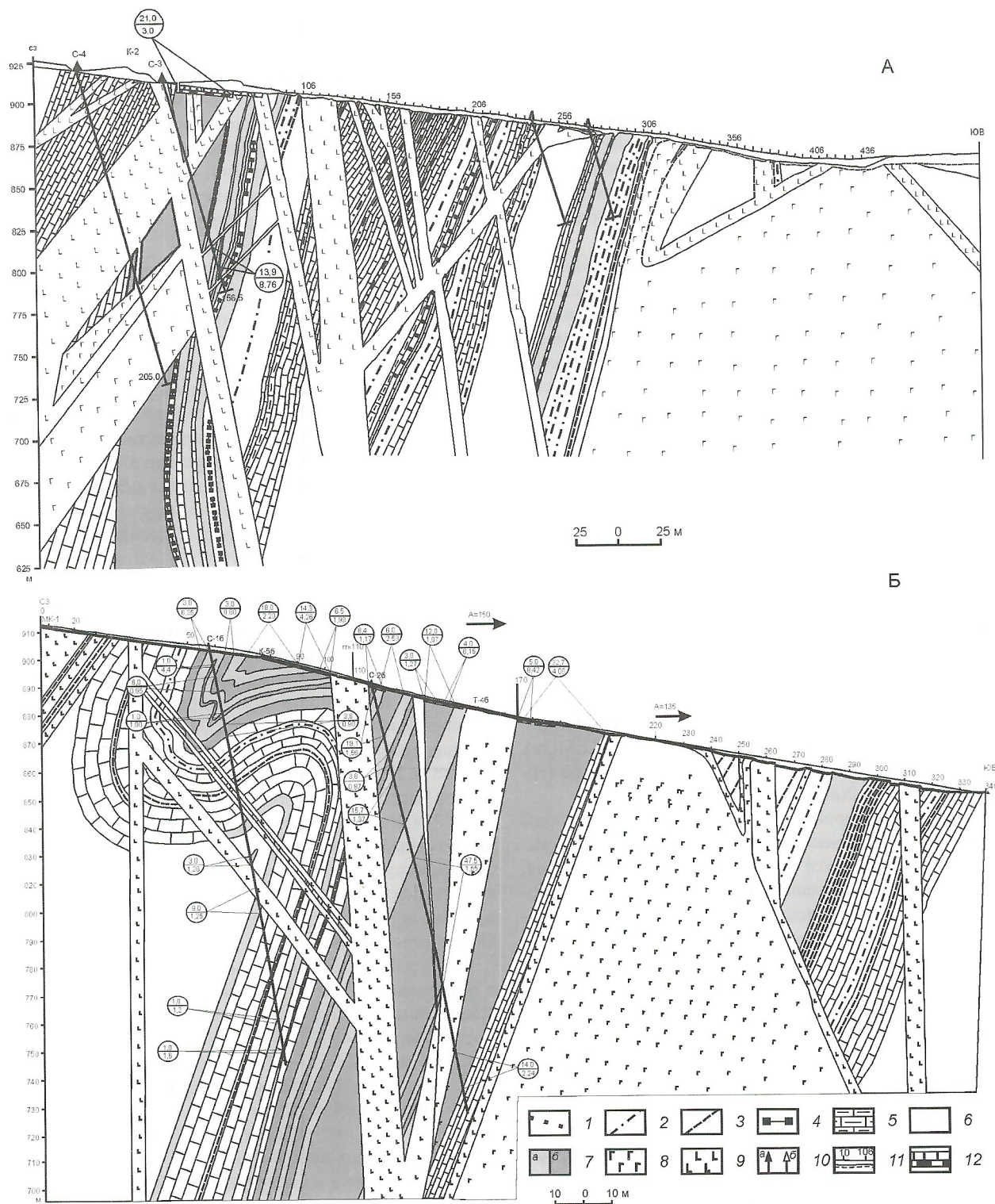


Рис. 2. Геологические разрезы участка Кедровский:

А — по магистральной канаве 2 и канаве 1Б, скважинам 3 и 4; Б — магистральной канаве 1 и канаве 5Б, траншее 4Б, скважинам 1Б и 2Б; отложения: мраморная свита, верхняя подсвита, пачка 1 ($\text{C}^2_1 \text{mr}^1_2$): 1 — слабоминерализованные с прослоями черных сланцев; 2 — алевролиты темно-серые с прослоями серых песчаников и черных сланцев; 3 — черные сланцы с прослоями алевролитов и песчаников; 4 — окварцованные углеродистые известняки и джаспероиды; 5 — черные мергели; 6 — литологический состав не известен; 7 — минерализованные пласты граувакковых песчаников с прослоями черных сланцев, туфов и известняков с содержаниями Au (в г/т): а — до 0,8; б — >0,8; 8 — порфирировидные габбро; 9 — диабазы и базальты; 10 — скважины: а — поисковые, б — проектные; 11 — элементы магистральных канав: пикеты — штрих с цифрой; деловий — интервал между нижней и верхней линиями; участки, не вкрывшие коренные породы — пунктирная линия; 12 — интервалы бороздового опробования: а — по магистральным канавам МК-1, МК-2 (верхний ряд), б — по выработкам предшественников: канавы 1Б, 5Б, траншея 4Б (нижний ряд); цифры в кружках — средние параметры рудных пересечений: в числителе — мощность, м; знаменателе — содержание золота, г/т

грессии до уровня новой трансгрессии, зафиксированной отложением крупнозернистых осадочных пород. Отсутствие регрессивной части первого флишевого цикла свидетельствует о размыве и переотложении больших объемов пород, из которых сформировался на стадии начала новой трансгрессии рудоносный терригенный горизонт.

Трансгрессивная терригенная часть разреза второго флишевого цикла после отложения горизонта песчаников наращивалась накоплением мелкозернистых слабо золотосодержащих пород, представленных темно-серыми алевролитами (интервал 96—104 м магистральной канавы 2) с прослоями черных сланцев и известняков (см. рис. 2, А). Этот существенно алевролитовый горизонт отделен от перекрывающего известнякового горизонта мощной диабазовой дайкой в интервале 105—125 м. Известняки, вскрытые в интервале 125—202 м, фиксируют пик второго трансгрессивного полуцикла флишеобразования и вмещают слои черных аргиллитов и темно-серых алевролитов (129—130, 175—177, 180—182, 195—196 м), отражающих мелкую ритмику циклического осадконакопления. Общая видимая мощность пород трансгрессивного полуцикла 171 м. Известняки пересечены маломощными дайками диабазов на интервалах 132—136, 140—147, 150—152 м.

Сформированный на пике трансгрессии известняковый горизонт далее без размыва сменился терригенными породами, представленными зеленовато-серыми алевролитами и мелкозернистыми песчаниками (202—232 м) с прослоями известковых черных сланцев и известняков (215—217, 220—222 м). По сравнению с нижним рудоносным терригенным интервалом, вскрытым на 31—96 м, новый терригенный горизонт имеет в 2 раза меньшую мощность, а рудная минерализация в нем представлена незначительной сульфидной вкрапленностью и редкими карбонат-кварцевыми прожилками. Отсутствие крупнозернистых осадочных пород и залегание между толщами известняков свидетельствует об отложении этого горизонта алевролитов в условиях незначительного регрессивного ритма в продолжающемся трансгрессивном полуцикле флишенакпления.

Завершается второй флишевый цикл только на пикете 242 м, где горизонт известняков (229—242 м) с прослоем углеродистых мергелей (238—240 м) резко сменился песчаниками (242—248 м), несущими значительную прожилково-вкрапленную минерализацию. Здесь, как и на пикете 31 м, между известняками и рудоносными песчаниками отсутствует или размыва значительная по объему регрессивная часть цикла. К сожалению, этот рудоносный пласт песчаников, фиксирующий начало третьего трансгрессивного полуцикла флишевого разреза, на участке магистральной канавы 248—277 м пересечен узлом сопряжения нескольких диабазовых даек. Степень минерализации его разреза, закрытого дайками, неясна. В интервале 277—282 м песчаная толща вмещает пласт углеродистых известняков. Далее, в интервале 282—299 м в песчаниках обнаружена обильная рудная минерализация.

Выявленный в интервале 242—299 м второй горизонт рудоносных песчаников перекрыт алевролитами (299—309 м) и аргиллитами (309—311 м) и прорван массивом порфиroidидных габбро в диабазовой оторочке (311—346 м). Видимая мощность второго рудоносного горизонта песчаников составляет 55 м, что сопоставимо с мощностью первого рудоносного горизонта, вскрытого в интервале 31—95 м. Далее канава осталась недобитой до коренных пород в интервале 346—371 м.

В интервале 371—383 м в недобитой канаве участками вскрыт пласт обильно минерализованных песчаников в оторочке темно-серых углеродистых алевролитов (383—387 м) с почти вертикальной слоистостью. Возможно, эти породы слагают другое, юго-восточное крыло Федоровской антиклинали. Найти ответ на поставленный вопрос позволит лишь зачистка канавы до коренных пород в интервале 346—411 м в следующем полевом сезоне и бурение двух мелкометражных наклонных поисковых скважин на пикетах 240 и 273 м магистральной канавы 2 для прослеживания под диабазы пласта рудоносных песчаников третьего флишевого цикла осадконакопления. Рудоносные песчаники предположительно слагают крылья антиклинальной структуры вокруг габброидного выступа.

В целом магистральной канавой 2 вскрыта карбонатная часть первого, в полном объеме породы второго и терригенная часть третьего циклов накопления флишевой пачки. Каждый цикл (предположительно и первый) начинался рудоносными песчаниками и заканчивался известняками, фиксирующими пики трансгрессивных полуциклов. Регрессивные части изученных циклов под горизонтами рудоносных песчаников отсутствуют из-за глубокого размыва.

Аналогичный разрез флишевой толщи наблюдался автором статьи и по магистральной канаве 1, которой вскрыты те же рудоносные пласты песчаников (рис. 2, Б). Наиболее богатая золотом часть горизонта рудоносных песчаников вскрыта в интервале 170—202,7 м. Для рудного тела мощностью 32,7 м среднее содержание Au определено в 4,06 г/т. К северо-западу, за дайкой диабазов, в интервале 115—150 м разрез наращивается аналогичными рудоносными песчаниками с прослоями менее измененных алевролитов (140—150, 125—135 м). В конце интервала (115—116 м) появляется клин известняков. Известняки фиксируют ядро антиклинального перегиба, за которым следует синклинальный перегиб осложненной плейчатостью крыла складчатой структуры. Мощность вскрытого рудоносного горизонта песчаников, без учета мощностей секущих даек, составляет 60 м. Она сопоставима с толщиной уже охарактеризованного рудоносного горизонта, вскрытого магистральной канавой 2 в интервале 31—105 м. Песчаники также находятся в опрокинутом залегании и перекрыты в интервале 29—53 м полосчатыми глинами, развитыми по закарстованным известнякам с прослоями алевролитов.

Анализ геологической обстановки по траншее 5-Б, канаве 4-Б и скважинам 1-Б, 2-Б, пройденным вблизи магистральной канавы 1, позволили выявить сложную складчатую структуру рудоносного пласта и выполнить послойную увязку рудных пересечений для оценки прогнозных ресурсов (см. рис. 2, Б). Юго-восточнее рудоносного горизонта песчаников магистральной канавой 1 вскрыт интервал полосчатых глин 4 м, образованных по черным сланцам и известнякам. Затем идут диабазы (204—208, 240—252, 256—263 м), слагающие оторочки или чехлы зоны закалки вокруг массива порфиroidидного габбро (208—240, 252—256 м). С юго-восточной стороны габбрового массива обнажены песчаники в интервалах 240—250, 274—276, 284—297 м. Интервал 284—297 м характеризуется высокой насыщенностью рудной минерализации, что можно определить по бурому цвету глин и прожилкам кварца. Между песчаниками и диабазы залегают более мягкие породы — алевролиты с прослоями аргиллитов в интервалах 260—274, 276—284 м. Мощность рудоносного

горизонта терригенных пород между пикетами 240—297 м составляет 57 м. Разрез трансгрессивно наращивается углисто-кремнистыми сланцами (297—305 м) и известняками (305—346 м), вмещающими пласты алевролитов (319—324 м) и углисто-кремнистых сланцев (324—326 м). Известняки фиксируют пик трансгрессивного полуцикла третьего флишевого цикла и пересечены дайкой диабазов в интервале 308—316 м.

В охарактеризованном разрезе по магистральной канаве 1, так же как и на предыдущем разрезе по магистральной канаве 2, установлено 2 горизонта рудоносных песчаников, сформированных на начальных фазах трансгрессивных циклов флишенакпления. Они залегают на известняках, фиксирующих пики предшествующих трансгрессивных полуциклов. Породы регрессивных полуциклов под горизонтами рудоносных песчаников отсутствуют вследствие глубокого размыва.

Глубокая эрозия и перемыв подстилающих пород, по-видимому, способствовали высвобождению из них рудных минералов для последующей концентрации их в трансгрессивно залегающих пластах песчаников, часть металла в которых связана с высоко золотоносным магнетитом. Из 100 г концентрата такого магнетита, полученного при обогащении руд месторождения Федоровское-1, было выплавлено 11 г Au [4]. Высокие содержания золота в магнетите отмечены также в работе [10].

Параметры рудоносных горизонтов и потенциал золотоносности рудного поля. Рудоносные темно-серые минерализованные песчаники вблизи поверхности подверглись выветриванию и приобрели кирпично-бурый цвет за счет окисления анкерита и рудных минералов. Менее выветрелые разности имеют розоватый или вишневым оттенком, вызванный примесью гематита и гидроксидов железа, что позволяет достаточно уверенно проследживать рудоносные горизонты в промежутках между горными выработками даже в условиях плохой обнаженности горнотажной местности. Справедливости ради следует отметить, что за 175 лет изучения и освоения рудного поля поверхность довольно сильно изрыта шурфами, канавами, закопушками, штольнями и старательскими ямами.

Северо-Западный рудоносный горизонт, вскрытый между пикетами 170—202,7 м магистральной канавы 1 по висячему боку, был прослежен автором публикации до пикета 31 м магистральной канавы 2 по характерному цвету рудного щебня, охристым глинам, кварцевой дресве в бортах, полотно и отвалах многочисленных канав, шурфов и копушей предшественников (см. рис. 1). Для точек наблюдения, приуроченных к узлам пересечения границ горизонта с поперечными дайками, определялись координаты с помощью спутникового навигатора погрешностью 4—7 м. Точки на местности были зафиксированы вешками для последующей инструментальной привязки их вместе с выработками предшественников [3, 10], вскрывших в разные годы рудные интервалы.

При дальнейшем проследживании Северо-Западный рудоносный горизонт протянулся на 1,2 км в субширотном направлении между долиной р. Веселая и водоразделом ее с р. Федоровка на территории Республики Хакасия (см. рис. 1). В Кемеровской области он прослежен на 1,3 км до водораздела р. Федоровка с ее правым притоком р. Бол.Калмык. В восточном и западном направлениях этот рудоносный горизонт пока не оконтурен.

Юго-Восточный рудоносный горизонт по лежащему боку был прослежен на 400 м от магистральной канавы 1 до водораздела рек Веселая и Федоровка на территории Республики Хакасия. Далее он протягивается еще на 1100 м в Кемеровскую область, где стыкуется с торцевой частью рудоносных пород месторождения Федоровское-1.

Месторождения Федоровское-1, локализованное в пределах Юго-Восточного рудоносного горизонта песчаников, изучено подземными и поверхностными горными выработками и 22 скважинами колонкового бурения на расстоянии 1570 м. По 7 разведанным и локализованным по данным опробования субпараллельным рудным телам были оперативно подсчитаны запасы золота по категории C_1+C_2 в 4 т и оценены прогнозные ресурсы золота P_1 в 25,5 т со средним содержанием Au 3,7 г/т при средней мощности каждого тела 4 м [5]. Кроме того, были откартированы и инструментально привязаны еще 20 недостаточно опробованных с поверхности минерализованных залежей с прогнозными ресурсами Au P_1 в 29,5 т.

Продуктивность 1 км рудоносного горизонта песчаников и черных сланцев на месторождении Федоровское-1 составила Au 37,6 т до глубины 220 м при среднем содержании Au 3,7 г/т. Среднее содержание указано по данным пробирных анализов 5000 бороздовых проб без применения поправочных коэффициентов. Экспериментальные работы показали, что рядовое опробование минимум в 2,9 раза занижало содержание золота по сравнению с заверочным опробованием, выполненным картировочными технологическими крупнообъемными и валовыми пробами с переработкой руд по гравитационным технологическим схемам [4, 5, 6].

Экспериментальные поправочные коэффициенты [4, 5, 6] позволяют прогнозировать увеличение количества запасов и прогнозных ресурсов месторождения минимум в 2,9 раза при снижении бортовых содержаний и слиянии разных тел в крупнообъемную залежь. Уровень среднего содержания Au 3,7 г/т при этом существенно не меняется.

Потенциал золотоносности Кедровского участка до глубины 100 м по прослеженным на 1,6 км частям рудоносных горизонтов песчаников на территории Республики Хакасия автором данной статьи оценивается в 27 т Au по установленной продуктивности месторождения-аналога Федоровское-1. Геологическая служба ОАО «Берег» прямым расчетом по методу укрупненных геологических блоков прогнозные ресурсы Au оценила в 12 т до глубины 140 м для 540 м отрезка Северо-Западного рудоносного горизонта между магистральной канавой 2 и границей Республики Хакасия. Среднее содержание составило Au 2,8 г/т по 4 рудным пересечениям, а средняя мощность 26,4 м. Руды оказались несколько беднее, чем на месторождении Федоровское-1, но удовлетворяют условным кондициям разрабатываемого в этом районе Кузнецовского месторождения.

Потенциал золотоносности северо-восточной части Федоровско-Кедровского рудного поля, пока еще недостаточно опосредованной, связан с открытыми для проследживания контурами на флангах выявленных частей рудоносных горизонтов. Имеются предпосылки, что каждый из них будет продолжаться в данном направлении на расстояние 5 км, вплоть до ограничения кембрийской толщи девонскими породами Балыксинского грабена. Общий потенциал рудоносных горизонтов этой части рудного поля

оценивается автором по установленной продуктивности более чем в 100 т золота до глубины 100 м.

В заключение автор хочет подчеркнуть, что выявленное месторождение и высокий потенциал золотоносности, связанный с крупнообъемными стратойдными залежами золотых руд в горизонтах граувакковых песчаников ботомского века нижнего кембрия, переводит Федоровско-Кедровское рудное поле в число наиболее перспективных для наращивания сырьевой базы [2, 7] и скорейшего промышленного освоения несколькими крупными предприятиями.

Аналогичный литологический контроль золотого оруднения предполагается на менее изученном Ортон-Магизинском рудном поле, локализованном на том же стратиграфическом уровне, и, возможно, на Калтасском участке, к изучению которого предполагается приступить летом 2006 г. в рамках прогнозно-поисковых работ по госбюджетному объекту.

Выявление, оценка и разведка подобных стратиформных месторождений с крайне неравномерным и бонанцевым распределением крупных выделений самородного золота требует нового подхода к методологии и методике геологоразведочных работ. Основные положения по их совершенствованию были обсуждены в опубликованных работах автора [4, 5, 6] на примере месторождения Федоровское-1.

Из рассмотренных материалов можно сделать следующие выводы:

1. Золотоносность рудного поля определяется ареалом развития пород флишевой формации ботомского века нижнего кембрия, объединенных в пачку 1 верхнемрасской подсвиты, мрасской свиты и сформированных на осадочных террасах островодужной гряды, основание которой представлено выходами терригенно-вулканогенной андезит-базальтовой формации атдабанского яруса нижнего кембрия.

2. Четкий литологический контроль локализации зон прожилково-вкрапленных золото-магнетит-пирит-анкерит-кварцевых руд определен горизонтами рудоносных граувакковых песчаников, залегающими в основаниях трансгрессивных частей флишевых циклов на глубоко размытых отложениях предыдущих циклов осадконакопления и перекрытых алевролитами и известняками.

3. Первичная повышенная золотоносность песчаников обусловлена наличием в них (до 1—3%) мелкозернистого богатого золотом магнетита, сульфидов и, возможно, самого кластогенного золота, высвобожденных из пород глубоко размытых регрессивных частей подстилающих флишевых циклов.

4. Контактный метаморфизм и гидротермальная деятельность со стороны кембрийско-ордовикских интрузий выразились в ороговикании, березитизации и окварцевании пород, образованию в них рудных минералов, прожилков и линзовидных жил анкерит-кварцевого состава (3—10% объема). Миграция, привнос, перераспределение и концентрация золота и других рудных компонентов происходили, преимущественно, в контурах рудоносных горизонтов песчаников, первично обогащенных металлом, где и локализованы стратойдные залежи прожилково-вкрапленных руд с гнездовыми и бонанцевыми выделениями самородного золота.

5. В бортах Федоровской антиклинали на расстоянии 4 км были прослежены выходы на дневную поверхность двух основных золотоносных горизонтов песчаников

мощностью 30—60 м. На непосредственном продолжении одного из них находится аналогичный рудоносный горизонт месторождения Федоровское-1, вмещающий 7 разведанных и 20 оцененных рудных залежей, выделенных по данным опробования. При вариантах низких бортовых содержаний рудные залежи месторождения сливаются в одно стратиформное тело в контурах рудоносного пласта песчаников.

6. По установленной продуктивности 1 км рудоносного пласта песчаников месторождения Федоровское-1, потенциал золотоносности рудоносных горизонтов песчаников, прослеженных на 1,6 км по территории Республики Хакасия, был оценен в 27 т Au до глубины 100 м. Оценка прогнозных ресурсов 540 м отрезка одного из рудоносных горизонтов до глубины 140 м дала по прямому расчету Au 12 т при среднем содержании Au 2,8 г/т по 4 рудным пересечениям и средней мощности 26,4 м.

7. Потенциал золотоносности северо-восточной части Федоровско-Кедровского рудного поля связан с перспективным прослеживанием рудоносных горизонтов на флангах. Имеются предпосылки, что каждый из горизонтов будет продолжаться в северо-восточном направлении на протяжении 5 км до границы рудного поля. Общий потенциал золотоносности рудоносных горизонтов этой части рудного поля оценивается автором по установленной продуктивности более чем в 100 т Au до глубины 100 м.

8. По оцененному потенциалу золотоносности крупнообъемных стратиформных залежей золотых руд в горизонтах граувакковых песчаников ботомского века нижнего кембрия Федоровско-Кедровское рудное поле переходит в число наиболее перспективных объектов для ускоренного наращивания сырьевой базы рудного золота и ее оперативного промышленного освоения несколькими крупными золотодобывающими предприятиями в экономически благоприятных условиях.

Автор выражает благодарность за обсуждение и ценные советы в выполнении работы И.Ф.Мигачеву, А.И.Кривцову, С.С.Вартаняну, Ю.М.Щепотьеву, Н.К.Курбанову, Г.В.Ручкину, Б.И.Беневольскому, М.М.Константинову, В.Д.Конкину, А.Г.Волчкову, Б.Я.Вихтеру, А.А.Константиновскому, В.В.Аристову, С.Н.Светлову, А.М.Дружинину, С.П.Сергиевскому и др.

Автор глубоко признателен В.В.Кяргину («Хакасия-недра»), В.К.Кондрину (ОАО «Берег»), Ю.И.Крутошинскому и Е.А.Белоножко за организацию и методически грамотное ведение прогнозно-поисковых работ, всестороннее обеспечение полевых исследований и оперативную заверку прогнозных построений буровыми и горными работами, а также за выполнение предварительной компьютерной верстки рабочих материалов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алабин Л.В., Калинин Ю.А. Металлогения золота Кузнецкого Алатау. — Новосибирск: СО РАН, 1999.
2. Беневольский Б.И., Кривцов А.И. Долгосрочная стратегия геологоразведочных работ на золото // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 2004. Специальный выпуск «Драгоценные металлы». С. 8—13.
3. Забияка А.И., Гусаров Ю.В. Беспалов Ю.В. Распределение золота в региональной гипергенной системе Кузнецкого Алатау / Золотоносные коры выветривания Сибири. — Красноярск, 2002. С. 93—98.
4. Кышшеев В.О. Опыт оценки погрешностей опробования и совершенствование методологии разведки месторождения с бо-

нанцевым распределением золота // Отечественная геология. 2004. № 6. С. 22—35.

5. *Коньшев В.О.* Методология опробования на месторождении с крайне неравномерным и бананцевым распределением золота // Разведка и охрана недр. 2005. № 2—3. С. 10—18.
6. *Коньшев В.О.* О граничных условиях определения золота методом предварительного извлечения // Отечественная геология. 2005. № 3. С. 84—87.
7. *Коньшев В.О., Савостьянов Е.В., Власов Г.Н.* Оценка сырьевой базы крупнообъемного месторождения Федоровское-1 и перспективы развития золотодобычи из окисленных и первичных руд // Отдельные статьи информационно-аналитического бюллетеня. — М.: Изд-во Московского государственного горного ун-та, 2003.
8. *Коньшев В.О., Савостьянов Е.В., Власов Г.Н.* Месторождение Федоровское-1 в Кемеровской области, и особенности методики разведки объектов с крупными выделениями самородного золота в рудах // Руды и металлы. 2003. № 5—6. С. 22—53.
9. *Страхов Н.М.* Типы литогенеза и их эволюция в истории земли. — М.: Госгеолтехиздат, 1963.
10. *Щербаков Ю.Г., Рослякова Н.В., Колпаков В.В.* Федоровское месторождение золота и перспективы золотоносности Южно-Сибирской рудной провинции (Горная Шория) // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 10. С. 979—992.

Литология, петрология, минералогия, геохимия

УДК 552.323.6

© Коллектив авторов, 2006

Геохимия (ICP-MS) и мантийный источник кимберлитов северо-востока Анголы

К.Н.ЕГОРОВ (ИЗК СО РАН), А.А.РОТМАН, Н.Н.ЗИНЧУК, С.Ф.НОСЫКО (ЯНИГП ЦНГРИ АК «АЛРОСА»), Л.А.СОНЕЕВА (ИЗК СО РАН)

В северо-восточной части Анголы расположена алмазная провинция Лунда-Норте, в которой сосредоточены основные алмазные ресурсы этой страны. В провинции известны четыре кимберлитовых поля: Катока, Камазамбо, Камутуэ и Камачия. Кимберлитовое поле Катока включает 24 кимберлитовых тела, среди которых трубка Катока — единственное разрабатываемое крупнейшее месторождение алмазов Анголы.

В настоящей статье приведены новые данные по вещественному составу кимберлитов поля Катока из трубок Катока, Камитонго-I, -II, Какелэ-I, -II, Луите, а также из шести кимберлитовых тел (аномалии 1—5, 8), находящихся в околотрубочном пространстве месторождения «Катока». Кимберлитовые трубки Катока, Камитонго-I, -II, Луите — слабозернистые тела с сохранившимися кратерными отложениями, представленные пирокластическими кимберлитами и вулканогенно-осадочными образованиями с переотложенным кимберлитовым материалом. Большинство аномалий и трубки Какелэ-I, -II отличаются отсутствием пород кратерных фаций.

Для аналитических исследований выбирались преимущественно порфиновые кимберлиты, а при их отсутствии кимберлитовые брекчии. В трубках Катока, Камитонго-I, -II, Какелэ-II, Луите, аномалии 1, 8 анализировались кимберлиты обеих генетических разновидностей. Многие кимберлиты относятся к бесплодным разновидностям, слюдястые кимберлиты (общее количество флогопита до 15%) встречаются в трубках Камитонго-I, Какелэ-I, аномалии 2, 5.

Следует отметить, что в разрезе вмещающих пород кимберлитовых тел поля Катока практически отсутствуют карбонатные породы [6]. Значительная часть карбонатной фазы в ангольских кимберлитах имеет глубинный источник. Подавляющее большинство порфиновых кимберлитов (за исключением отдельных блоков в трубке Луите) содержат больше карбонатов, чем брекчии. По геологическим данным порфиновые кимберлиты в сложнопостроенных телах (Катока, Камитонго-I, -II, аномалии 1, 8, Луите) относятся к ранним фазам внедрения, а кимберлитовые брекчии — к поздним фазам формирования трубок.

Порфиновые кимберлиты содержат менее 5% ксенолитов кристаллических сланцев, гнейсов, гранитоидов, а также зерен кварца, полевых шпатов, амфибола. Вкрапленники псевдоморфоз по оливину размером 2—3 мм, реже до 8—10 мм составляют 20—25% объема породы и выполнены смектитом, реже серпентином и (или) кальцитом, магнетитом. Основная масса имеет кристаллически-зернистую структуру, состоит из мелких псевдоморфоз по оливину второй генерации (40—60%), оксидно-рудных минералов, измененного флогопита (1—8%), находящихся в кальцитовом, кальцит-смектитовом матриксе, пропитанном гидроксидами железа.

Кимберлитовые брекчии содержат ксенолиты осадочных, метаморфических пород и редкие мантийные включения перидотитов (в среднем 25—35% от объема породы). Среди осадочных пород отмечаются песчаники, алевролиты, реже аргиллиты. Обломки коровых пород представлены кристаллосланцами, гнейсами, амфиболитами, метапироксенитами, гранитоидами. В брекчиях встречаются округлые, эллипсоидные автолитовые обособления (1—3%) и обломки порфинового кимберлита ранней фазы внедрения (1—5%). Порфиновые выделения псевдоморфоз по оливину (15—20%) выполнены смектитовым материалом с гидроксидами железа, реже серпентином и (или) кальцитом. Вкрапленники измененного флогопита присутствуют в количестве 1—5%, в слюдястых разновидностях — до 10—15% от объема породы. Основная масса брекчии представлена смектитовыми, реже серпентин-карбонатными псевдоморфозами по оливину второй генерации, измененными чешуйками флогопита, оксидно-рудными минералами, сцементированными смектитовым, кальцит-гидроксидами, редко серпентин-кальцитовым матриксом.

В целом изученные кимберлиты характеризуются значительными вторичными изменениями. Основными наложенными минералами во всех кимберлитах за исключением пород трубки Луите и глубоких горизонтов трубки Катока являются смектит-, вермикулит-гидроксидастые смешанослойные образования; менее распространены карбонатные минералы, гидроксиды железа, серпентин. Ким-

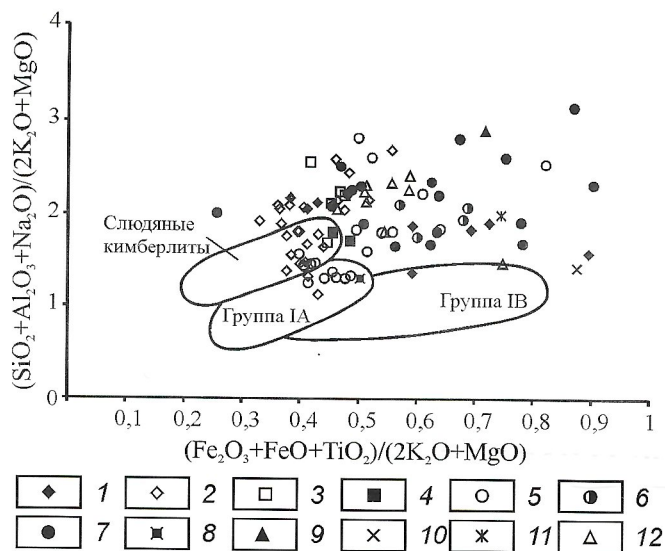


Рис. 1. Диаграмма С.И.—Пм.І. для кимберлитов северо-восточной части Анголы [13]:

трубки: 1 — Камитонго-I, 2 — Камитонго-II, 3 — Какелэ-I, 4 — Какелэ-II, 5 — Луите, 6 — Катока; аномалии: 7 — 1, 8 — 2, 9 — 3, 10 — 4, 11 — 5, 12 — 8

берлиты трубок Луите и Катока (глубина 350—600 м) преобразованы серпентин-карбонатной минерализацией.

Содержания индикаторных минералов в изученных кимберлитах изменяются от средних (250—300 г/т) до низких (<100 г/т) значений при преобладании пикроильменита. Гранаты принадлежат преимущественно к различным генетическим группам лерцолитов; пиропы алмазных ассоциаций редки. Хромшпинелид встречается повсеместно, но в малых количествах. Среди индикаторных минералов кимберлитов поля Катока наиболее распространены клинопироксены с широкими вариациями Cr_2O_3 , Al_2O_3 , FeO , Na_2O .

Содержания петрогенных оксидов в 22 образцах ангольских кимберлитов изучены в химической лаборатории Института земной коры (ИЗК СО РАН) весовым методом. Концентрации редких элементов определялись по стандартной методике в Институте геохимии СО РАН с точностью измерений не ниже 10% для концентраций >1 ppm и не ниже 15—20% для концентраций 1—0,1 ppm методом индуктивно-связанной плазмы с масс-спектрометрическим окончанием. Исследованные валовые пробы кимберлитов с минимальной степенью вторичных преобразований очищались под бинокляром от ксенолитов и ксенокристов вмещающих осадочных пород и кристаллических пород фундамента.

Главная петрохимическая особенность большинства изученных кимберлитов — повышенное количество SiO_2 , Al_2O_3 , что в целом характерно для кимберлитов Южной Африки [4]. На диаграмме в координатах индексов контаминации коровым материалом (С.И.) и аккумуляции Fe-Ti-оксидов (Пм.І.) многие фигуративные точки составов ангольских кимберлитов располагаются преимущественно вне полей базальтоидных (группы ІА и ІВ) и слюдяных кимберлитов Южной Африки (рис. 1). Изученные кимберлиты характеризуются повышенной контаминацией коровым материалом (С.И.=1—3), а также высокими значениями индекса Пм.І.=0,3—0,9.

Обогащение кремнеземом кимберлитов часто происходит за счет ксеногенной примеси кварца, полевых шпатов, которые полностью замещены карбонатом и смектитами. Присутствие ксенозерен полевых шпатов в валовых пробах хорошо фиксируется одновременным увеличением в кимберлитах содержаний SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O . Однако отдельные типы порфировых кимберлитов (трубка Луите, аномалия 1 и др.), не содержащие ксенозерна кварца, полевых шпатов и обладающие низкими количествами (в статье содержания даны как массовое содержание компонента в %): Al_2O_3 2—3,5, Na_2O 0,01—0,05, также обогащены SiO_2 37—40.

Высокие значения индекса Пм.І.>0,3 ангольских кимберлитов обусловлены повышенными содержаниями ильменита, а также пониженными количествами MgO . На диаграмме CaO — MgO изученные кимберлиты значительно отличаются от кимберлитов Якутии (рис. 2, А); они не образуют четкого тренда изменения состава пород в зависимости от содержаний CaO и MgO , что связано с их более низким уровнем карбонатизации и интенсивным изменением кимберлитов смитит-, вермикулит-гидрослюдистыми смешанослойными образованиями, которое сопровождается, прежде всего, активным выносом MgO . Такие кимберлиты содержат от 10 до 25% MgO , но при этом количество CaO в них не превышает 7% (см. рис. 2, А).

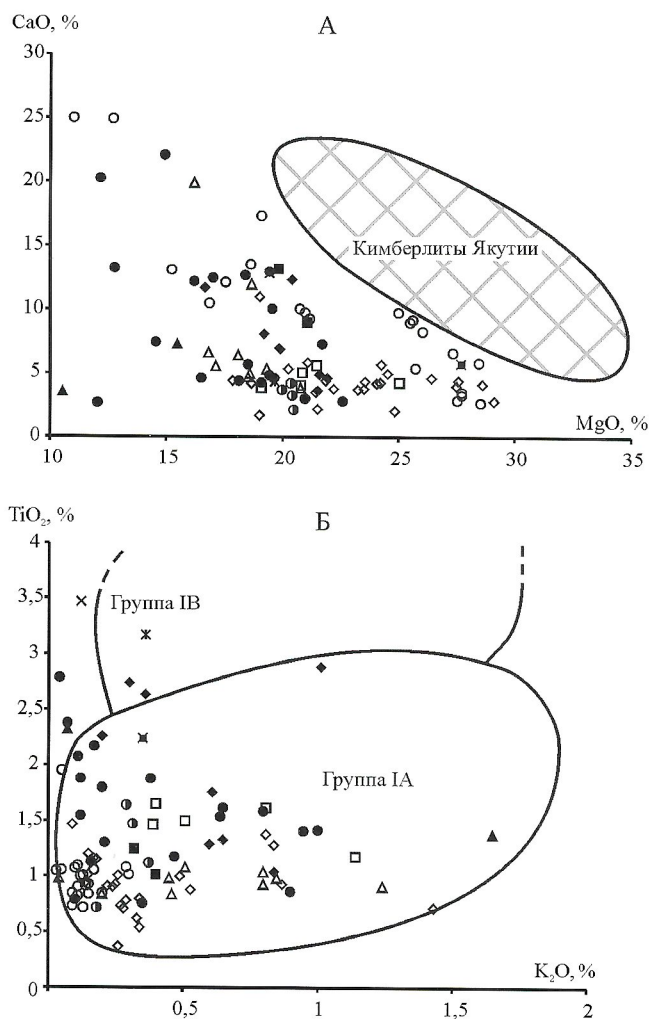


Рис. 2. Соотношение в кимберлитах северо-востока Анголы CaO — MgO (А), TiO_2 — K_2O (Б):

см. услов. обозн. к рис. 1

Ангольские кимберлиты в основном соответствуют составам кимберлитов (см. рис. 2, Б) группы IА Южной Африки [13]. Наиболее высокие содержания K_2O характерны для порфировых кимберлитов аномалии 3 и кимберлитовых брекчий трубки Камитонго-II; повышенные TiO_2

(>1,5%) и $Ilm.I.>0,5$ в ангольских кимберлитах коррелируют с количеством ильменита и титансодержащих оксидно-рудных фаз в основной массе породы. Таким образом, по уровню концентраций TiO_2 кимберлиты поля Катока относятся к низко- ($TiO_2<1,0\%$) и умереннотитанистым (1,0—2,7% TiO_2)

1. Элементы-примеси, P_2O_5 и CO_2 в кимберлитах поля Катока (северо-восточная часть Анголы)

Элементы, ppm	Трубки											
	Катока				Камитонго-I		Камитонго-II		Какелэ-I		Какелэ-II	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Cs	0,50	0,36	0,44	0,86	0,20	0,55	0,29	0,35	0,96	0,46	0,43	0,43
Rb	11,63	13,95	29,79	36,94	27,73	23,35	13,62	10,94	47,84	23,84	23,64	23,52
Ba	666,55	552,66	309,36	733,56	917,30	609,43	748,23	725,73	938,14	796,42	1165,67	1474,18
Th	12,95	8,52	8,59	30,24	21,48	6,73	5,49	15,71	5,62	3,90	3,45	3,91
W	1,78	1,23	0,96	1,54	4,23	0,55	0,37	1,02	0,72	0,34	0,42	0,40
U	2,74	2,89	2,38	7,66	2,40	1,60	4,05	6,27	1,44	0,98	1,04	0,95
Nb	150,43	82,40	83,41	100,84	166,94	54,51	75,29	165,84	55,37	78,51	56,61	60,44
Ta	12,18	6,69	7,76	7,62	9,42	4,72	5,04	7,96	3,85	8,02	4,44	4,85
La	86,78	54,40	41,97	98,79	152,54	45,31	41,67	132,09	35,33	27,98	24,28	28,98
Ce	138,35	92,10	70,81	182,15	331,24	66,95	70,53	213,94	60,10	51,90	43,15	50,74
Pb	11,00	10,64	8,62	13,98	12,66	12,42	8,56	11,47	10,25	4,56	7,51	5,58
Mo	1,37	0,25	0,23	0,68	1,21	0,65	0,27	9,10	1,04	0,34	0,31	0,29
Pr	13,73	9,72	7,50	17,89	31,02	8,25	7,55	24,54	7,14	5,07	5,26	5,55
Nd	48,66	35,64	25,47	64,91	103,61	30,20	26,79	82,41	24,48	17,96	17,90	19,06
Sr	431,01	480,78	576,99	659,20	1743,30	234,10	340,34	657,38	483,49	396,01	335,92	411,71
Sm	6,94	5,72	4,19	13,09	13,63	5,13	3,78	11,93	3,85	3,02	2,80	3,05
Hf	3,39	2,09	2,07	2,91	4,46	2,33	1,62	3,78	2,28	3,04	1,96	2,54
Zr	133,64	87,67	76,60	112,55	175,33	91,28	73,53	174,91	89,68	105,90	75,41	102,80
Eu	1,64	1,39	0,98	3,48	3,10	1,27	1,09	3,08	1,15	0,82	1,05	1,24
Gd	6,90	5,33	4,17	13,48	17,15	5,87	3,92	12,21	4,10	3,28	2,88	3,19
Tb	0,95	0,73	0,48	1,70	1,95	0,71	0,60	1,80	0,58	0,39	0,42	0,43
Dy	2,27	2,09	1,83	5,32	3,68	2,31	1,39	3,78	1,73	1,51	1,22	1,33
Ho	0,38	0,35	0,31	0,86	0,61	0,42	0,23	0,58	0,31	0,27	0,21	0,23
Y	10,64	9,68	9,06	24,89	16,23	12,51	6,44	15,55	9,01	7,49	5,91	6,33
Er	1,77	1,43	1,06	3,18	3,64	1,49	1,10	3,06	1,25	0,87	0,83	0,86
Tm	0,13	0,12	0,11	0,37	0,23	0,16	0,07	0,16	0,12	0,11	0,07	0,08
Yb	0,84	0,73	0,71	2,40	1,63	0,92	0,49	1,08	0,73	0,65	0,47	0,54
Lu	0,14	0,12	0,10	0,35	0,23	0,13	0,07	0,14	0,11	0,09	0,07	0,07
P_2O_5 , %	0,53	0,42	0,27	1,25	1,16	0,17	0,22	1,05	0,18	0,16	0,18	0,18
CO_2 , %	4,89	4,12	1,74	5,13	14,3	1,87	2,31	5,39	2,31	2,2	9,85	6,38

Примечание. 1, 4, 5, 8, 13, 15, 18, 20, 21 — порфировый кимберлит; 2, 3, 6, 7, 9—12, 14, 16, 17, 19, 22 — кимберлитовая брекчия.

кимберлитам [3]. Более высокие содержания TiO_2 соответствуют порфировым кимберлитам трубки Камитонго-I (2,89%) и аномалии 5 (3,17%).

Концентрации элементов-примесей в изученных ангольских кимберлитах приведены в табл. 1. Большинство

ангольских кимберлитов по величине $Zr/Nb < 2$ (пределы колебаний 0,83—1,70) относятся к кимберлитам I группы Южной Африки; $Zr/Nb > 2$ (2,48 и 2,12), свойственное кимберлитам II группы Южной Африки, характерно только двум образцам (табл. 1, аномалии 20, 21,) порфирового

Ан. 1		Ан. 2	Ан. 3	Ан. 5	Ан. 8		Трубка Луите		
13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
0,51	0,50	0,43	0,12	0,42	0,04	0,34	0,19	0,17	0,21
11,14	32,18	37,29	5,52	31,00	1,83	11,94	3,23	8,76	7,07
996,22	429,50	1277,10	467,63	906,93	831,06	666,47	187,81	328,38	839,21
5,34	7,68	7,41	5,60	6,92	14,68	9,99	8,82	1,65	3,30
0,57	0,47	2,03	0,58	0,57	1,54	1,33	0,37	0,60	1,08
3,35	2,16	7,10	1,92	9,46	16,34	8,42	3,19	1,58	9,25
124,73	65,72	95,64	119,29	79,61	215,79	113,58	141,79	43,62	68,50
12,00	5,70	10,80	10,98	8,49	13,65	7,37	Не опр.	Не опр.	Не опр.
40,10	35,87	64,94	40,83	34,73	114,99	65,17	203,36	32,68	47,30
67,81	66,99	128,16	70,85	67,47	221,35	128,37	246,39	35,31	53,38
5,26	14,35	3,94	5,82	6,67	5,46	6,64	7,09	5,61	7,21
0,99	0,58	0,75	0,93	0,61	0,76	0,51	1,79	0,16	0,44
6,98	6,89	12,47	7,37	7,28	22,25	12,70	38,22	5,21	7,48
24,33	23,44	45,52	25,70	27,15	77,89	46,79	152,27	20,13	27,80
201,96	584,83	962,14	293,24	355,15	741,71	513,85	646,07	263,32	314,52
3,97	3,92	7,94	4,26	4,51	12,62	7,41	24,21	3,19	4,44
2,86	2,00	3,96	2,88	2,77	5,22	3,38	Не опр.	Не опр.	Не опр.
106,28	71,58	158,86	99,03	88,43	223,23	137,73	352,14	92,42	98,22
1,15	0,97	2,15	1,07	1,26	3,20	1,84	6,08	0,87	1,32
4,76	4,11	8,38	4,55	4,95	12,80	7,59	30,68	3,66	5,07
0,52	0,50	1,04	0,56	0,66	1,43	1,12	2,72	0,35	0,51
1,78	1,60	2,78	1,63	1,88	3,96	2,90	7,03	1,27	1,75
0,36	0,26	0,44	0,27	0,31	0,60	0,48	1,10	0,21	0,29
18,78	7,66	12,64	7,55	8,43	15,68	13,13	31,13	6,43	8,24
1,22	0,96	1,75	1,15	1,17	2,49	1,70	2,14	0,50	0,64
0,12	0,10	0,14	0,10	0,10	0,16	0,17	0,24	0,07	0,09
0,62	0,60	0,81	0,61	0,69	1,19	1,05	2,06	0,48	0,63
0,11	0,10	0,10	0,09	0,10	0,13	0,15	0,18	0,06	0,08
0,28	0,2	0,85	0,32	0,3	1,28	0,6	1,68	0,32	0,27
22,44	1,98	3,52	4,18	0,88	12,76	7,04	11,59	1,1	6,16

2. Главные соотношения элементов-примесей в кимберлитах поля Катока (северо-восточная часть Анголы)

Отношения	Трубки											
	Катока				Камитонго-I		Камитонго-II		Какелэ-I		Какелэ-II	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Zr/Nb	0,89	1,06	0,92	1,12	1,05	1,67	0,98	1,05	1,62	1,35	1,330	1,70
La/Nb	0,58	0,66	0,50	0,98	0,91	0,83	0,55	0,80	0,63	0,36	0,43	0,48
Ba/Nb	4,43	6,71	3,71	7,27	5,49	11,18	9,94	4,38	16,94	10,14	20,59	24,39
Ba/Th	51,45	64,88	36,03	24,25	42,71	90,62	136,26	46,19	166,83	204,06	337,51	376,76
Rb/Nb	0,08	0,17	0,36	0,37	0,17	0,43	0,18	0,07	0,86	0,30	0,42	0,39
Th/Nb	0,09	0,10	0,10	0,30	0,13	0,12	0,13	0,095	0,10	0,05	0,06	0,06
Th/La	0,15	0,16	0,20	0,31	0,14	0,15	0,13	0,12	0,16	0,14	0,14	0,13
Ba/La	7,68	10,16	7,37	7,42	6,01	13,45	17,96	5,49	26,55	28,46	48,02	50,88
U/Pb	0,25	0,27	0,28	0,55	0,19	0,13	0,47	0,55	0,14	0,21	0,14	0,17
Rb/Sr	0,03	0,03	0,05	0,06	0,02	0,10	0,04	0,02	0,10	0,06	0,07	0,06
La/Yb	103,53	74,58	59,39	41,19	93,57	49,21	84,38	122,10	48,60	43,20	51,47	53,99
Th/Pb	1,18	0,80	1,00	2,16	1,70	0,54	0,64	1,37	0,55	0,85	0,46	0,70
Sm/Nd	0,14	0,16	0,16	0,20	0,13	0,17	0,14	0,14	0,16	0,17	0,16	0,16
Ce/Sr	0,32	0,19	0,12	0,28	0,19	0,28	0,21	0,32	0,12	0,13	0,13	0,12
Nb/U	54,94	28,49	35,07	13,16	69,45	33,98	18,58	26,44	38,45	80,10	54,20	63,63
Zr/Hf	39,44	41,97	37,00	38,66	39,29	39,19	45,45	46,26	39,32	34,81	38,48	40,40
Ba/Rb	57,31	39,63	10,38	19,86	33,08	26,10	54,92	66,33	19,61	33,41	49,32	62,68
Th/U	4,73	2,94	3,61	3,95	8,93	4,19	1,35	2,50	3,90	3,98	3,31	4,12
Nb/La	1,73	1,51	1,99	1,02	1,09	1,20	1,81	1,25	1,57	2,81	2,33	2,08
Ba/Sr	1,55	1,15	0,54	1,11	0,53	2,60	2,20	1,10	1,94	2,01	3,47	3,58
Nb/Ta	12,35	12,31	10,75	13,23	17,72	11,54	14,93	20,83	14,37	9,78	12,75	12,45
Ce/Y	13,01	9,51	7,81	7,32	20,41	5,35	10,95	13,76	6,67	6,93	7,30	8,01

кимберлита трубки Луите, резко различающиеся между собой по степени карбонатизации. Наиболее карбонатизированный кимберлит (количество карбонатов >20%) имеет самые высокие концентрации Zr 352,14 ppm, Y 31,13 ppm и общей суммой редкоземельных элементов 716,68 ppm (табл. 1, аномалия 20). По Ce/Sr 0,38 и Nb/La 0,7 данный образец попадает в поле кимберлитов II группы Южной Африки [13]. Однако низкие содержания K₂O, BaO, Rb, U, а также пониженные TiO₂ не позволяют отнести его по петрогеохимическим признакам к кимберлитам II группы Южной Африки или оранжитах. Серпентинизированный порфиновый кимберлит трубки Луите (см. табл. 1, аномалия 21) с количеством карбонатной фазы <2% характеризуется на порядок ниже величинами Zr 92,42 ppm, Y 6,43 ppm, а также общей суммой редкоземельных элементов 103,99 ppm. По геохимическим особенностям данный образец порфинового кимберлита аналогичен кимберлитовой брекчии трубки Луите (см. табл. 1, аномалия 22).

В остальных кимберлитовых телах поля Катока (трубки Катока, Камитонго-I, -II, аномалии 1, 8) петрогеохимический состав кимберлитов в большей степени зависит от их фациального типа.

Порфиновые кимберлиты (см. табл. 1) в отличие от кимберлитовых брекчий обогащены Zr (133,64—352,14 ppm), Nb (124,73—215,79 ppm), Ce (128,16—331,24 ppm), Y (10,64—31,13 ppm), La (54,4—203,36 ppm) и редкоземельными элементами (288,36—663,03 ppm). Большинство из них характеризуется повышенными содержаниями TiO₂ (0,98—2,89%), P₂O₅ (0,85—1,68%) и более интенсивной степенью карбонатизации.

Кимберлитовые брекчии поля Катока (см. табл. 1) существенно обеднены Zr (73,53—105,9 ppm), Nb (54,51—78,51 ppm), Ce (43,15—70,84 ppm), Y (5,9—9,06 ppm), La (24,27—47,30 ppm) и редкоземельными элементами (100,14—276,87 ppm). Концентрации HFSE (высокозарядных элементов) и REE (редкоземельных легких и тяже-

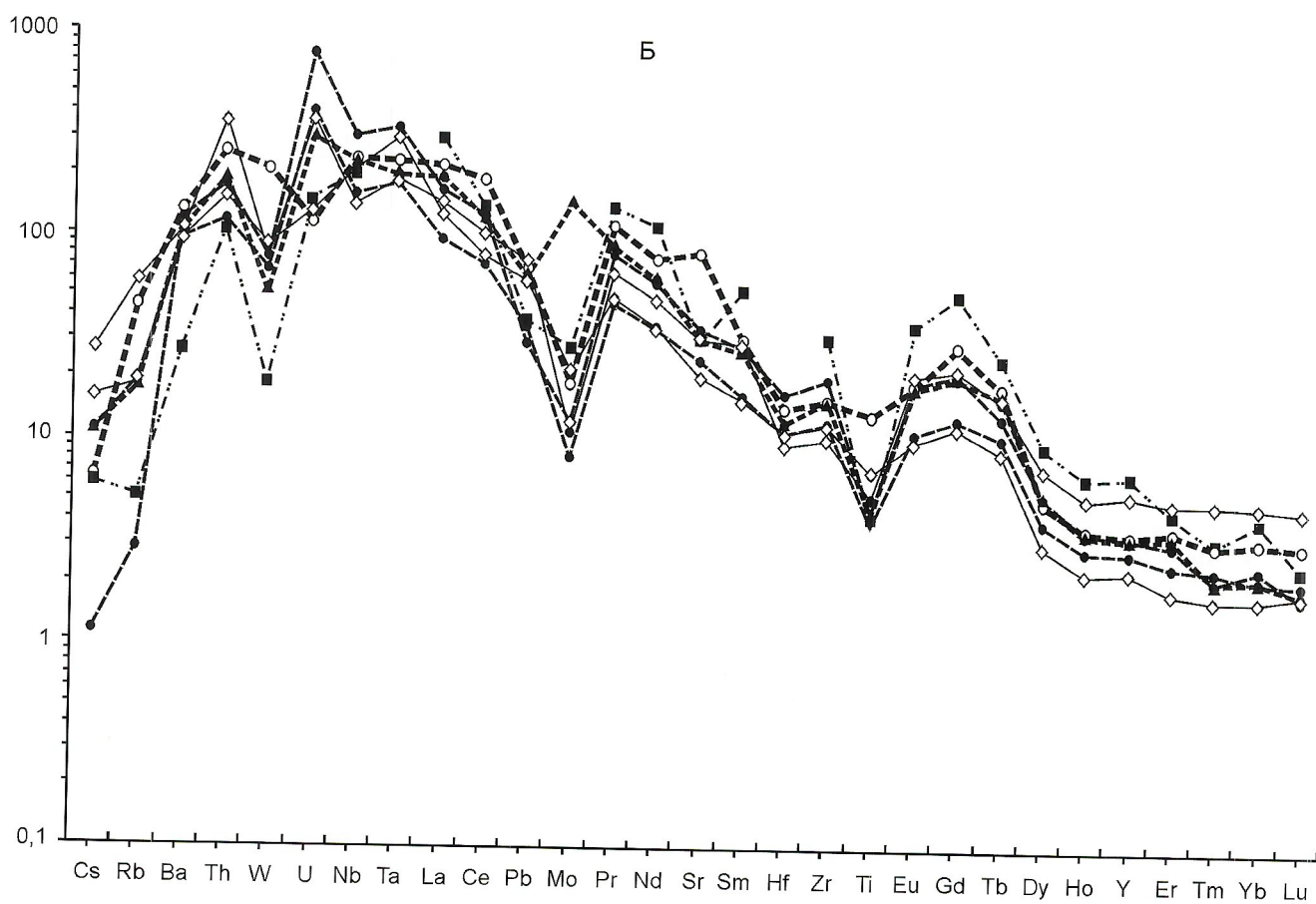
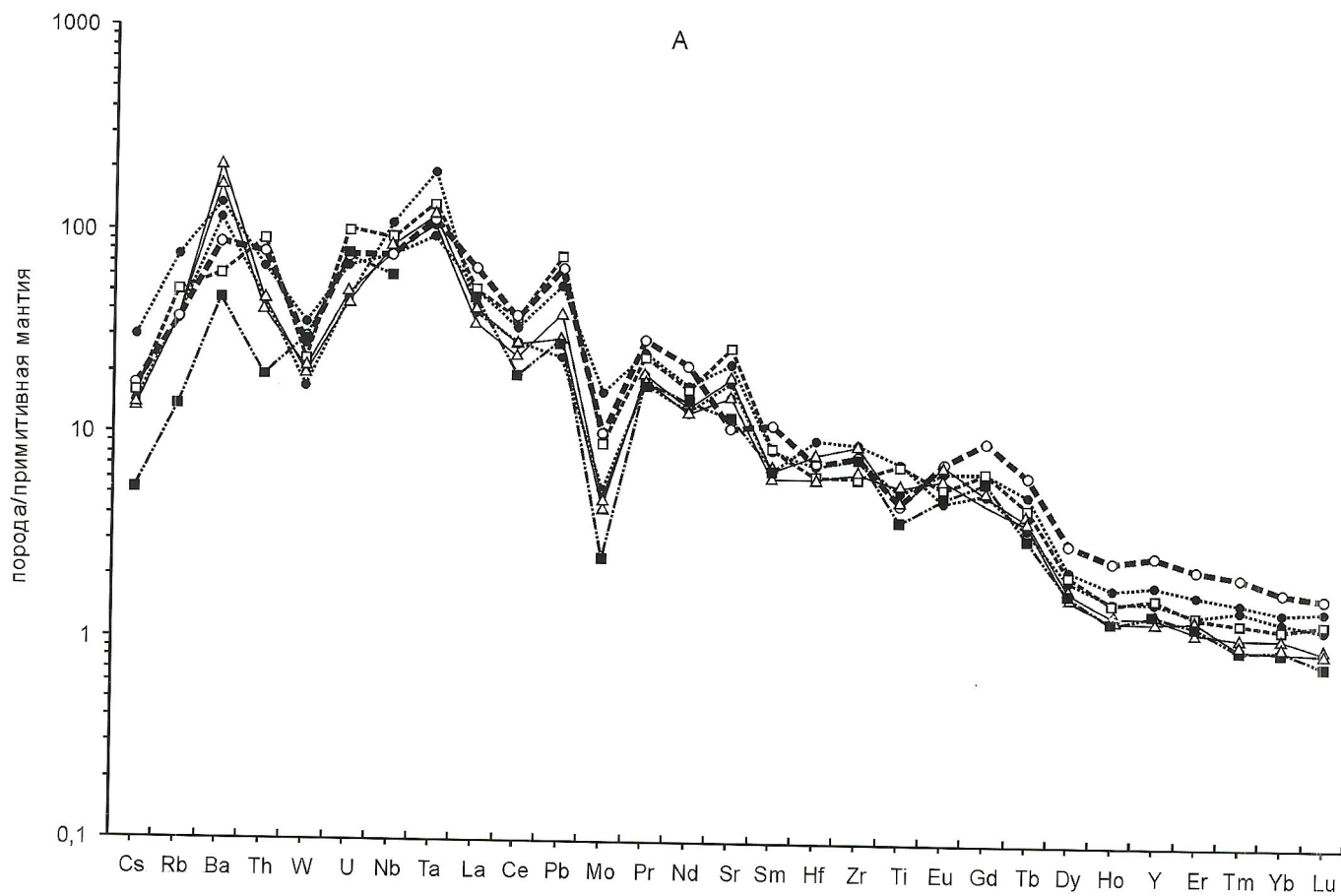
Ан. 1		Ан. 2	Ан. 3	Ан. 5	Ан. 8		Трубка Луите		
13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
0,85	1,09	1,66	0,83	1,11	1,03	1,21	2,48	2,12	1,43
0,32	0,55	0,68	0,34	0,44	0,53	0,57	1,43	0,75	0,69
7,99	6,53	13,35	3,92	11,39	3,85	5,87	1,32	7,53	12,25
186,39	55,91	172,39	83,46	131,02	56,60	66,68	21,29	199,02	245,31
0,10	0,49	0,39	0,05	0,39	0,01	0,10	0,02	0,20	0,10
0,04	0,12	0,08	0,05	0,09	0,07	0,09	0,06	0,04	0,05
0,13	0,21	0,11	0,14	0,20	0,13	0,15	0,04	0,05	0,07
24,84	11,97	19,66	11,45	26,11	7,23	10,22	0,92	10,05	17,74
0,64	0,15	1,80	0,33	1,42	2,99	1,27	0,45	0,28	1,28
0,055	0,055	0,04	0,95	0,09	0,002	0,02	0,01	0,03	0,02
64,68	60,26	80,04	67,08	50,15	96,35	61,79	98,72	68,08	75,08
1,02	0,53	1,88	0,96	1,04	2,69	1,50	1,24	0,29	0,46
0,16	0,17	0,17	0,17	0,17	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16
0,33	0,11	0,13	0,24	0,19	0,30	0,25	0,38	0,13	0,17
37,29	30,48	13,48	62,07	8,41	13,21	13,48	44,45	27,61	7,41
37,09	35,76	40,13	34,41	31,95	42,75	40,74	Не опр.	Не опр.	Не опр.
89,45	13,35	34,25	84,67	29,25	455,17	55,82	58,15	37,49	118,70
1,60	3,56	1,04	2,91	0,73	0,90	1,19	2,76	1,04	0,36
3,11	1,83	1,47	2,92	2,29	1,88	1,74	0,70	1,33	1,45
4,93	0,73	1,33	1,59	2,55	1,12	1,30	0,29	1,25	2,67
10,39	11,53	8,85	10,86	9,38	15,81	15,42	Не опр.	Не опр.	Не опр.
3,61	8,74	10,14	9,39	8,00	14,12	9,78	7,91	5,49	6,48

лых элементов) в кимберлитовых брекчиях не проявляют закономерных связей с содержанием оксидов титана и калия, которые изменяются в широких пределах (0,83—3,17% и 0,07—1,14% соответственно). Повышение концентраций HFSE и REE элементов в кимберлитовых брекчиях, как и в порфировых кимберлитах, зависит от степени карбонатизации и содержания P_2O_5 (см. табл. 1).

В целом среди всей выборки ангольских кимберлитов можно выделить две контрастные петрогеохимические группы: 1) кимберлиты, значительно обогащенные HFSE и REE; к ним относятся порфировые кимберлиты трубок Камитонго-I, -II, Катока, аномалий 1, 2, 8, карбонатизированный порфировый кимберлит трубки Луите, а также кимберлитовая брекчия аномалии 8; 2) кимберлиты, обедненные HFSE и REE — кимберлитовые брекчие трубок Какелэ-I, -II, Камитонго-I, серпентинизированный порфировый кимберлит трубки Луите.

Геохимические особенности кимберлитов поля Катока рассмотрены с использованием индикаторных отношений элементов-примесей (табл. 2) и спайдерграмм (рис. 3).

Кимберлиты каждой из групп характеризуются определенными пределами вариаций (с небольшими отклонениями) индикаторных отношений элементов-примесей (см. табл. 2). Для кимберлитов первой группы свойственны низкие значения Ba/La (5,49—7,68), Ba/Nb (1,32—7,27), Ba/Th (21,29—66,68) и повышенные величины Ce/Y (7,32—20,41), La/Yb (74,58—122,1). На спайдерграмме кимберлитов (см. рис. 3), наиболее обогащенных HFSE, REE, отмечаются отчетливые максимумы содержаний Th, U, Nb и минимумы Pb, Hf, Zr, Ti. Распределение элементов от Nb до Mo во всех образцах носит плавный и выдержанный характер. Локальные отклонения значений отдельных элементов наблюдаются в кимберлитах Камитонго-I (максимумы W, Sr, Gd), Камитонго-II (Mo), Луите (Sm, Yb, Gd).



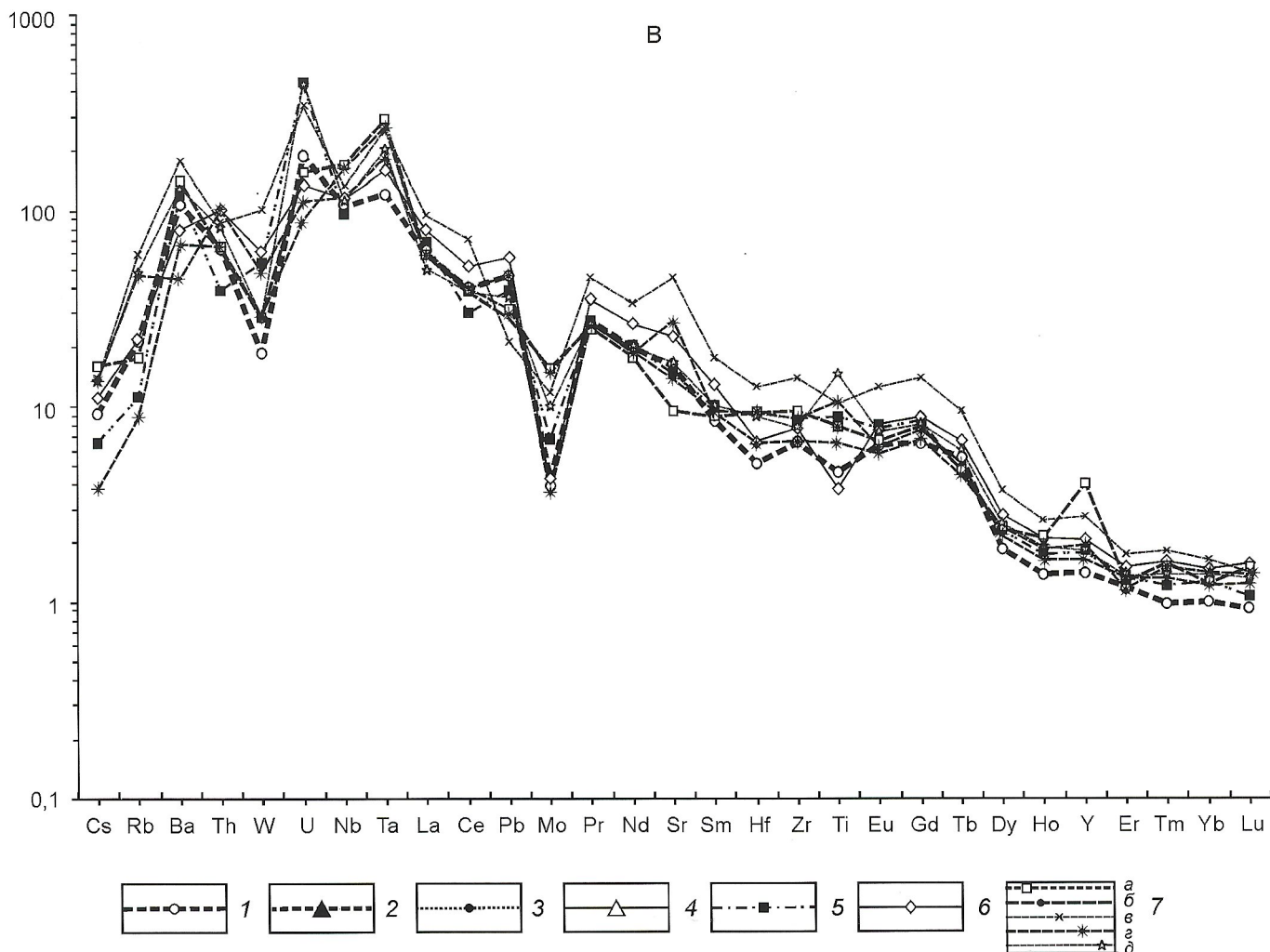


Рис. 3. Распределение элементов-примесей, нормированных к примитивной мантии [11] в ангольских кимберлитах:

петрогеохимические группы кимберлитов: А — 1, Б — 2, В — 3; трубки: 1 — Катока-1, 2 — Камитонго-1, 3 — Камитонго-2, 4 — Луите, 5 — Какелэ-1, 6 — Какелэ-2, 7 — аномалии: а — 1, б — 8, в — 2, г — 3, д — 5

По значениям индикаторных соотношений и характеру распределения элементов-примесей кимберлиты первой группы близки кимберлитам группы I Южной Африки [13] и кимберлитам Якутии (за исключением кимберлитов Наканского поля) [3].

Кимберлиты второй группы имеют высокие величины Ba/La (10,05—50,88), Ba/Nb (7,53—24,39), Ba/Th (90,62—376,76) и низкие Ce/Y (5,35—8,01), La/Yb (49,21—68,08). Особенно контрастные различия между двумя группами кимберлитов отмечаются при сопоставлении спайдерграмм (см. рис. 3, А, Б). Кимберлиты второй группы характеризуются четкими максимумами Ba , Ta , Pb и отрицательными аномалиями Th , U , Nb , Ce . На спайдерграмме (см. рис. 3, Б) наблюдается более низкий уровень концентраций всех элементов, а также слабо дифференцированный, пологий наклон спектра распределения HFSE и REE.

По геохимическим признакам изученные кимберлиты второй группы близки золотитскому петрогеохимическому типу кимберлитов трубок Пионерская, Ломоносовская (Архангельская алмазоносная провинция), а также накин-

скому петрогеохимическому типу кимберлитов трубки Нюрбинская (Якутская алмазоносная провинция) [2, 3].

Остальные ангольские кимберлиты (третья группа), имеющие промежуточный петрогеохимический состав (см. таблицы 1, 2, аномалии 2, 3, 7, 13, 15—17, 22) по отдельным концентрациям HFSE, REE, индикаторным соотношениям и спектру распределения элементов-примесей (см. рис. 3, В) проявляют наибольшее сходство с кимберлитами трубок Якутской алмазоносной провинции: Мир, Интернациональная, Айхал и даек Сербиян, Монтичеллитовая, а также с кимберлитами трубок Пионерская и им. В.Гриба (Архангельская алмазоносная провинция) [2, 3].

Таким образом, обогащение редкими и редкоземельными элементами кимберлитов поля Катока зависит от степени карбонатизации пород и незначительно от их фациального типа. Наиболее высокие концентрации HFSE (высокозарядные элементы) и REE (редкоземельные элементы) имеют карбонатизированные порфиновые кимберлиты (трубки Луите, Камитонго-1), а наименьшие — кимберлитовые брекчии с количеством карбонатов не >3% (трубка Какелэ-1). Особенно контрастно различие между карбона-

тизированным и серпентинизированным образцами порфиrowого кимберлита трубки Луите (см. рис. 3, А, Б).

Кимберлиты I группы Южной Африки и подавляющее большинство кимберлитов Якутии возникли из слабоистощенной астеносферной мантии типа BSE (средний состав Земли) под воздействием богатых CO₂ флюидов [1, 10, 12]. Источником низкотитанистых кимберлитов нарынского и золотитского типа являются участки литосферной мантии, истощенной HFSE, но слабо обогащенной LILE (крупноионные литофильные элементы) [2, 3].

Исходя из минералого-петрографических и петрогеохимических особенностей изученных кимберлитов, можно предположить, что кимберлиты поля Катока сформировались в результате смешения в различных пропорциях кимберлитовых выплавов из мантийной литосферы, обедненной HFSE и слабо обогащенной LILE с богатым CO₂ флюидорасплавом, насыщенным HFSE и LREE. От первых фаз кимберлитового магматизма поля Катока к более поздним уменьшалось влияние карбонатитоподобного флюидорасплава на петрогеохимический состав ангольских кимберлитов.

Существование кимберлитовой магмы в виде карбонатно-силикатного расплава, насыщенного CO₂, доказано расчетными и экспериментальными работами [7—9]. Основные концентраторы HFSE и REE — главные минералы (кальцит, апатит, бадделлит) карбонатной составляющей кимберлитового расплава [4, 5]. Процессы флюидно-магматической дифференциации карбонатно-силикатного расплава могли приводить к образованию контрастных петрогеохимических различий в пределах одной фазы внедрения, как, например, в трубке Луите. В результате дегазации CO₂ и (или) ликвации карбонатной составляющей в процессе заполнения диатремовой полости силикатный кимберлитовый расплав существенно обеднялся HFSE и REE.

Таким образом, петрогеохимический состав ангольских кимберлитов имеет признаки двух мантийных источников: 1) слабоистощенной астеносферной мантии (BSE) и 2) литосферной мантии, истощенной HFSE, но слабо обогащенной LILE. Кроме того, существенное влияние на геохимию редких и редкоземельных элементов кимберлитов оказывали процессы ликвации и флюидно-магматической дифференциации исходного кимберлитового расплава.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Агаишев А.М., Орихаши Ю., Ватанабе Т. и др. Изотопно-геохимическая характеристика кимберлитов Сибирской платформе в связи с проблемой их происхождения // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 1. С. 90—99.
2. Богатиков О.А., Кононова В.А., Первов В.А. и др. Источники, геодинамическая обстановка образования и перспективы алмазоносности кимберлитов окраины Русской плиты: Sr-Nd-изотопия и (СР-MS) геохимия // Петрология. 2001. Т. 9. № 3. С. 227—241.
3. Богатиков О.А., Кононова В.А., Голубева Ю.Ю. и др. // Петрогеохимические и изотопные вариации состава кимберлитов Якутии и их причины // Геохимия. 2004. № 9. С. 915—939.
4. Илутин И.П., Ваганов В.И., Прокопчук Б.И. Кимберлиты: Справочник. — М.: Недра, 1990.
5. Мариинцев В.К. Вертикальная неоднородность кимберлитовых тел Якутии. — Новосибирск: Наука, 1986.
6. Носыко С.Ф., Ротман А.Я. Специфика кимберлитовых проявлений и перспективы алмазоносности северо-востока Анголы // Проблемы прогнозирования, поисков и изучения месторождений полезных ископаемых на пороге XXI века. — Воронеж: Воронеж. гос. ун-т, 2003. С. 102—108.
7. Перчук Л.Л., Ваганов В.И. Природа кимберлитов Якутии // Проблема петрологии земной коры и верхней мантии. — Новосибирск, 1978. С. 27—48.
8. Dalton J.A., Presnall D.C. The continuum of primary carbonatite-kimberlite melt composition in equilibrium with lherzolite: data from the system CaO—MgO—Al₂O₃—SiO₂—CO₂ at 6 GPa // J. Petrol. 1998. Vol. 39. P. 1953—1964.
9. Eggler D.H. The principle of the zone of invariant vapor composition: an example in the system CaO—MgO—SiO₂—CO₂—H₂O and implications for the mantle solidus // Can. Inst. Wash. Yearbook. 1977. P. 428—435.
10. Makhotkin I.L., Sablukov S.M., Zhuravlev D.Z. et al. Geochemistry and Sr-Nd isotopic composition of kimberlites, melilitites and basalts from Arkhangelsk region, Russia // Extended Abstr. 6th Kimberlite Conf. Novosibirsk, Russia. 1995. P. 342—344.
11. McDonough W.F., Sun S.S. The composition of the Earth // Chem. Geol. 1955. Vol. 120. P. 223—253.
12. Menzies M.A., Wäss S.Y. CO₂ and LREE-rich mantle below Eastern Australia: a REE and isotopic study of alkaline magmas and apatite-rich mantle xenoliths from the Southern Highlands Province, Australia: an enriched mantle origin // Earth Planet. Sci. Lett. 1983. Vol. 65. P. 287—302.
13. Taylor W.R., Tompkins L.A., Haggerty S.E. Comparative geochemistry of West African kimberlites: evidence for a micaceous kimberlite end member of sublithospheric origin // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1994. Vol. 58. № 19. P. 4017—4037.

Автономные анортозиты юга Алданского щита — их формационная принадлежность (на примере Каларского массива)

И.А.ТОМБАСОВ (ФГУП «Читагеолсъемка»)

Одна из актуальных проблем геологии докембрия — проблема автономных анортозитов, участвующих в строении практически всех докембрийских щитов, в т.ч. и Алданского. Данная проблема многогранна и затрагивает как вопросы морфологии тел анортозитов, их внутреннего строения, соотношения с окружающими породами, абсолютного возраста, так и вытекающего из них вопроса их генезиса. Геологические работы, проведенные в 1980—1990 гг. в контуре Каларского анортозитового массива, изложены в материалах Е.В.Шаркова (1980) — северо-западная часть Куронахской ветви, И.А.Томбасова (1984) — западная часть Имангакитской ветви, В.В.Кошеленко (1990) — восточная часть Имангакитской ветви, З.П.Козак (1989) — Куронахская ветвь, Д.З.Журавлева (1989) — абсолютный возраст пород Имангакитской ветви. Это позволило получить фактический материал, дающий возможность предложить решение этих вопросов с позиций объемного строения указанного участка земной коры.

Каларский анортозитовый массив находится в междуречье Калар—Олёкма (см. рисунок), замыкая на западе «цепочку» подобных массивов, протягивающуюся вдоль зоны Станового разлома от Охотского моря. Рассматриваемый массив пространственно разделяется на две ветви — Имангакитскую и Куронахскую, между которыми проходит мощная глубинная зона смятия и на ее восточном продолжении располагается массив палеозойских гранитоидов. Значительное количество скиалитов анортозитов в этих гранитоидах свидетельствует о первоначально едином массиве анортозитов, расщепленном в результате веерообразного раздвигового механизма.

Сложен массив мезо-, мелано- и лейкогаббро, андезититами, лабрадоритами, андезинит-лабрадоритами, иотунитами, гипербазитами. Распределение таких разновидностей в контуре Имангакитской ветви (выхода) подчиняется довольно строгой закономерности. В восточной и юго-восточной частях, ограниченных с юга Становым разломом, преобладают мезогаббро, в центральной — лейкогаббро, западная часть выхода сложена в основном анортозитами. Все эти породы обладают расслоенностью — «слои» мощностью первые десятки сантиметров — первые метры и более представлены разными породами по количеству темноцветов, структурно-текстурным и другим признакам, нередко создающим ритмичные пачки, четко оконтуренные или «расплывчатые» «пласты». Немногочисленные замеры директивных структур, фиксирующих тонкую и среднюю расслоенность и более часто наблюдаемые соотношения границ более крупных «слоев» и зон с изогипсами рельефа показывают устойчивую направленность погружения зон расслоения и северной границы выхода на север-северо-запад. Углы падения очень пологие (10—30°, редко более), иногда поверхности раздела полого ундулируют в других направлениях. Исходя из этого, нижние вскрытые части разреза выхода расположены в юго-восточной части массива. Здесь, наряду с габбро редко присутствуют ультрамафиты и гипербазиты, формирующие в ультрамафитах линзы различной величины. Разрез массива наращивается в запад-северо-западном направлении, гру-

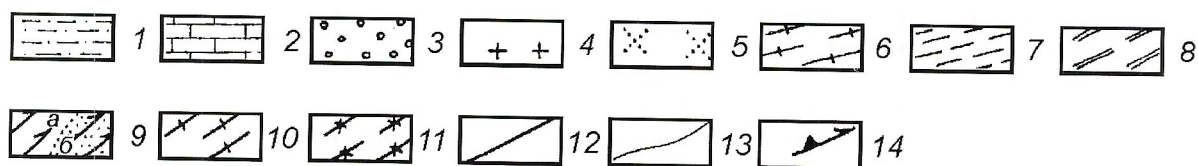
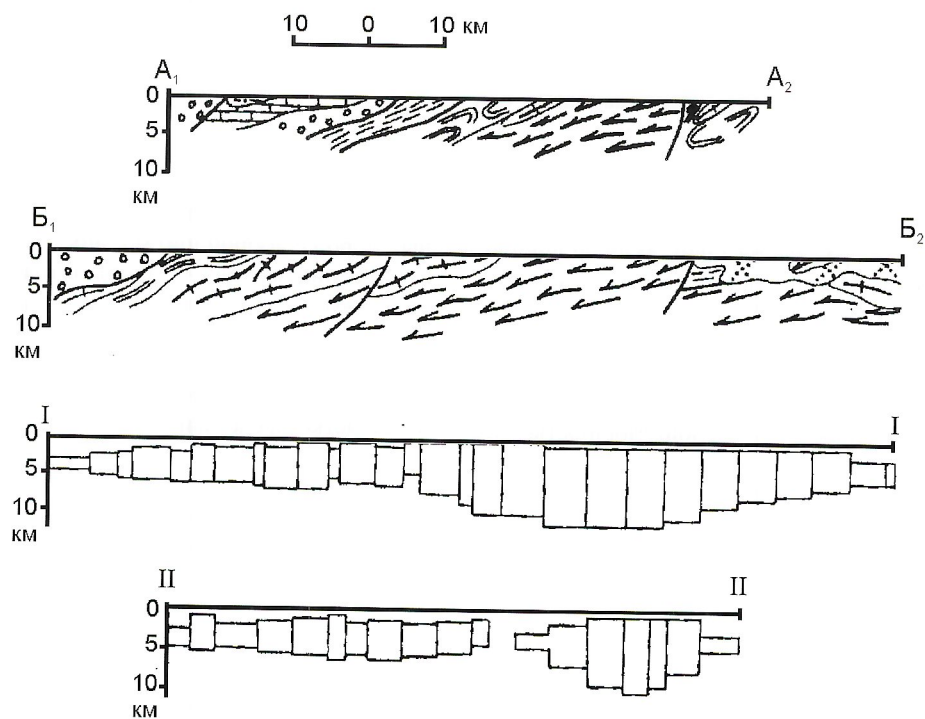
бо подразделяясь на несколько (5) мегаритмов мощностью от 500 до 2500 м (основание массива эрозией не вскрыто):

Мегаритмы	Мощность, м
1. Мезократовые габбро (500 м), сменяющиеся вверх лейкократовыми габбро (50—100 м) и анортозитами (50—100 м)	600—700
2. Мезогаббро (150 м), быстро переходящие в лейкогаббро с «прослоями» (5—20 см) анортозитов	550
3. Мезогаббро с линзами (мощностью до 150 м) меланогаббро с вкрапленностью магнетита и ильменита (600 м), переходящие вверх в лейкогаббро с редкими «прослоями» (мощностью 1—2 м) мезогаббро и анортозитов	900—1200
4. Мезогаббро с единичными «прослоями» (первые метры) анортозитов и лейкогаббро и с линзой рудного габбро с магнетитом и ильменитом (300—800 м). Вверх они сменяются лейкогаббро с единичными «прослоями» (первые сантиметры) анортозитов и венчаются линзующимся «пластом» (0—100 м) анортозитов	650—1100
5. Зона переслаивания лейко- и мезогаббро (около 1000 м), сменяющаяся вверх мощной (около 1500 м) зоной анортозитов, венчающей разрез всего выхода	2500

Мощность вскрытой части выхода оценивается, исходя из приведенного разреза в 6000 м. Согласно геофизическим расчетам этот разрез наращивается вниз зоной плотных пород (габброидов) мощностью порядка 6000 м.

Строение верхней — анортозитовой — части разреза на западе выхода изучено более полно и описано ранее [9, 10]. Появление новых материалов (геохронологические данные, строение восточной части массива, детали строения Куронахского выхода, геофизические расчеты и т.д.) позволило более четко представить объемное строение габброанортозитового массива и установить возрастные и структурно-морфологические соотношения развитых здесь пород. Разрез анортозитовой части (верхняя часть зоны 5 в общем разрезе) остался без изменений (снизу):

Породы	Мощность, м
1. Андезиниты серые неравномернозернистые существенно лейкократовые	200
2. Андезиниты розовато-сиреневые средне- и мелкозернистые лейкократовые со «слоями»* и шлирами пироксеновых андезинитов, габброандезинитов и порфировидных лабрадорит-андезинитов	400
3. Андезинит-лабрадориты порфировидные со «слоями» и шлирами андезинитов	600



4. Лабрадориты черные и темно-серые, пироксеновые и лейкократовые, крупно- и среднезернистые	70—150
5. Иотуниты и андезиниты пестроокрашенные биотит-двопироксеновые и лейкократовые мелкозернистые, часто порфирированные	150

*Наряду с горизонтальными зонами расслоения в анортозитах присутствуют близвертикальные наложенные зоны, представленные габбро-андезинитами и полосчатыми мигматитами с неосомой мелкозернистых габбро и ассоциирующие с телами более поздних габбро-норитов.

Мощность всей зоны анортозитов оценивается в 1500 м.

В этой западной части выхода вверх по разрезу в иотунитах появляется кварц и они становятся более лейкократовыми, переходят в кварцевые иотунит-эндербиты, большей частью переработанные в позднем архее в плагиогранит-гнейсы. В центральной части массива пестроокрашенные андезиниты и иотуниты верхней зоны сменяются вверх по разрезу чарнокитами (граница их раздела четкая с зоной закалки в чарнокитах, пологопадающая в северных румбах), а несколько восточнее их место занимают эндербиты, т.е. в целом для автономных анортозитов Имангакитской ветви устанавливается пространственная связь с эндербит-чарнокитами и габбро, причем первые залегают выше, вторые — ниже по разрезу. Анортозиты сменяются чарнокитами через зону иотунитов и пестрых андезинитов. Анализы гравитационного и магнитного полей свидетельствуют о пологом погружении таких зон в северном направлении.

Подобным строением характеризуется и Курунахская ветвь Каларского массива. Здесь также сочетаются мезо-, мелано- и лейкогаббро и анортозиты, для которых повсеместно устанавливается грубая и тонкая расслоенность близгоризонтального залегания. В восточной части массива

ва интенсивно проявлена субмеридиональная складчатость, которой, наряду с габброидами выхода, подвергнуты и кристаллосланцы курультинского комплекса, расположенные восточнее, и эндербиты древнеалданского комплекса, в связи с чем не представляется возможным определить структурно-гипсометрическое соотношение пород массива и метаморфитов.

Западное обрамление Курунахского выхода детально изучено Е.В.Шарковым. Он убедительным фактическим материалом обосновывает строение верхней переходной части разреза от анортозитов к чарнокитоидам и структурное единство этих комплексов пород (снизу вверх):

Породы	Мощность, м
1. Анортозиты и габбро-анортозиты с единственным «слоем» мощностью около 100 м иотунитов	950
2. Зона «переслаивания» иотунитов и лейкократовых габбро-анортозитов («слои» мощностью от 30 до 200 м) с одним маломощным «слоем» чарнокитоидов	750
3. Чарнокитоиды	более 550
Всего по разрезу	2250

Западнее и северо-западнее (выше по разрезу) простираются чарнокиты и эндербиты, для которых в целом допускается мощность порядка 6000 м. Гравитационное и магнитное поля здесь также указывают на погружение рассматриваемой границы в северо-западном направлении.

Откартировав зону иотунитов по значительной части периметра выхода собственно анортозитов обеих ветвей (естественно за исключением разломов), Е.В.Шарков наглядно показал положение этой зоны и ее соотношение с подстилающими анортозитами и залегающими выше чарнокитоидами. Подтвердив тем самым тесную пространственную связь этих разновидностей пород, он включил в

Геологическая карта междуречья Калар-Олёкма (район Каларского анортозитового массива). По материалам И.А.Томбасова, В.В.Кошеленко, З.П.Козак с частичным использованием [3]:

реликты осадочного чехла: 1 — юрско-меловые угленосные отложения — алевролиты, песчаники, конгломераты, горизонты углей, 2 — венд-ордовикские платформенные отложения верхнекаларской серии — известняки, доломиты, песчаники, алевролиты, гравелиты, 3 — раннепротерозойские осадочно-метаморфические протоплатформенные отложения (джалтуктинская и кодарская серии удоканской надсерии) — метаморфизованные алевролиты, песчаники, гравелиты, мраморы, кварциты, метаморфические сланцы, гнейсы; *пологие магматические плиты, проникающие из фундамента в осадочно-метаморфический чехол*: 4 — среднепозднепалеозойский комплекс (ингамакитский, тасский, амананский) — сиениты, монзониты, монцодиориты, граниты, 5 — раннепротерозойский кодарский комплекс — граниты, гранодиориты, граносиениты; *ультраметаморфический фундамент*: раннепротерозойские образования: 6 — куандинский ультраметаморфический комплекс — гранитогнейсы, гнейсовидные граниты, мигматит-граниты, 7 — усуйкаунский динамометаморфический комплекс — ортоплагиогнейсы, ортосланцы, бластотектониты, 8 — позднеархейский тоналит-трондьемитовый комплекс (большеторский, древнеолёкминский, древнесубганский) — плагиогранит-гнейсы, тоналит-гнейсы, кварцевые диорит-гнейсы, гранитогнейсы (часто насыщенные телами габбро-амфиболитов); *раннеархейские образования*: 9 — олёмко-каларский габбро-анортозитовый магматический комплекс — андезиниты, лабрадориты, лейкогаббро, габбро, меланогаббро, иотуниты, пироксениты, перидотиты (а), в т.ч. интенсивно сосюритизированные (б), 10 — бургайский магматический комплекс — эндербиты, эндербито-гнейсы, чарнокиты со скиалитами кристаллических сланцев, 11 — курультинский метаморфический (гранулитовая фация метаморфизма) комплекс — кристаллические сланцы, амфиболиты, кварциты, гранулиты, эклогитоподобные породы, в меньшей степени эндербиты; 12 — разломы; 13 — границы геологических образований; 14 — погружение зон рассланцевания, зон расслоения, плоскостей разломов, контактов, осевых поверхностей складок (на примере анортозитов); А₁—А₂ — линии геологических разрезов, I—I, II—II — линии расчетных геофизических разрезов Ю.А.Зорина [5]

контур рассматриваемого массива и чарнокитоиды, назвав весь комплекс анортозит-чарнокитовым.

Таким образом, опираясь на все перечисленные факты, можно представить разрез рассмотренной части земной коры следующим образом (снизу вверх, основание неизвестно):

Породы	Мощность, м
1. Габбро (резко преобладающие), лейкогаббро, габбро-анортозиты, анортозиты, линзы ультраосновных пород	>10 000
2. Анортозиты, лейкогаббро (собственно анортозитовая часть)	1500
3. Иотуниты, андезиниты, лейкогаббро	150—750
4. Чарнокитоиды (чарнокиты, эндербиты)	>1500 м (6000 м)

Указанные мощности названных зон испытывают значительные колебания, но в целом описанный разрез составляет не менее 18 км. Подобный разрез с выделением нижнего и верхнего меланократового комплекса описала Н.Г.Богданова [2] для Геранского анортозитового массива, причем, верхний меланократовый комплекс этого разреза, судя по описанию, очень близок к иотунитам. Весьма бегло рассматривая вмещающие породы, Н.Г.Богданова говорит о кристаллосланцевой гранулитовой толще в подошве этого массива и о значительном преобладании в верхнем экзоконтакте эндербитов и плагиогранитов. Подобную тесную пространственную связь анортозитов и чарнокитоидов отмечают и при описании других массивов автономных анортозитов мира. Данный вопрос парагенетической связи на всех штахт мира рассмотрен Е.В.Шарковым [11].

Структурные построения и приведенный разрез массива прекрасно согласуются с гравиметрическими данными и опираются на них. Плотностные свойства собственно анортозитов ($2,66\text{—}2,7\text{ г/см}^3$) и чарнокит-эндербитов ($2,7\text{—}2,75\text{ г/см}^3$) никак не соответствуют тому гравитационному максимуму, который опоясывает наряду с плотными габбро ($>2,8\text{ г/см}^3$) и выходы первых двух типов пород. Такое несоответствие точными расчетами обосновал Ю.А.Зорин [5], показав на разрезах широчайшее распространение на небольшой глубине тяжелых габброидов, мощностью 6—12 км, которые покрываются очень тонкой (1—2 км) «пленкой» более легких пород. Вполне вероятно, что сокращение мощности и выклинивание плотных слоев в этих расчетах можно было заменить некоторым погружением пород аномалий без особого сокращения мощности.

С целью рассмотрения генезиса анортозитов следует перечислить описанные ранее [9, 10, 11] петрологические критерии, структурно-текстурные характеристики, состав и другие признаки, из которых главным нужно считать обоснованное выше тесное пространственное и структурное сочетание с магматическими габбро и чарнокит-эндербитами. На магматическую природу анортозитов указывают также: 1) грубая, средняя и мелкая расслоенность; 2) наличие в эндербитах жил и интрузивных пластин андезинитов, насыщенных дезориентированными угловатыми и

овальными ксенолитами как эндербитов, так и пород, отсутствующих в окружении этих тел; 3) ксенолиты (правда, очень редкие) в эндоконтакте основных массивов анортозитов; 4) распространение шпиропоподобных мелких тел, неотличимых от магматических шпир и имеющих овальную вертикальную форму, указывающую на их всплывание; 5) фиксируемое скопление лабрадора в верхах разреза, которое можно трактовать только как всплывание кристаллов в жидкости [6, 8].

Не менее показательны микроскопические признаки, указывающие на магматическую природу данных пород. Для всех разновидностей анортозитов и габбро-анортозитов установлена единая последовательность формирования минералов. Грубо намечается 4 стадии (не считая последующих наложенных) кристаллизации различных генераций минералов: 1) плагиоклаз I (формирование лабрадоритов); 2) плагиоклаз II+гиперстен±диопсид (андезиниты и иотунины); 3) плагиоклаз III+диопсид±гиперстен+роговая обманка+рудный±кварц (андезинизация лабрадоритов и, по-видимому, жильные тела андезинитов в эндербитах); 4) плагиоклаз IV+биотит+кварц (завершение становления иотунитов). Структуры пород верхних двух зон явно магматические, в более нижних зонах в основном развиты аллотриоморфнозернистые и полигональные структуры с удивительно однообразной формой (пятигранники) плотно соприкасающихся зерен плагиоклаза. Поведение фемических минералов (структуры распада, постоянные каемки обрастания) напоминают под микроскопом типичный ряд становления магматических пород Н.Л.Боуэна. Стадийность формирования прекрасно иллюстрируется взаимоотношениями всех минералов, в т.ч. и плагиоклазов. При этом особенно наглядно устанавливается развитие плагиоклаза III, формирующего просечки в плагиоклазе II и особенно I, и «съедающего» I.

Полигональная структура в андезинитах (зона «2») отклоняется от типично магматических структур и, возможно, является результатом перекристаллизации первичных пород, но состав при этом остается практически без изменений и, более того, сохраняются текстурные признаки магматических пород (шпир, «слои» совершенно разных пород и др.). Более низкотемпературные изохимические изменения зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фации, незначительно развитые в Куронахской ветви и очень широко проявленные в Имангакитской, выражены интенсивной сосюритизацией плагиоклазов и формированием молочно-белых сосюрититов, фиксирующих шовные разломы (особенно Становой), по-видимому, верхнепалеозойского этапа активизации.

Химический состав анортозитов расслоенной серии, как и прочие свойства, резко выделяют их из окружающих пород. Главные параметры, определяющие это своеобразие, — Al_2O_3 и K_2O . Высокие содержания Al_2O_3 неповторимы в других широко развитых магматических породах Земли, низкие содержания K_2O сравнимы только с таковыми в ультраосновных и основных породах, сочетания же подобных количественных значений неизвестны в природе, кроме анортозитов, вообще. Отсутствие анортозитовой магмы признается и обосновывается всеми исследователями, утверждающими для анортозитов изначальный или габбровый, или диоритовый состав ее [1, 4, 7, 12 и др.].

В нашем случае мы можем вычислить валовый химический состав (см. таблицу): 1) рассмотренной, вскрытой

эрозией части имангаkitской габбро-анортозитовой ветви, в разрезе которой 40% занимают анортозиты (с учетом «слоев» анортозитов в нижней габбровой части и иотунитов в верхах разреза), 20% — лейкогаббро, 37,5% — мезогаббро и 2,5% меланогаббро; 2) предполагаемой по геофизическим данным нижней нескрытой части массива, определенной в целом, как мезогаббро, по-видимому, с линзами гипербазитов; 3) верхней части разреза Куронахской ветви, представленной в основном эндебитами и чарнокитами с незначительной иотунитовой «подошвой». Мощности двух последних частей разреза, изученных очень слабо, естественно, весьма и весьма приближенные, что отражается и на достоверности сделанных выводов. Если признать предложенный вариант единого 18-км разреза чарнокит-эндебит-анортозит-габбровой расслоенной серии, что мы и пытаемся доказать, то состав магмы определяется как габбродиоритовый (андезитобазальтовый). Если же чарнокит-эндебитовый «слой» не связывать с анортозит-габбровым, то состав его магмы соответствует нормальным базальтам.

Таким образом, весь изложенный материал позволяет выдвинуть ряд положений о генезисе комплекса в целом и о морфологии слагающих его тел: 1) рассмотренный комплекс парагенетических пород характерен практически для всех докембрийских щитов мира; 2) распространение по латерали пород данного комплекса никак не определя-

ется контурами в современном эрозионном срезе — на самом деле это крупные протяженные как по латерали, так и падению субгоризонтальные мощные пластины (наиболее вероятно, самостоятельный слой земной коры); 3) первоначальная природа комплекса магматическая; 4) формирование его многостадийное, длительное; 5) в становлении комплекса немаловажную роль играли силы гравитации; 6) магматический процесс сопровождался глубокой дифференциацией расплава, ликвацией и образованием расслоенного сложного по составу разреза; 7) вполне вероятно, что последующее преобразование пород массива происходило уже в твердом состоянии (андезинизация анортозитов, переработка в условиях амфиболитовой фации чарнокитов и эндебитов и т.д.); 8) в формационном отношении каждый отдельный комплекс определяется в соответствии с названием пород, в целом же весь расслоенный комплекс должен включаться в разряд надформации — чарнокит-эндебит-анортозит-габбровой (и, возможно, гипербазитовой); 9) возраст становления такой надформации устанавливается по данным Д.З.Журавлева (1989) в 3460, 3480, 2930, 2840 млн.лет (эндебиты — Sm-Nd метод), 3330, 3040, 3040, 2900 млн.лет (лабрадориты и лейкогаббро — Sm-Nd метод), 3130, 3040 млн.лет (чарнокиты — Sm-Nd метод). Более молодые породы характеризуют процессы перекристаллизации и диафоритических изменений анортозитов.

Расчет химического состава вскрытой части Каларского массива и его полного предполагаемого разреза

Анализируемые породы (число проб)	Мощность, м	Среднее содержание, %								
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
Имангаkitская ветвь										
Вскрытая часть										
Анортозиты (55)	2400	54,6	0,25	26	0,93	2,19	1,2	10	4,74	0,6
Лейкогаббро (12)	1200	49,65	0,94	21,4	2,88	4,25	3,55	8,8	3,6	0,5
Мезогаббро (4)	2250	45,8	1,98	16,5	8,1	7	7,3	8	3,0	0,45
Меланогаббро (1)	150	42	5,78	12	7,8	11,2	6,4	9,3	1,8	0,3
Средневзвешенный состав	6000	49,71	1,17	20,05	4,18	4,93	3,09	9,06	3,7	0,51
Нижняя нескрытая часть выхода										
Мезогаббро	~6000	45,8	1,98	16,5	8,1	7	7,3	8	3	0,45
Имангаkitская ветвь в целом	~12 000	47,75	1,57	18,28	6,14	5,96	5,2	8,53	3,35	0,48
Куронахская ветвь										
Верхняя часть разреза										
Иотуниты (8)	400	54,45	0,83	23,85	1,39	3,2	1,07	8,86	4,13	0,67
Эндербиты (5)	~2800	67,03	0,56	15,51	1,23	3,43	1,53	4,83	4,23	0,82
Чарнокиты (10)	~2800	64,48	0,87	14,02	2,2	5,86	0,67	3,4	3,55	3,43
В целом иотунитовый слой и эндербит-чарнокитовый комплекс	6000	65,0	0,72	15,37	1,69	4,55	1,1	4,43	3,91	2,03
В целом эндербит-чарнокит-анортозит-габбровый комплекс	18 000	53,5	1,29	17,3	4,66	5,49	0,83	7,16	3,54	1,0

Все это позволяет присоединиться к развиваемому В.С.Шкодзинским [13] положению о специфическом стиле формирования докембрийских комплексов — о магматическом панокеане, испытывавшем очень длительную историю (возможно, весь архей и даже ранний протерозой) застывания и кристаллизации.

Приняв ту или иную схему магматизма для Каларского массива (базальтовую или андезитобазальтовую), мы можем с этих позиций проанализировать геохимическую специализацию каждой выделенной разновидности и, обобщив ее в сочетании с общей геохимической специализацией указанных типов магм, выйти на возможную металлогеническую специализацию вскрытых и нескрытых (особенно) частей массива. К сожалению, далеко не полная геохимическая информация (не производились анализы на Au, Pt, Ta и др.) свидетельствует о повышенной (по сравнению с кларком) редкоземельной (Y, Zr, Nb, La, Ce, Yb) специализации чарнокитов, о фоновых содержаниях геохимических элементов в энтербитах и иотунитах, о поразительной стерильности за исключением несколько повышенного стронция анортозитов и о значительно пониженных содержаниях многих элементов в габброидах, в которых лишь Sn, Mo, Be приближаются к кларку, а Cr превышает несколько эту цифру. Если исходить из относительного постоянства микроэлементов в каждой разновидности магмы (хотя это далеко не стабильные цифры), то можно приблизительно определить недостаток компонентов в изученном разрезе и, соответственно, предположить избыток их в других участках магматической колонны, каковыми могут являться приподошвенные части крупных магматических зон в ликвационном процессе, или верхние горизонты расслоенных серий. Учитывая значительную обедненность всеми микроэлементами анортозитовой и практически всеми (за исключением Sn, Mo, Be и Cr) габбровой составляющих всего габбро-анортозитового разреза, можно ожидать в указанных частях расслоенного комплекса некоторое повышение их содержаний. На этих горизонтальных уровнях при дальнейших процессах эндогенной активизации соответствующих *P-T*-условий может происходить концентрация элементов, то есть нормальный рудный процесс. Показателем этого процесса являются рудопроявления и месторождения Ni, Co, Ti, Fe, V, P, Au, выявленные к настоящему времени в габброидах Имангакитской и Куронахской ветвей. Повышенная редкоземельная ассоциация в чарнокитах также может быть родоначальной для оруденения, например, катугинского типа.

В заключение очень коротко следует остановиться на вопросе тектонического положения Каларского массива, приуроченности его к крупным дизъюнктивам и причинах относительно ограниченного развития автономных анортозитов в докембрийских щитах мира. Выход его на дневную поверхность представляет собой односторонний многоступенчатый горст, первоначально (в раннем протерозое)

разделенный пологой зоной смятия на две ветви, а в палеозое—мезозое испытывавшем в зоне Станового разлома неоднократные воздымания южных ограничений этих ветвей, связанные с выдвиганием глубинных структур с севера на юг. Именно эти вертикальные перемещения по Становому разлому вывели на современную эрозионную поверхность наиболее глубинные части докембрийского разреза земной коры и обусловили пологое и средней крутизны погружение различных, первоначально близгоризонтальных пластин в северном и северо-западном направлении. По-видимому, постоянная приуроченность автономных анортозитов к региональным тектоническим швам обязана именно такому процессу. Чисто полевошпатовые породы более интенсивно выветриваются и разрушаются, что предположительно и является причиной ограниченного развития автономных анортозитов во всем мире.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Богатиков О.А., Летников А.Ф., Марков М.С., Суханов М.К. Анортозиты и ранние этапы развития Земли и Луны / Анортозиты Земли и Луны. — М.: Наука, 1984. С. 246—271.
2. Богданова Н.Г. Строеие Геранского анортозитового массива (Алданский щит, Становой хребет) / Анортозиты Земли и Луны. — М.: Наука, 1984. С. 112—147.
3. Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-6 1:1 000 000 (новая серия). Лист 0-(50),51 — Алдан. — С-Пб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1998.
4. Грин Т.Х. Экспериментальное исследование генезиса анортозитов при высоких давлениях / Петрология верхней мантии. — М.: Мир, 1968. С. 228—255.
5. Зорин Ю.А., Турутанов Е.Х., Новоселова М.Р., Балк Т.В. Глубинное строение Каларского габбро-анортозитового массива по гравиметрическим данным // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 4. С. 130—133.
6. Ирвин Т.Н. Изверженные породы, состав которых обусловлен аккумуляцией и сортировкой кристаллов / Эволюция изверженных пород. — М.: Мир, 1983. С. 241—300.
7. Кокс К.Г., Белл Дж.Д., Панкхерст Р.Дж. Интерпретация изверженных горных пород. — М.: Недра, 1982.
8. Рёдер Э. Ликвация силикатных магм / Эволюция изверженных пород. — М.: Мир, 1983. С. 24—66.
9. Томбасов И.А. Каларский анортозитовый массив — представитель горизонтально расслоенной магматической серии / Новые данные по геологии Забайкалья. — М., 1986. С. 17—24.
10. Томбасов И.А. Генетические аспекты становления Каларского анортозитового массива и его металлогеническая значимость / Геология и полезные ископаемые Читинской области. — Чита, 2000. С. 228—241.
11. Шарков Е.В. Каларский анортозит-мангеритовый комплекс в Восточной Сибири // Геология и геофизика. 1981. № 5. С. 80—88.
12. Шарков Е.В. Физико-химические аспекты образования анортозитов / Анортозиты Земли и Луны. — М.: Наука, 1984. С. 235—245.
13. Шкодзинский В.С. Геодинамика и металлогения / Тектоника, геодинамика и металлогения территории республики Саха (Якутия) / Под ред. Л.М.Парфенова, М.И.Кузьмина. — М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. С. 467—498.

Физико-геологические модели в нефтегазовой сейсморазведке (Ковыктинское месторождение)

Л.А.БАРЫШЕВ (Геоинформцентр ФГУП «Иркутскгеофизика»)

В настоящее время среди геофизиков и геологов понятие *модель* — привычное и широко используемое в практике интерпретации всех геофизических методов. Однако в сейсморазведке, которая занимает лидирующее положение в геологоразведочных работах на нефть и газ, понятие *модель* за последние десять лет претерпело настолько значительную эволюцию и приобрело настолько много специальных терминов, что разобраться в них иногда могут только исследователи, занимающиеся сейсмическими явлениями. Например, такие термины как *структурно-формационная модель* [7], *седиментационно-емкостная модель* [7], *сейсмостратиграфическая модель* [6], *литолого-акустическая модель* [6], *тектонифизическая модель* [8] указывают на то, что эти модели построены на основе сейсмических данных и предназначены для решения конкретных геологических задач. Упомянутые термины — яркая иллюстрация того, что из сейсмических данных можно извлекать самую разнообразную информацию и придавать ей некоторый специальный оттенок, освещая отдельные особенности строения реальной геологической среды.

Особенность сейсморазведки заключается в том, что она остается, пожалуй, единственным геофизическим методом по результатам которого можно прогнозировать коллекторские свойства осадочных пород. Принципиальная возможность такого прогноза базируется на постулате о том, что *сейсмические волны несут в себе информацию о нефтегазонасыщенности среды*. Такой постулат справедлив и эксплуатируется сейсморазведчиками очень активно. Однако успехи сейсмического метода в прогнозировании фильтрационно-емкостных свойств пород далеко не бесспорны, так как существует достаточное число фактов, которые говорят о том, что значительные ошибки в определении этих свойств появляются регулярно, и это вызывает сомнение в надежности сейсмического прогноза.

Параллельно упомянутому постулату в сейсморазведке существуют фундаментальные положения, составляющие теоретическую основу сейсмического метода, из которых следует, что обратная динамическая задача (задача прогноза) сейсморазведки в общей постановке не имеет единственного решения [1, 2]. Условно корректные решения, получаемые на практике в виде различных моделей, основаны на эмпирических корреляционных зависимостях между сейсмическими (энергетические, частотные и др.) и емкостными (эффективная мощность, пористость, нефтегазонасыщенность) параметрами пород. Как правило, такие модели удовлетворительно описывают лишь небольшой объем геологической среды. При этом модели нефтегазового резервуара описываются общепринятыми геологическими терминами, форма и структура его — углами наклона, градиентами погружения и мощностью, слагающих его слоев и пластов, а вещественный состав — различ-

ными геологическими и петрофизическими характеристиками (песчанистость, пористость, флюидонасыщенность, проницаемость).

Следовательно, в процессе интерпретации сейсмических параметры волнового поля преобразуются в параметры сложно построенной геологической среды. Именно, на этапе этого преобразования допускается много упрощений, когда считается, что сейсмический волновой разрез и реальный геологический разрез — практически одно и то же. В результате такого подхода к интерпретации волнового поля очень часто устанавливается ничем не обоснованное соответствие между элементами волнового сейсмического и реального геологического разрезов, что приводит к созданию геологических моделей, в которых толщина пластов измеряется единицами метров и выходит за рамки существующих ограничений разрешающей способности сейсморазведки. Количественные оценки петрофизических свойств пород, полученные на основе корреляционных связей, вносятся в геологическую модель без указания доверительных интервалов изменения их значений. Внешне подобные детальные модели выглядят очень привлекательно и содержат всю необходимую информацию о строении геологического объекта. Однако при проверке глубоким бурением оказывается, что данная модель малонадежная и параметры, которые использовались для ее описания, очень далеки от реальных.

Такой результат закономерен, потому что активное вторжение сейсморазведки в некоторые направления геологии (палеоструктурный анализ, литология, седиментология) происходит без всестороннего анализа физической природы сейсмических волн, которые в реальной геологической среде формируются под влиянием множества различных факторов.

Общезвестно, что на физические параметры пород влияют многие факторы. Наиболее значимые из них — литологический состав пород, их пористость и флюидонасыщение. В справочной и научной литературе приводится много доказательств существования различных зависимостей физических параметров (плотность, скорость, поглощение) от геологических характеристик (пористость, нефте- и газонасыщенность) осадочных пород.

Сейсмические параметры волнового поля (амплитуда, частота), в свою очередь, зависят от физических свойств среды и только через них от геологических параметров. Следовательно, переход от интерпретационных параметров, получаемых из сейсмического (волнового) разреза к емкостным горизонтов-коллекторов, представляет собой цепочку причинно-следственных соотношений между тремя группами параметров: 1) геологические (литология, пористость, нефтегазонасыщенность), 2) физические (плотность, скорость, поглощение), 3) сейсмические (амплитуда, частота, фаза и их многочисленные преобразования).

Перечисленные параметры в реальной геологической среде, по определению О.К.Кондратьева [5], обладают множественными многофакторными связями. Из этого следует, что реальная геологическая среда представляет собой сложную систему, состоящую из множества различных элементов (геологических тел), находящихся во взаимодействии.

Геологическое тело любого ранга (от слоя до формационного комплекса) имеет три базовые характеристики: форму, структуру и вещественный состав. Именно описание этих характеристик и составляет суть процесса построения модели геологического объекта.

В сейсморазведке отраженных волн традиционно используется два основополагающих принципа, на которых базируется создание модели по сейсмическим данным:

1. Геологический объект (тело) при работах на нефть и газ — некоторый объем геологической среды, который **всегда состоит из набора слоев и пластов**.

2. Обработка и интерпретация поля отраженных волн основана на **выделении физических границ слоев и исследовании свойств этих границ**.

Упомянутые геологические понятия *геологическое тело*, *слой*, *пласт* и *граница* широко используются при описании моделей построенных по сейсмическим данным. При этом подразумевается, что такие специфические сейсмические термины как *отражение от пачки слоев*, *группа синфазных отражений*, *рисунок сейсмической записи* — тождественны различным геологическим понятиям. Чаще всего, установление данного тождества бывает не всегда корректным. Поэтому для создания надежной модели, необходимо выделить такой универсальный базовый элемент геологической среды, на основе которого можно было бы описывать форму, структуру и вещественный состав любых геологических тел, и установить надежное соответствие между геологическими и сейсмическими понятиями. В качестве такого базового элемента для описания геологических тел может быть использован структурно-вещественный комплекс (СВК), который в сейсморазведке имеет ряд особенностей.

Структурно-вещественный комплекс в сейсморазведке. В сейсморазведке на разных этапах исследований изучаются самые различные формы геологических тел: от формационных комплексов на региональном этапе, до складов, залежей и линз на разведочном и эксплуатационном этапах. Все эти формы определяются через фундаментальные понятия *слой* и *пласт*, которые являются основными структурными элементами любого осадочного тела. Именно из этих двух форм геологических тел второго ранга (тела, сложенные породами) формируются сложные геологические формы более высокого порядка [3].

Сейсмическое определение слоя требует существенного дополнения к классической геологической формулировке. Сейсмический слой — это неделимая единица объема геологической среды, имеющая плоскую форму, с набором взаимосвязанных физических и геологических параметров (литология, текстура, пористость, флюидонасыщенность, скорость, плотность, поглощение и др.), которые оказывают **прямое и одновременное воздействие на процесс формирования сейсмических волн**.

В сейсморазведке термин *слой* часто употребляется как синоним термина *пласт* (если пласт не слоист). В геологии соотношение между понятиями *слой* и *пласт* определяется как *слой* — это часть пласта или *пласт* — осадочное геологическое тело, имеющее форму слоя [3].

Такого соотношения этих понятий сохраняется и в сейсморазведке. Однако в реальной геологической среде выделение границ слоев и пластов на сейсмических волновых разрезах — непростая задача, так как имеет существенные и значительные ограничения. Базовое понятие в решении этой задачи — понятие *граница* слоя или пласта.

В области теории и физических представлений об образовании и распространении сейсмических волн, понятие *граница* основывается на различии физических характеристик (плотность, скорость сейсмических волн) горных пород, т.е. **сейсмическая граница прежде всего — физическая (резкоостная) граница**. К понятию сейсмической границы могут быть отнесены такие термины как *отражение*, *отражающий горизонт*, *ось синфазности*. Эти термины широко используются в сейсморазведке для описания формы и структуры геологических тел на сейсмических волновых разрезах, но не всегда точно соответствуют геологическим границам. Следовательно, для точного и корректного описания геологической модели, построенной по сейсмическим данным, необходимо установить надежное соответствие между границами тонкослоистого геологического разреза и границами сейсмического волнового разреза.

Для корректного установления такого соответствия в сейсморазведке выработаны строгие правила, определяющие минимальную толщину тонкого слоя и свойства слагающих его пород по динамическим характеристикам отраженных волн. В фундаментальных работах О.К.Кондратьева [4], Р.Шерифа [10], монографиях С.Н.Птецова [9], Ю.П.Ампилова [2] на многочисленных примерах приведены доказательства того, что для раздельного определения границ слоя (кровли и подошвы) необходимо, чтобы его толщина была больше $1/4\lambda$ (длина волны), и если толщина слоя меньше $1/8\lambda$, то он отображается в волновом поле как однородный слой при любой скоростной дифференциации внутри него. В рамках упомянутого правила определение границ слоя и свойств, слагающих его пород, по кинематическим и динамическим характеристикам отраженных волн может считаться физически и теоретически обоснованным. Одновременно из этого правила следует, что поле отраженных волн — интегральная характеристика тонкослоистой геологической среды, т.е. в волновом поле отражений всегда гораздо меньше, чем реальных геологических границ. Убедиться в этом можно при прямом сопоставлении сейсмического волнового разреза с данными геофизических исследований скважин (акустический каротаж, сейсмический каротаж, керн).

Пример такого сопоставления на скважинах Ковыктиского газоконденсатного месторождения, где основные активные запасы газа связаны с парфеновским горизонтом, приведен на рис. 1. Этот горизонт, сложенный слоями песчаников, глинистых песчаников, алевролитов и аргиллитов, залегает в самой верхней части терригенного комплекса осадочного чехла и не имеет резких контрастных физических границ со вмещающими породами (перепад пластовой скорости не более 500 м/с). При средней скорости в терригенных породах 5000 м/с и преобладающей (видимой) частоте временного разреза 30—40 Гц, длина волны будет изменяться в пределах от 130 до 170 м. Сопоставив эту величину с мощностью терригенных слоев ($H=1\sim 10$ м) легко увидеть, что λ более чем в 10 раз превышает их мощность. Это говорит о том, что в данном частотном диапазоне на сейсмическом волновом разрезе мож-

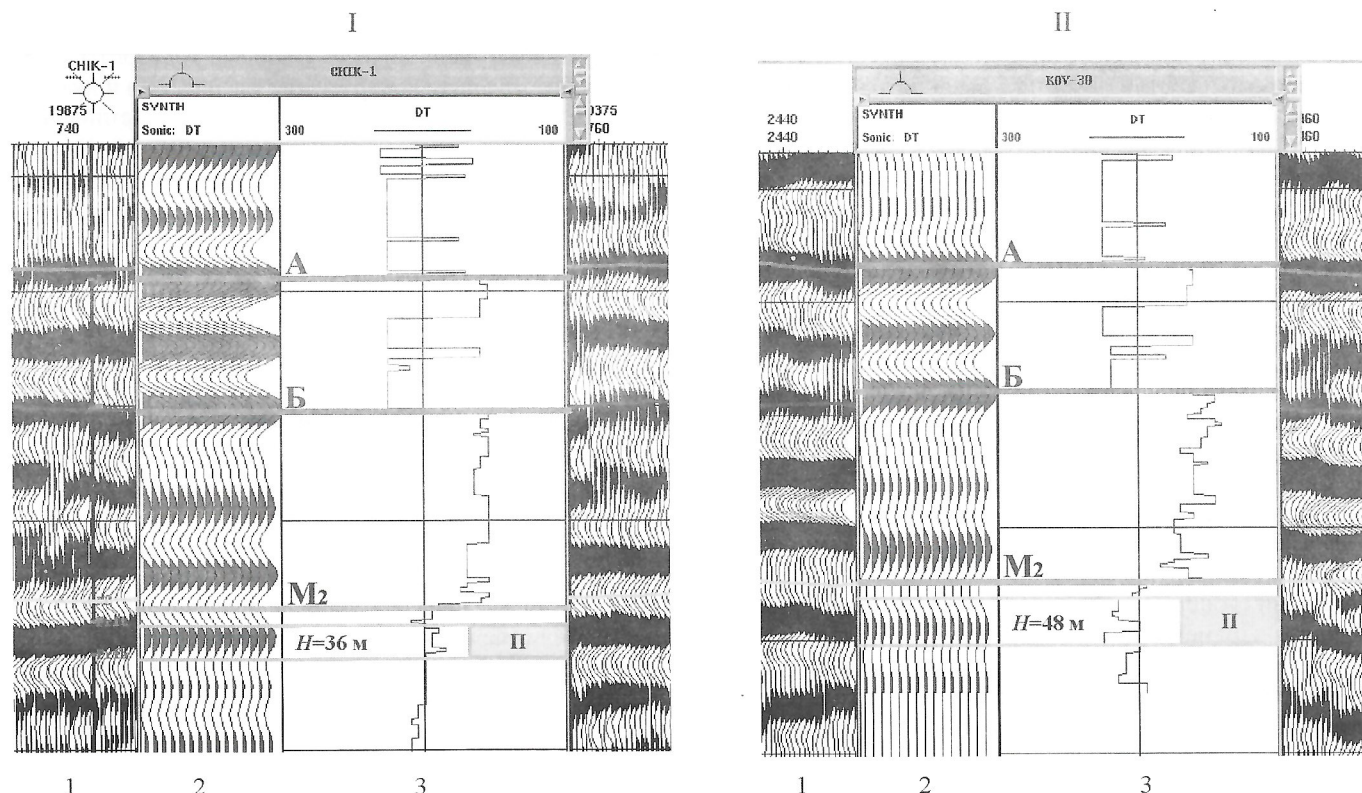


Рис. 1. Опорные сейсмические горизонты, геологические и физические границы в подсолевом комплексе осадочного чехла на Коввыктинском месторождении:

скважины: I — Чиксинская (скв. 1, Ч), II — Коввыктинская (скв. 30, К); горизонты: А — кровля подсолевого комплекса; Б — кровля мотской свиты, карбонатно-терригенный комплекс; M₂ — кровля нижнемотской подсвиты, терригенный комплекс; П — парфеновский; 1 — временной разрез ОГТ; 2 — модельная сейсмограмма; 3 — кривая акустического каротажа (ДТ)

но ожидать появления некоторого *эффективного отражения* от парфеновского горизонта, сформированного в результате интерференционного суммирования волн, отраженных на границах тонких слоев. При сопоставлении кривых акустического каротажа с модельными сейсмограммами и временными разрезами на рис. 1 хорошо видно, что ни кровля, ни подошва парфеновского горизонта не имеют четкого отображения в волновом поле (эти геологические границы не совпадают с экстремумами минимума и максимума осей синфазности на моделях и временных разрезах).

Среди многочисленных отражений (осей синфазности) на модельных сейсмограммах и временных разрезах выделяются опорные отражающие горизонты, соответствующие границам, на которых происходит смена литологического состава пород и перепад скорости достигает 1500 м/с.

Горизонт А (кровля подсолевого комплекса) — осинский пласт доломитов. Регионально выдержанный сейсмический горизонт. Благодаря высокой скорости в слагающих его доломитах, легко опознается на фоне низкоскоростных солей в любом районе Восточной Сибири.

Горизонт Б (кровля мотской свиты) на временных разрезах проявляется в виде высокоамплитудного отражения положительного знака, которое обусловлено резким увеличением скорости на границе мощного пласта соли и пласта доломитов в кровле мотской свиты.

Горизонт M₂ (кровля нижнемотской подсвиты) на временном разрезе — это интенсивное отражение отрица-

тельного знака, связанное со значительным уменьшением скорости на границе доломитов и аргиллитов в кровле нижнемотской подсвиты.

Перечисленные опорные горизонты соответствуют регионально выдержанным границам, на которых сохраняется стабильно высокий перепад скорости и три понятия термина *граница* (стратиграфическая, литологическая, сейсмическая) могут считаться тождественными. На основе этих опорных сейсмических границ в подсолевом комплексе осадочного чехла надежно выделяются его отдельные элементы — структурно-вещественные комплексы, которые являются базовыми элементами физико-геологической модели. Без изменения сути классического определения структурно-вещественного комплекса (Ю.А.Косыгин, 1987, А.С.Барышев, 1987) с учетом рассмотренных особенностей волновых разрезов, определение «сейсмического структурно-вещественного комплекса» может быть дано в следующей формулировке: **сейсмический структурно-вещественный комплекс** — структурный элемент осадочной оболочки. Такой комплекс выделяется путем группирования относительно мелких тел (слои и пласты), которые могут иметь различные физические свойства, различный литологический состав, возраст и близки своими формами залегания. Поверхности, ограничивающие указанный комплекс, всегда являются резкими физическими границами и могут совпадать с границами пород разного литолого-петрографического состава и стратиграфических подразделений. По границам струк-

турно-вещественного комплекса определяются его пространственно-геометрические формы, а интегральный вещественный состав — по различным аномалиям волнового поля.

Из данного определения следует, что на основе структурно-вещественного комплекса, как базового элемента физико-геологической модели, можно решать самый широкий круг задач, от определения формы геологических тел, до прогноза вещественного состава слагающих его пород.

Физико-геологическая модель, построенная на основе данных глубокого бурения и геологической информационно-системы (акустический каротаж, сейсмический каротаж), представлена на рис. 2. Она включает собственно геологическую (пластовую) модель, временной разрез, рассчитанный на основе пластовой модели, и разрез мгновенных амплитуд, являющийся результатом Гильберт-преобразования временного разреза.

Последовательный анализ перечисленных компонентов модели позволяет проследить и выявить связь между емкостными свойствами парфеновского горизонта и сейсмическими параметрами волновых разрезов. Начинать этот анализ следует со свойств геологического разреза.

Геологический разрез, представленный на модели, состоит из 40 пластов различной мощности. Каждый пласт характеризуется литологическим составом, слагающих его пород, и распределением скорости, которая изменяется по латерали. В геологическом разрезе отчетливо выделяются пласты низкоскоростных солей, высокоскоростной карбонатный и терригенный структурно-вещественный комплексы с газоперспективным парфеновским горизонтом. Мощность парфеновского горизонта закономерно увеличивается от 30 (скв. 2-Ч) до 60 м (скв. 1-К). Скважины 1-Ч, 2-Ч, 174-Ч, в которых $H_{эф}$ не превышает 4 м, могут быть отнесены к разряду непродуктивных. Скважины 31-К, 30-К, 26-К, 12-К, 1-К находятся в пределах газовой залежи с эффективной мощностью коллектора от 10 (скв. 12-К) до 25 м (скв. 30-К).

Геологические и петрофизические свойства парфеновского горизонта (песчанистость, проницаемость, эффективная мощность, пористость, газонасыщенность) обладают большой пространственной изменчивостью. Тем не менее, в их совокупности удастся выявить некоторые взаимные связи.

График зависимости средней пластовой скорости от удельной линейной емкости ($E_{мк} = H_{эф} \cdot K_{пор} \cdot K_{нт} \cdot 100$) в парфеновском горизонте показан на рис. 3, А. Не вызывает сомнения и тот факт, что с повышением емкости коллектора уменьшается скорость. Максимальный перепад значений $V_{ср.}$ составляет 900 м/с, от 5450 (скв. 2-Ч), где коллектор отсутствует, до 4550 (скв. 30-К), где $H_{эф} = 26$ м, $K_{пор} = 11,5\%$, $K_{нт} = 78\%$. Расчеты показывают, что теснота связи между $V_{ср.}$ и $E_{мк.}$ невелика (коэффициент корреляции 0,68) и формальное описание этой зависимости линейным законом не может считаться надежным, так как разброс значений (дисперсия) от линейной регрессии слишком большой. Однако сам факт существования зависимости $V_{ср.}$ от емкости коллектора позволяет предполагать, что понижение скорости в парфеновском горизонте должно проявляться в повышении контрастности его границ со вмещающими породами, и как следствие, в повышении амплитуд отражений на временном разрезе.

Временной разрез рассчитан на основе пластовой модели в предположении вертикального падения излученного сигнала, когда источник и приемник на поверхности нахо-

дятся в одной точке. Этот разрез наследует все характерные черты пластовой модели. Опорные горизонты А, Б, М₂, соответствующие контрастным физическим и литологическим границам подсолевого комплекса, отчетливо выделяются в виде высокоамплитудных отражений. Что касается парфеновского горизонта, то как отдельное слоистое тело он не имеет четких однозначных границ на временном разрезе. Тем не менее, его местоположение может быть определено достаточно точно.

По данным глубокого бурения известно, что в пределах Ковыктинского месторождения мощность осадочных пород между кровлей нижнемогильской подсыты (горизонт М₂) и кровлей парфеновского горизонта составляет 10—15 м. Такая мощность на временном разрезе будет определяться интервалом $\Delta t = 4—5$ м/с. С точки зрения сейсморазведки при таких параметрах разреза строгие геологические понятия *кровля нижнемогильской подсыты* и *кровля парфеновского горизонта* с некоторым упрощением могут считаться тождественными. Это упрощение позволяет использовать горизонт М₂ для исследования динамических свойств отражений от парфеновского горизонта.

Отражение от парфеновского горизонта имеет положительный знак и расположено под горизонтом М₂. Его амплитуды очень слабы в районе непродуктивных скважин 2-Ч, 174-Ч и 1-Ч, но заметно увеличиваются над газовой залежью (скважины 31-К, 30-К, 26-К, 12-К и 1-К). Над временным разрезом показан график амплитуды $A_{п.}$ (среднеквадратичное значение) в интервале захватывающем отражение М₂ (отрицательная фаза) и отражение от парфеновского горизонта. На графике отчетливо выделяется амплитудная аномалия, пространственное положение которой соответствует газовой залежи. Амплитудная аномалия имеет достаточно надежную корреляционную связь с емкостными свойствами коллектора. График зависимости $A_{п.}$ от удельной емкости коллектора $E_{мк.}$ на котором хорошо видно, что при увеличении емкости от 50 до 240 усл.ед. значения амплитуд возрастают примерно в 2 раза. Коэффициент корреляции между амплитудой и емкостью равен 0,77 (см. рис. 3, Б).

Разрез мгновенных амплитуд получен путем Гильберт-преобразования временного разреза и может рассматриваться в качестве некоторой формальной (математической) трансформанты исходного волнового разреза. На разрезе мгновенных амплитуд резче выделяется область их повышенных значений в интервале отражения от парфеновского горизонта над газовой залежью. В зоне отсутствия коллектора отражение от парфеновского горизонта пропадает. График над разрезом мгновенных амплитуд практически совпадает с графиком амплитуд исходного временного разреза, и не добавляет принципиально новой информации об аномальных свойствах амплитуд парфеновского горизонта.

Подводя итог описанию физико-геологической модели, можно сделать следующий вывод. Физическая природа интегрального повышения амплитуд отражений от парфеновского горизонта имеет ясное логическое объяснение: эффект понижения скорости по мере увеличения емкости коллектора приводит к повышению контрастности его физических границ с покрывающими и подстилающими породами. Повышение контрастности сейсмических границ означает повышение коэффициентов отражения и, следовательно, увеличение амплитуд отражений на этих границах.

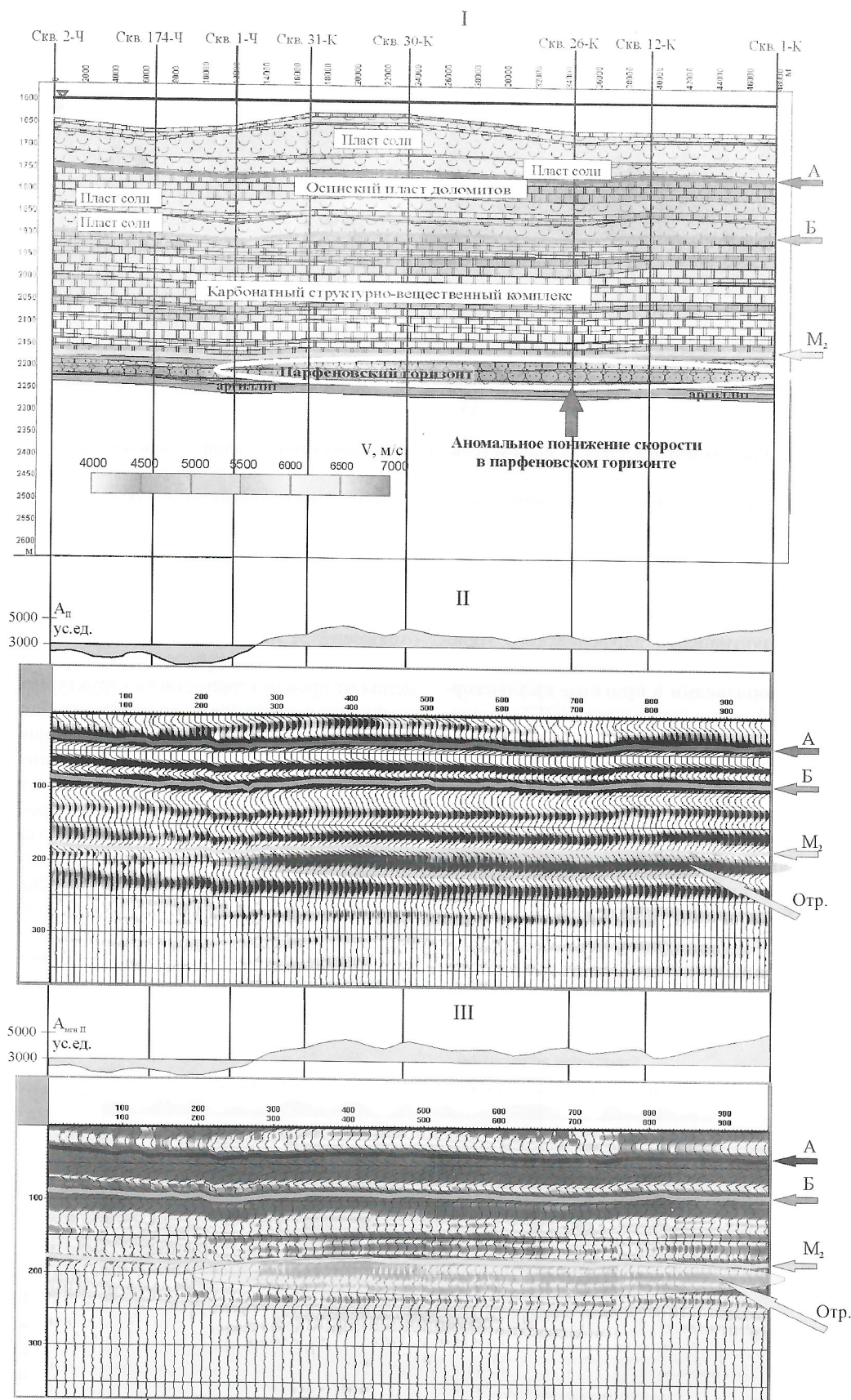


Рис. 2. Физико-геологическая модель подсолевого комплекса осадочного чехла на Ковыктинском месторождении:

I — геологическая (пластовая модель); II — временной разрез и амплитуда отражения парфеновского горизонта ($A_{\text{П}}$); III — разрез мгновенных амплитуд и мгновенная амплитуда в интервале отражения от парфеновского горизонта ($A_{\text{мгП}}$); горизонты: А — кровля карбонатного и M_2 терригенного структурно-вещественного комплекса; Б — кровля парфеновского горизонта

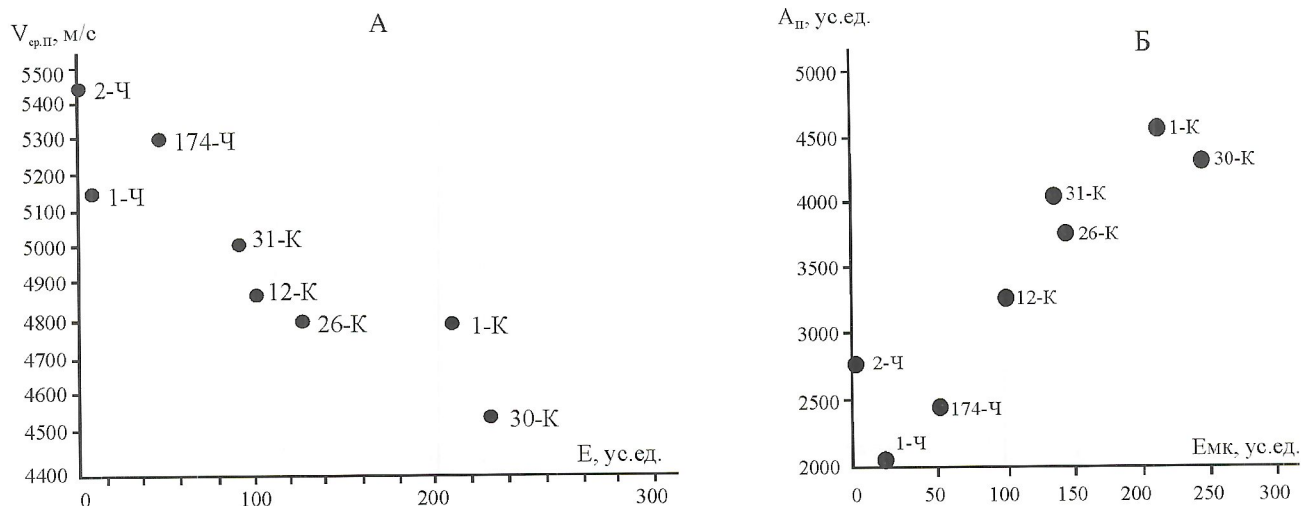


Рис. 3. Зависимость физических и сейсмических параметров от емкостных свойств парфеновского горизонта:

А — средней пластовой скорости от линейной удельной емкости; Б — амплитуды отражения от емкости

Следовательно, полученные на модели результаты являются физическим обоснованием для выделения амплитудных аномалий на реальных волновых разрезах, с последующим прогнозом продуктивности парфеновского горизонта.

Возможности сейсморазведки в прогнозе коллекторских свойств. Реальный временной разрез МОГТ по профилю 121 089—268 589, который совпадает с линией расположения скважин, по которым строилась физико-геологическая модель, показан на рис. 4. Разрез дает представление о геологическом строении осадочного чехла, в котором выделяются следующие структурно-вещественные комплексы: кристаллический фундамент, терригенный, карбонатный и солевой. Границы выделенных на разрезе структурно-вещественных комплексов уверенно прослеживаются по опорным отражающим горизонтам А, Б, М₂ и Ф (поверхность фундамента). Отражение от парфеновского горизонта расположено сразу под кровлей терригенного (горизонт М₂) и отчетливо прослеживается в районе сква-

жин 1-Ч, 31-К, 30-К, 26-К, 12-К и 1-К. В районе скважин 2-Ч и 174-Ч это отражение практически не видно.

По разрезу выполнен динамический анализ амплитуд отражений от парфеновского горизонта. Также как и на модели, интервал для расчета амплитуд захватывает отражения от кровли терригенного структурно-вещественного комплекса и парфеновского горизонта. Результат динамического анализа представлен в виде графика амплитуд А_п над временным разрезом. Амплитуда аномалии на этом графике заметно отличается от аналогичной аномалии на модели. Во-первых, аномалия на профиле 121 089—268 589 выглядит более «изрезанной» по сравнению с аномалией на модели и, во-вторых, в пределах аномалии располагается скважина 1-Ч, в которой вскрыт газонасыщенный коллектор ($K_{\text{пор.}}=15\%$, $K_{\text{пл.}}=87\%$), но его мощность всего 1 м. По аномалии на профиле 121 089—268 589 не удается установить более или менее надежной связи с емкостными свойствами парфеновского горизонта. Отмеченные отличия реальной аномалии от модельной естественны и

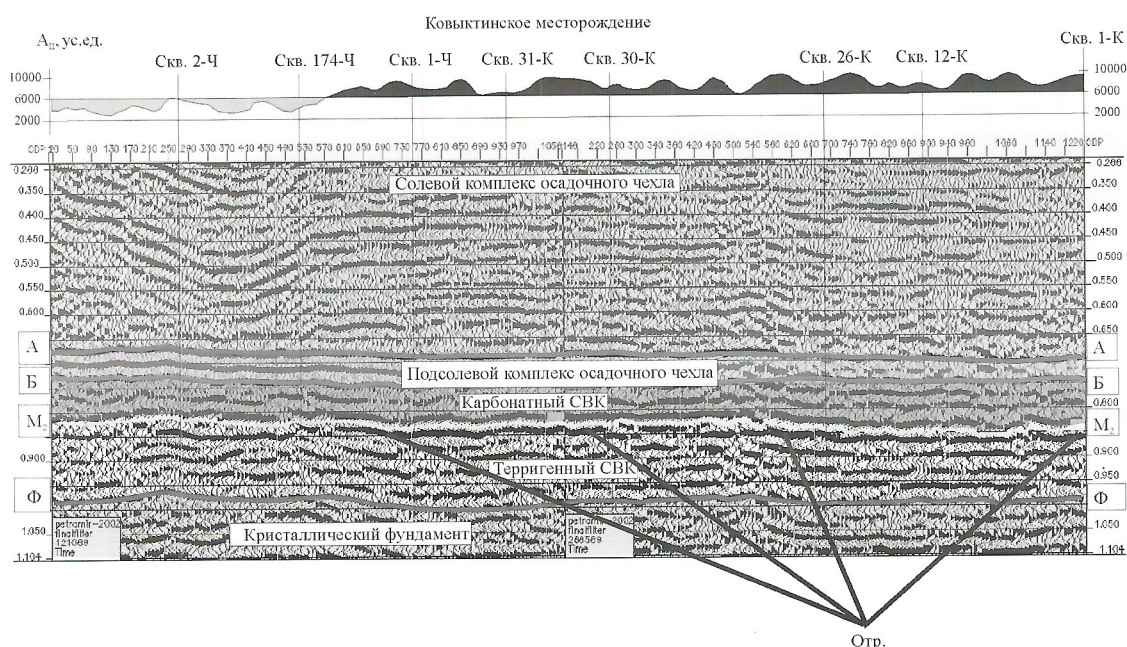


Рис. 4. Структурно-вещественные комплексы и амплитудная аномалия на временном разрезе (профиль 121 089—268 589):

условные обозначения см. на рисунках 1 и 2

могут быть объяснены с двух позиций: геологической и физико-математической.

С геологической точки зрения, аномальное понижение средней скорости в парфеновском горизонте зависит не только от параметров $H_{эф.}$, $K_{пор.}$, $K_{нг.}$, которые составляют удельную емкость, но и от многих других геологических параметров (гранулометрический состав, окатанность и сцементированность зерен песчаников и др.), которые не менее важны, влияют на пористость и плотность пород, но не могут быть описаны количественно. Емкостные параметры $H_{эф.}$, $K_{пор.}$, $K_{нг.}$ в реальной геологической среде всегда изменяются одновременно, поэтому точно оценить влияние каждого из этих параметров на скорость не представляется возможным. Для корректной оценки такого влияния необходимо, чтобы два из трех перечисленных параметров были постоянными.

С физико-математической точки зрения, модельный временной разрез представляет собой «идеально бесшумное» волновое поле, рассчитанное в предположении, что плоский волновой фронт при вертикальном падении на пути своего распространения реагирует только на коэффициенты отражения на границах слоев и пластов. Поэтому на модели амплитуда отражения от парфеновского горизонта имеет достаточно надежную корреляционную связь с его емкостью.

Реальный временной разрез МОГТ представляет собой результат многочисленных физико-математических преобразований зарегистрированного волнового поля в отражающие границы геологической среды. При этом, приведение сейсмических записей наблюдаемых от точечных источников к плоскому, вертикально падающему волновому фронту, осуществляется путем многократного суммирования этих записей для симметричных источников и приемников в одной и той же точке отражающей границы (точке ОГТ). Естественно, что в процессе такого преобразования неизбежно происходит искажение динамических характеристик волн (в частности амплитуды). Кроме этого, в реальной среде одновременно с отраженными волнами распространяется множество волн других типов (кратные, дифрагированные, боковые и др.), которые не всегда могут быть успешно подавлены самыми совершенными процедурами обработки.

Подобные объяснения не следует рассматривать как дискредитацию возможностей сейсмического метода в прогнозе коллекторских свойств пород. Просто в сложно построенной геологической среде, связь динамических параметров волнового поля с различными геологическими характеристиками является многофакторной. Если вернуться к зависимости (см. рис. 3, Б), то можно увидеть, что изменение емкости в 2 раза (130—260 усл.ед.) приводит к небольшому относительному изменению амплитуд на 12—15% (4000—4500 усл.ед.). Такое соотношение между сопоставляемыми параметрами показывает, что изменение емкостных свойств коллектора не приводит к «прямому» пропорциональному возрастанию амплитуд. Поэтому всякие попытки поиска прямых корреляционных связей типа амплитуда—пористость, амплитуда—газонасыщенность — бессмысленны и не имеют никакого физического обоснования.

Оценивая в целом результаты исследования сейсмических аномалий на Ковыктинском месторождении, следует отметить важную роль физико-геологических моделей в решении задачи прогноза и сформулировать некоторые положения, на которых базируется процесс интерпретации:

1. Физико-геологическая модель дает цельное и объективное представление о главных чертах геологического строе-

ния подсолевого комплекса осадочного чехла. В основу формирования модели положен принцип расчленения осадочного чехла на структурно-вещественные комплексы, которые имеют контрастные физические границы, соответствующие реальным стратиграфическим и литологическим границам. Пространственное положение парфеновского горизонта достаточно точно определяется по кровле терригенного структурно-вещественного комплекса (горизонт M_2).

2. Физико-геологическая модель интегрирует в себе информацию о различных свойствах среды: геологических, физических, сейсмических. Установленная зависимость скорости от емкости в парфеновском горизонте — важный элемент модели, который связывает между собой сейсмические (амплитуда отражений) и геологические (емкость) параметры, и в значительной степени объясняет эффект нарастания амплитуд отражений в области повышения емкостных свойств коллектора.

3. Физико-геологическая модель позволяет установить пределы разумной детальности для исследования коллекторских свойств парфеновского горизонта. Детализация модели не должна входить в противоречие с реальными сейсмическими разрезами. Если детальность модели построенной по данным геофизических исследований скважин может быть доведена до выделения слоев мощностью менее 1 м, то сейсмический разрез остается «застывшим» изображением реальной геологической среды, в которой эффект газонасыщенности лишь один из многих, влияющих на формирование отражений. Приведение сейсмического волнового разреза к виду адекватному детальной физико-геологической модели означает совершенствование всей цепочки преобразований волнового поля: от регистрации и обработки до извлечения интерпретационных параметров.

На основании изложенных результатов обработки и моделирования, следует признать, что в настоящее время на Ковыктинском месторождении разрешенность временных разрезов МОГТ позволяет сделать прогноз только на уровне интегральных свойств коллектора, и этот прогноз является физически обоснованным и объективным.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеев А.С. Обратные динамические задачи сейсмологии / Некоторые методы и алгоритмы интерпретации геофизических данных. — М.: Наука, 1967. С. 9—84.
2. Амтилов Ю.П. Сейсмическая интерпретация: опыт и проблемы. — М.: Геоинформмарк, 2004.
3. Геологические тела (терминологический справочник) / Под ред. Ю.А. Косыгина. — М.: Недра, 1986.
4. Кондратьев О.К. Отраженные волны в тонкослоистых средах. — М.: Наука, 1976.
5. Кондратьев О.К. Физические возможности и ограничения разведочных методов нефтяной геофизики // ЕАГО Геофизика. № 3, 1997. С. 3—17.
6. Конторович В.А., Карапузов Н.И., Мельников В.П. Геологические и сеймостратиграфические модели келловей-волжских отложений юго-восточных районов Западной Сибири как основа их нефтегазоносности // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 10. С. 1414—1427.
7. Мушин И.А., Барыкин С.К., Тищенко Г.И., Карапузов Н.И. Структурно-формационная методология изучения нефтегазоносных бассейнов // Разведка и охрана недр. 2001. № 4. С. 35—40.
8. Птецов С.Н. Тектонофизические модели месторождений углеводородов // ЕАГО Геофизика. 2000. № 2. С. 8—11.
9. Птецов С.Н. Анализ волновых полей для прогнозирования геологического разреза. — М.: Недра, 1989.
10. Шерифф Р., Гелдарт Л. Сейсморазведка. Т. 1. — М.: Мир, 1987.

Геолого-геофизическое районирование дна Мирового океана для металлогенического анализа

Б.Д. УГЛОВ (ФГУП «ЦНИГРИ»)

Мировой океан — хранилище колоссальных ресурсов углеводородного сырья и твердых полезных ископаемых. Главными и наиболее распространенными твердыми полезными ископаемыми из тех, что выявлены к настоящему времени на дне Мирового океана, считаются железомарганцевые конкреции, кобальтомарганцевые корки, глубоководные полиметаллические сульфиды, соответствующие колчеданным рудам, фосфориты, россыпи металлов и алмазов.

В конкрециях, корках, колчеданных рудах и фосфоритах содержится значительное количество Ni, Co, Mn, Cu, Zn, Ag, Au, Pb, P и др. Это заставило обратить внимание на минерально-сырьевые ресурсы дна Мирового океана научные, промышленные и политические круги ведущих стран мира и рассматривать их как последний в пределах земного шара потенциальный ресурсный источник, способный обеспечить перспективное развитие государств и сулящий в будущем значительные геополитические и экономические выгоды.

Вместе с тем, геологическая изученность дна Мирового океана несопоставимо ниже изученности континентов. Прямыми наблюдениями (глубоководное бурение, геологический пробоотбор, подводное фотографирование, телевизионная съемка и др.) охвачена лишь очень незначительная часть океанического дна, что демонстрирует «Металлогеническая карта Мирового океана» под редакцией С.И. Андреева и И.С. Грамберга [8]. В связи с этим актуальной становится проблема выявления обстановок, перспективных на поиски субмаринных твердых полезных ископаемых, которые можно фиксировать с помощью дистанционных методов — батиметрических и геофизических съемок в малоизученных прямыми наблюдениями регионах Мирового океана.

Геологической службой России (объединения «Севморгеология» и «Южморгеология») выполнены регулярные геолого-геофизические исследования в полосе Анголо-Бразильского и Маскаренско-Австралийского широкополосных трансокеанских геотраверзов [5, 7, 11, 14, 16]. Общая площадь геотраверзов, расположенных в южной приэкваториальной области Атлантического и Индийского океанов между 8° и 20° ю.ш., составляет более 10 млн. км². Этот регион в настоящее время — одна из наиболее изученных в региональном отношении частей Мирового океана. Он включает разнообразные по генезису структуры и охватывает практически весь возрастной диапазон океанической литосферы, в связи с чем широкополосные трансокеанские геотраверзы — репрезентативные сечения разнородных областей дна Мирового океана, а полученные на них данные представляют собой надежную базу для исследования строения, динамики и эволюции главных геотектонических единиц литосферы Мирового океана и отработки методики регионального геолого-геофизического районирования дна Мирового океана с целью

металлогенического (минерагенического) анализа по ведущим критериям локализации субмаринных твердых полезных ископаемых.

Для решения этих задач в ЦНИГРИ проведена обработка результатов выполненных на геотраверзах геофизических съемок по единым методикам, составлены цифровые карты рельефа дна, аномальных магнитного и гравитационного полей в редукциях в свободном воздухе, Буге и изостатической.

Уникальные в условиях Мирового океана объемы геофизических и батиметрических съемок на геотраверзах потребовали автоматизации как процесса обработки, так и интерпретации полученных данных. Среди задач интерпретации одна из важнейших — проблема районирования потенциальных геофизических полей и рельефа дна с целью выявления тектонического строения, эволюции, геодинамических и металлогенических особенностей этих обширных регионов океанической литосферы.

Для реализации концепции районирования создана автоматизированная система параметризующих трансформаций и статистических процедур, последовательно реализующая единый подход к преобразованию первичных цифровых данных в картографические материалы, являющиеся основой последующего геологического и тектонического районирования площадей, покрытых регулярными съемками [18]. Функциональная схема автоматизированной системы показана на рис. 1.

Соответствующим образом распределяя и комбинируя потоки информации, интерпретатор получает на выходе набор параметров районирования, отображаемых в виде цифровых карт (см. рис. 1).

Рассмотрим далее те возможности металлогенического районирования (прогнозируемого распределения железомарганцевых конкреций, кобальтомарганцевых корок и глубоководных полиметаллических сульфидов), которые основываются на результатах районирования потенциальных геофизических полей и рельефа дна с привлечением другой геолого-геофизической информации.

Главные рудообразующие факторы железомарганцевых образований и кобальтомарганцевых корок — экзогенные (включая нептунические), а их основные поисковые признаки — глубины океанского дна (продуктивные батиметрические интервалы), геоморфологические особенности дна, мощность рыхлых осадков и характер субстрата [2, 12].

Кобальтомарганцевые корки различных геохимических типов расположены на крутых склонах подводных гор и поднятий на твердом субстрате при отсутствии рыхлых отложений. Они отлагаются в продуктивном интервале, находящемся ниже слоя кислородного минимума.

Железомарганцевые конкреции различных геохимических типов характерны для пелагической области океана с равнинными и всхолмленными поверхностями при малой

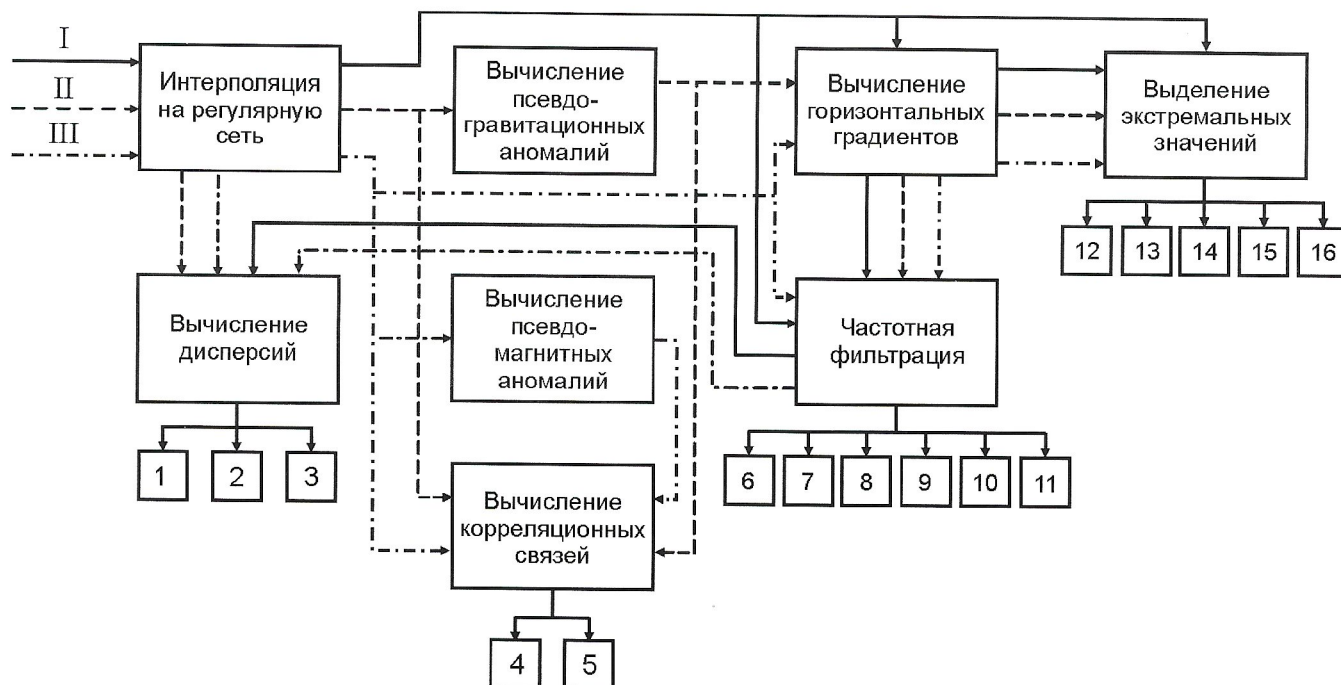


Рис. 1. Функциональная схема автоматизированной системы трансформаций для районирования рельефа дна и потенциальных геофизических полей:

информация на входе: I — рельеф дна, аномальные поля; II — магнитное, III — гравитационное; информация на выходе: дисперсия: 1 — рельефа, 2 — магнитного и 3 — гравитационного полей, корреляция аномалий: 4 — гравитационных и псевдогравитационных, 5 — магнитных и псевдомагнитных; рельеф: 6 — генеральный (низкочастотный), 7 — локальный (высокочастотный), 8 — средние высоты рельефа, 9 — средняя крутизна склонов; контрасты: 10 — намагниченности, 11 — плотности; положение: 12 — гребней хребтов, 13 — осей долин, 14 — распределение склонов и уступов; границы блоков: 15 — намагниченных, 16 — плотностных

крутизне склонов и мощности рыхлых осадков в пределах продуктивных батиметрических интервалов, определяемых изменяющейся по латерали критической глубиной карбонатакопления — конкреции соответствующих геохимических типов размещаются в продуктивных интервалах, располагающихся как выше, так и ниже критической глубины карбонатакопления, и различны в пределах «молодых» (кампан—олигоцен) и «старых» (оксфорд—апт) плит (табл. 1).

В соответствии с этим анализ топографии дна (рис. 2) и его морфометрических характеристик (геоморфологическое районирование) в совокупности с мощностью осадочного чехла является определяющим для прогнозирования распределения железомарганцевых образований в пределах геотраверзов.

Топография Анголо-Бразильского геотраверза (см. рис. 2, А), пересекающего Срединно-Атлантический хребет и примыкающие к нему Бразильскую и Ангольскую глубоководные котловины, сложна. Диапазон глубин превышает 6 км, рельеф дифференцирован и насыщен мелкими формами, наблюдаются также многочисленные крупные подводные горы.

Топография Маскаренско-Австралийского геотраверза (см. рис. 2, Б) отличается еще большей сложностью. Протягиваясь от Маскаренской котловины до северо-западной континентальной окраины Австралии, этот геотраверз охватывает ряд крупных подводных хребтов различного генезиса, а также глубоководных котловин и массивов подводных гор, отличающихся по возрасту, истории развития и геологической природе. Он пересекает Маскарен-

ский хребет, рифтовый Аравийско-Индийский хребет, южную часть Чагос-Лаккадивского хребта, Центральную котловину, Восточно-Индийский хребет, южную часть Кокосовой котловины, Западно-Австралийскую и Северо-Австралийскую котловины. Глубины здесь изменяются от 200 м на вершинах Маскаренского хребта до 7,5 км в Западно-Австралийской котловине.

В пределах обоих геотраверзов наибольшая крутизна характерна для склонов подводных гор, осевых частей срединно-океанических хребтов, а также глыбовых хребтов Индийского океана. Мощность осадочного чехла изменяется от нулевой в пределах осевых частей Срединно-Атлантического и Аравийско-Индийского хребтов до сотен метров в пределах глубоководных котловин и нескольких километров на глыбовых хребтах и континентальных окраинах.

Основываясь на сумме известных на настоящий момент данных об условиях залегания железомарганцевых образований (см. табл. 1), прогнозируется их распределение в пределах геотраверзов (рис. 3).

Геоморфологические, геологические и непутические факторы, обуславливающие локализацию кобальтомарганцевых корок, приняты одинаковыми для двух геотраверзов — подводные горы и поднятия с крутизной склонов >50 м/км, лишенные рыхлых осадков и расположенные в пределах глубин 500—3500 м. В верхней части продуктивного горизонта (500—2000 м) находятся корки очень богатого кобальтового типа, в нижней — богатого. Следовательно, поля распространения таких корок выделяются путем комплексного сопоставления в интерактивном режиме

1. Условия залегания железомарганцевых образований и их размещение в пределах геотраверзов

Вид железомарганцевых образований	Условия залегания					Размещение на геотраверзах																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																												
	Геоморфологические и геологические				Нептунические	Анголо-Бразильский — «молодые» плиты					Запад Маскаренско-Австралийского — «молодые» плиты					Восток Маскаренско-Австралийского — «старые» плиты																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																		
	Глубина океана, м	Морфоструктуры	Субстрат	Мощность рыхлых осадков, м	Продуктивный горизонт ниже слоя кислородного минимума	Положение критической глубины карбонатонакопления, м	Геохимический тип железомарганцевых образований																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																											
							Очень богатый Co (Co >0,8%)	Богатый Co (Co 0,4-0,8%)	Ni-Cu-Co	Ni-Cu	Бедный Co (Co <0,4%)	Очень богатый Co (Co >0,8%)	Богатый Co (Co 0,4-0,8%)	Ni-Cu-Co	Ni-Cu	Бедный Co (Co <0,4%)	Очень богатый Co (Co >0,8%)	Богатый Co (Co 0,4-0,8%)	Ni-Cu-Co	Бедный Co (Co <0,4%)																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																														
Кобальтомарганцевые корки						500	Горы и поднятия с крутизной склонов 50 ≥м/км	Базальты или консолидированные осадки	0	Верхний	Нижний																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																							

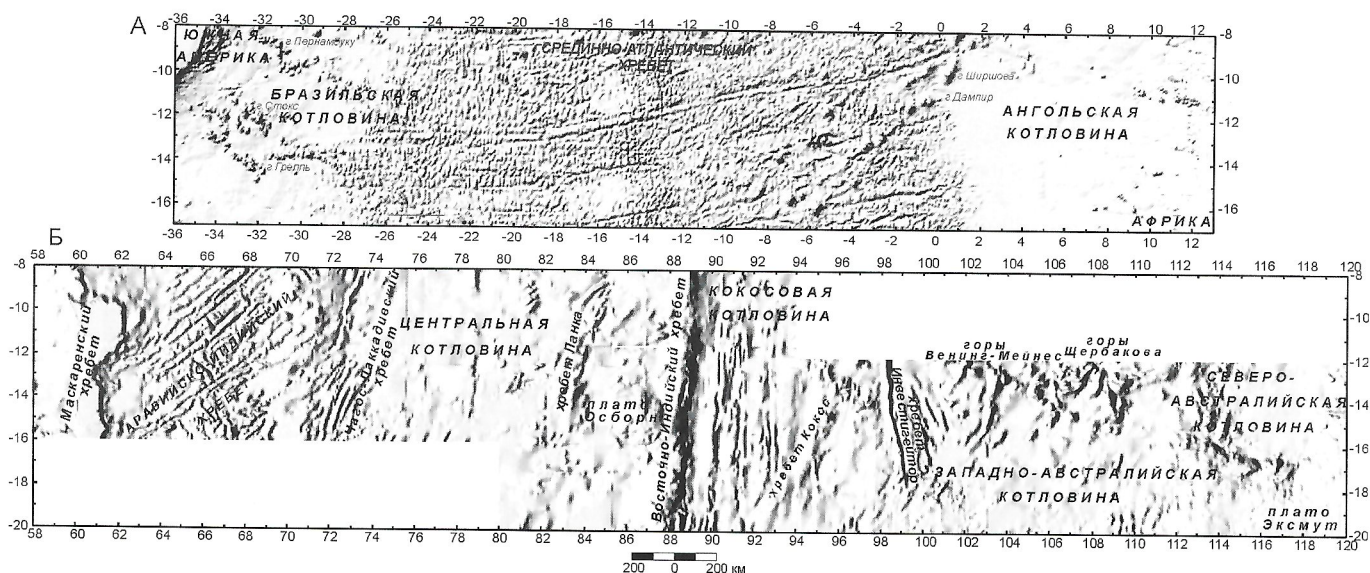


Рис. 2. Рельеф дна Анголо-Бразильского (А) и Маскаренско-Австралийского (Б) геотраверзов

соответствующих цифровых карт: глубина океанского дна, мощность рыхлых осадков, крутизна склонов рельефа.

Геоморфологические, геологические и непутические факторы, обуславливающие локализацию железомарганцевых конкреций, не во всем одинаковы для каждого из геотраверзов, выявление областей их локализации вполне с использованием следующих поисковых критериев конкреций:

размещаются соответствующие геохимические типы в продуктивных интервалах, которые расположены как выше, так и ниже критической глубины карбонатакопления, и различны в пределах «молодых» и «старых» плит, а положение этой глубины меняется от района к району;

конкреции залегают на рыхлых осадках мощностью от 50 до 200 м;

характерны для равнин и холмов с малой крутизной склонов (<50 м/км).

Отсюда прогнозное распределение полей железомарганцевых конкреций в пределах геотраверзов определяется на основе сопоставления в интерактивном режиме соответствующих цифровых карт (глубина океанского дна, мощность рыхлых осадков, крутизна склонов рельефа) при указанных в табл. 1 ограничениях.

Точность прогноза распределения железомарганцевых образований в пределах геотраверзов можно оценить, сравнивая прогнозируемые площади с данными станций пробоотбора, показанными на «Металлогенической карте Мирового океана» [8]. Оказалось, что данные пробоотбора более чем в 90% случаев (91% — Анголо-Бразильский геотраверз и 96% — Маскаренско-Австралийский) совпадают с прогнозируемым распределением железомарганцевых образований. Такой результат указывает на достаточно высокую точность прогноза распределения указанных образований, выполненного по избранным критериям.

Прогноз распределения глубоководных полиметаллических сульфидов — более сложная задача, чем прогноз распределения железомарганцевых образований. Это связано как с гораздо меньшей изученностью этих полезных

ископаемых, так и с многообразием обстановок их формирования [1, 3, 12].

Современное колчеданообразование в Мировом океане происходит в основном на дивергентных и конвергентных границах плит, где современные сульфидные руды являются поверхностным выражением восходящих ветвей гидротермальных систем, которые приводятся в движение внедрением магмы в океанскую кору. На дивергентных границах плит процессы формирования колчеданных руд проявляются как в быстро- и медленноспрединговых срединно-океанических хребтах зрелых океанов, так и в океанских бассейнах, находящихся на ранних стадиях раскрытия (Красное море). Закономерности размещения колчеданных рудных тел, их размеры и геохимические характеристики различны в быстро- и медленноспрединговых хребтах, что связано с особенностями геодинамического режима [15]. На конвергентных границах плит процессы колчеданообразования наблюдаются в пределах активных переходных зон полного развития (островные дуги, задуговые и внутридуговые бассейны). Большинство проявлений современных колчеданных руд в переходных зонах обнаружено в задуговых и междугловых спрединговых бассейнах, а также во внутридуговых рифтах.

Специфичны процессы колчеданообразования в Красном море. Руды здесь представляют собой нелитифицированные илы, перекрытые высокотемпературными рассолами, сформированными в результате взаимодействия гидротермальных растворов с эвапоритами, обеспечивающими консервацию рудного вещества в осадках [6].

Наименее изученным к настоящему времени остается вопрос о металлогенических особенностях областей проявления внутриплитного (постспредингового) вулканизма и тектономагматической активизации. Однако существуют определенные предпосылки считать эти металлогенические обстановки весьма перспективными и поэтому заслуживающими детального изучения [9, 10, 17].

Обобщенные данные о геологических обстановках размещения колчеданного оруденения в вулканически активных зонах Мирового океана представлены в табл. 2. Глав-

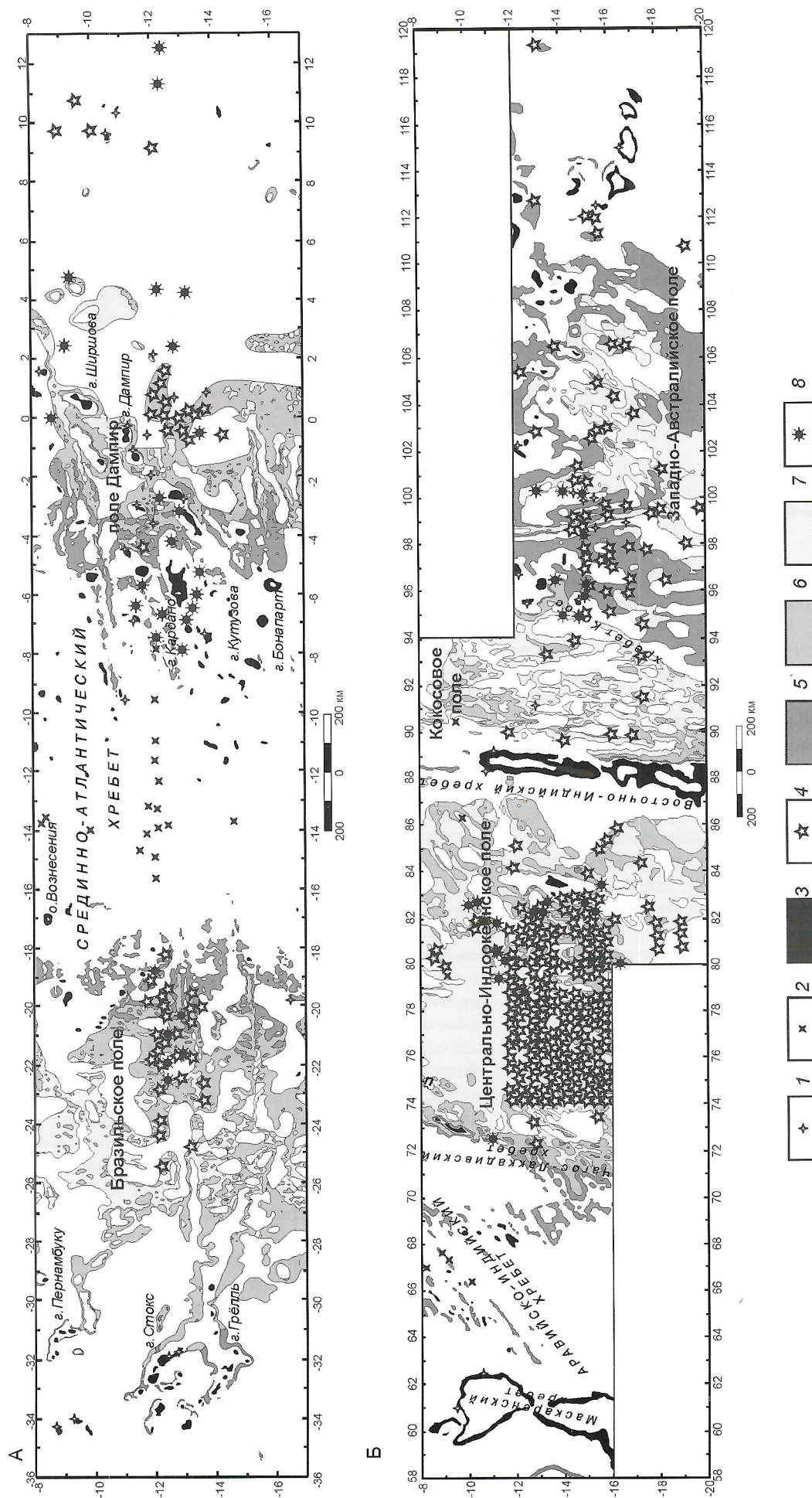


Рис. 3. Распределение железомарганцевых образований на Анголо-Бразильском (А) и Маскаренско-Австралийском (Б) геотраверсах:

станции пробоотбора с находками корок; 1 — находки корок; 2 — «безрудных» гидротермальное происхождение; 3 — прогнозируемое распределение кобальтомарганцевых корок; 4 — станции пробоотбора с находками железомарганцевых конкреций; 5 — прогнозируемое распределение железомарганцевых конкреций; 6 — Ni-Cu специализации; 7 — бедной кобальтовой специализации; 8 — станции пробоотбора без находок железомарганцевых образований

ные критерии выделения таких обстановок — тектонические и седиментационные. В соответствии с этим прогноз распределения глубоководных колчеданных руд основывается на тектоническом районировании океанского дна, которое, в свою очередь, базируется на районировании аномальных геофизических полей геотраверзов.

Аномальное магнитное поле Анголо-Бразильского геотраверза (рис. 4, А) имеет полосчатое строение, характер которого существенно меняется вдоль геотраверза. Наиболее отчетливо полосчатость поля проявлена в гребневой зоне Срединно-Атлантического хребта и на его западном фланге. На восточном фланге полосчатость нарушена многочисленными аномалиями, связанными с крупными подводными горами.

Морфология аномального магнитного поля Маскаренско-Австралийского геотраверза (рис. 4, А) отличается большой сложностью в связи с тем, что геотраверз пересекает разные в тектоническом отношении структуры Индийского океана. Полосчатость поля наблюдается в Центральной, Кокосовой и Северо-Австралийской котловинах, а также в восточной части Западно-Австралийской котловины. При этом полосчатость выражена не очень отчетливо и имеет различные направления (от широтного до субмеридионального) в разных районах.

Аномальное гравитационное поле геотраверзов вычислено в редукциях в свободном воздухе и Буге, но особое внимание обращено на изостатические аномалии — одни из наиболее информативных редукций гравитационного поля (рис. 5).

При расчете изостатических аномалий силы тяжести геотраверзов использованы модели изостатической компенсации различные для крупно- и мелкомасштабных структур океанического дна [5]. Крупномасштабные структуры (длины волн $L > 200$ км) скомпенсированы за счет плотностной неоднородности верхней мантии в рамках модели остывающей литосферной плиты. Отклонения реальной топографии дна от предсказанных этой моделью трактуются как следствия нарушения однородной структуры (мощности) океанской коры. Мелкомасштабные вариации океанской топографии также скомпенсированы за счет дополнительных вариаций границы Мохо, но с учетом ненулевой упругости литосферной плиты.

Наиболее характерная особенность аномального гравитационного поля Анголо-Бразильского геотраверза в изостатической редукции (см. рис. 5, А) — его асимметрия относительно оси Срединно-Атлантического хребта. Она проявляется в различном характере скомпенсированности Ангольской и Бразильской котловин, восточного и западного флангов указанного хребта.

Распределение изостатических аномалий Маскаренско-Австралийского геотраверза (см. рис. 5, Б) более сложно. В среднем изостатически скомпенсированы Маскаренский и Аравийско-Индийский хребты. Близки к изостатической скомпенсированности западная часть Центральной котловины и Западно-Австралийская котловина. Наиболее интенсивные положительные изостатические аномалии приурочены к хребту Кокос, подводным поднятиям Западно-Австралийской котловины и Северо-Австралийской котловине в целом.

Результаты статистического анализа аномальных полей, магнитной и плотностной структуры литосферы (дисперсия поля, соотношение размеров и конфигурации блоков с различными физическими свойствами источников и др.),

выполненного с применением указанной автоматизированной системы, а также геохронологического анализа магнитных аномалий, позволили наметить границы коры различного типа и разного возраста, области внутриплитной тектономагматической активизации литосферы и другие, что и составило основу тектонического районирования.

Одним из наиболее примечательных результатов тектонического районирования площадей геотраверзов можно считать выявление внутриплитной разломной тектоники (рис. 6). Помимо спрединговой тектоники (осевые рифты срединных хребтов, трансформные разломы) во внутриплитном пространстве выделяется сеть закономерно ориентированных относительно оси вращения Земли (широтных и диагональных) тектонических нарушений. Эти нарушения обуславливают фрактальность океанической литосферы и, в определенной степени, соответствуют выделяемой на континентах регматической сети. Районы сгущения такой сети соответствуют областям внутриплитной тектономагматической активизации.

Исходя из особенностей тектонического строения океанского дна, магматизма изверженных пород, мощности осадочного чехла (см. табл. 2), в пределах геотраверзов выделено несколько основных типов обстановок предполагаемого колчеданного рудогенеза и на этой основе составлены карты прогнозируемого распределения колчеданного оруденения (рис. 7).

К этим металлогеническим обстановкам относятся, во-первых, рифтовые долины и осевые зоны медленно-спрединговых срединно-океанических хребтов — Срединно-Атлантический и Аравийско-Индийский, в которых проявлен современный вулканизм, и для которых характерно слабое осадконакопление. В этой обстановке сформировалось колчеданное оруденение *срединно-океанического* типа с преобладанием руд цинк-медь-колчеданной формации.

Второй тип колчеданного оруденения, предполагаемый в пределах геотраверзов — *красноморский*. Он характерен для ранних этапов раскрытия бассейнов с океанской корой и соответствует современной обстановке в Красноморском рифте, которая могла существовать в бассейне Южной Атлантики в конце раннего мела, когда здесь накапливались эвапориты. В это время здесь могли отлагаться руды цинк-медь-колчеданной формации с широкой вариацией геохимических типов, возможно, сохранившиеся на континентальных окраинах Африки и Южной Америки в пределах Анаголо-Бразильского геотраверза (см. рис. 6, А).

Особая группа колчеданных рудопоявлений *внутриплитного* типа могла образоваться в процессе внутриплитной тектономагматической активизации. Классическое проявление такой активизации в пределах геотраверзов — внутриплитные вулканические хребты, поднятия и подводные горы. Связанный с ними интенсивный вулканизм мог служить фактором колчеданообразования гипотетического «гавайского» подтипа (по аналогии с современным рудопоявлением на вулкане Лоихи в Гавайском хребте). В данном случае, рудные тела могут быть отнесены к медноколчеданной формации. Имеются также предпосылки для выделения обстановок гидротермального рудогенеза, связанного с тектономагматической активизацией (деформацией) «пассивных» областей литосферных плит. С точки зрения генезиса колчеданных руд наиболее

2. Геологические обстановки размещения колчеданного оруднения в вулканически активных зонах Мирового океана

Тектонические обстановки		Тип колчеданного оруднения											
		Срединно-океанический						Окраинно-океанический		Красноморский		Внутриплитный	
		Колчеданные формации (с возможными их геохимическими типами)											
Рудоконтролирующие структуры	Рудоносные морфотектонические структуры	Cu—Zn (Cu—Zn—Ag, Cu—Zn сереброносный)	Zn—Cu (Zn—Cu сереброносный, Zn—Cu—Ag до Cu)	Zn—Cu (Zn—Cu и золото- сереброносный)	Cu—Zn золото- сереброносный, Cu—Zn золотоносный)	Полиметаллическая (Zn—Cu—Pb золото- сереброносный)	Полиметаллическая (Zn—Cu—Pb—Ag золотоносный)	Zn—Cu (Zn—Cu золото- сереброносный)	Zn—Cu (широкая вариация геохимических типов металлоносных осадков)	Cu (?)	Поли- металли- ческая (?)		
		Отсутствие осадков	Отсутствие осадков										
Срединно-океанические хребты	Быстро-спрединговые												
	Медленно-спрединговые		Слабое осадконакопление	Слабое осадконакопление	Интенсивное осадконакопление								
Окраинно-океанические островодужные и рифтогенные структуры	Рифты и зоны спрединга						Интенсивное осадконакопление						
	Островные дуги							Слабое осадконакопление					
Внутриконтинентальные рифтовые системы	Активные и отмершие континентальные рифты								Интенсивное осадконакопление				
	Области внутриплитной тектономагматической активизации									Отсутствие осадков			
	Зоны внутриплитных деформаций литосферы										Умеренное осадконакопление		

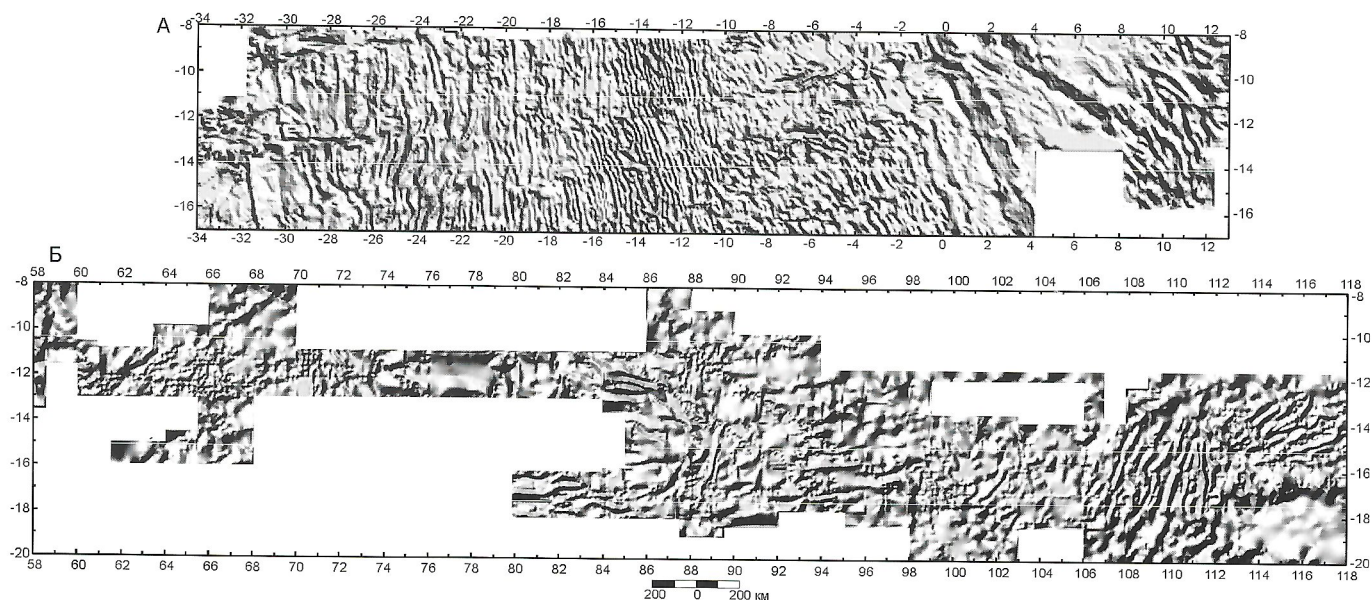


Рис. 4. Аномальное магнитное поле Анголо-Бразильского (А) и Маскаренско-Австралийского (Б) геотраверзов

важными особенностями деформированной литосферы является повышенный тепловой поток и развитие многочисленных тектонических нарушений, увеличивающих ее проницаемость. Области внутриплитных деформаций литосферы, выделенные в пределах геотраверзов, отличаются наличием указанных особенностей. В их пределах имеются и прямые указания на существование современной гидротермальной деятельности [8, 9, 13, 19], что позволяет гипотетически рассматривать обширные области внутриплитных деформаций Западного и Восточного флангов Срединно-Атлантического хребта, Бразильской, Центральной, Кокосовой и Западно-Австралийской котловин как провинции, перспективные на металлоносные осадки и колчеданное оруденение нового «деформационного» подтипа. Руды, формирующиеся при внутриплитном рудообразовании, могут быть близки к рудам колчеданно-полиметаллической формации или медь-колчеданной формации в зависимости от мощности осадочного чехла.

В заключение можно сформулировать основные положения методики геолого-геофизического районирования

дна Мирового океана при металлогенических исследованиях, которые состоят в комплексном районировании рельефа дна и потенциальных геофизических полей по статистическим и геологическим картировочным параметрам (результаты частотной фильтрации и оценки дисперсий, взаимные корреляционные связи, величины полных горизонтальных градиентов, распределение неоднородностей плотностных и магнитовозмущающих сред) с целью выделения металлогенических обстановок, перспективных на развитие колчеданного оруденения и накопление железомарганцевых образований. Необходимая часть методики — комплексное применение при районировании результатов сейсмических, петрологических и геохимических исследований.

Использование методики для прогнозно-металлогенического районирования океанского дна на площадях геотраверзов выявило широкое развитие в их пределах обстановок, перспективных на образование кобальтомарганцевых корок, железомарганцевых конкреций и колчеданного оруденения срединно-океанического, красноморского, и

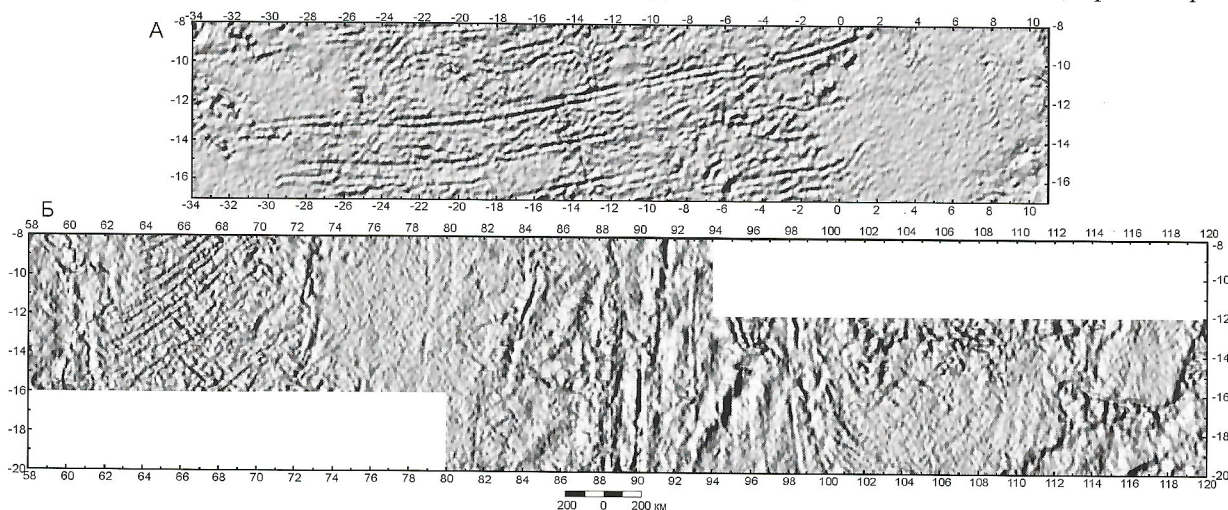


Рис. 5. Изостатические аномалии силы тяжести Анголо-Бразильского (А) и Маскаренско-Австралийского (Б) геотраверзов

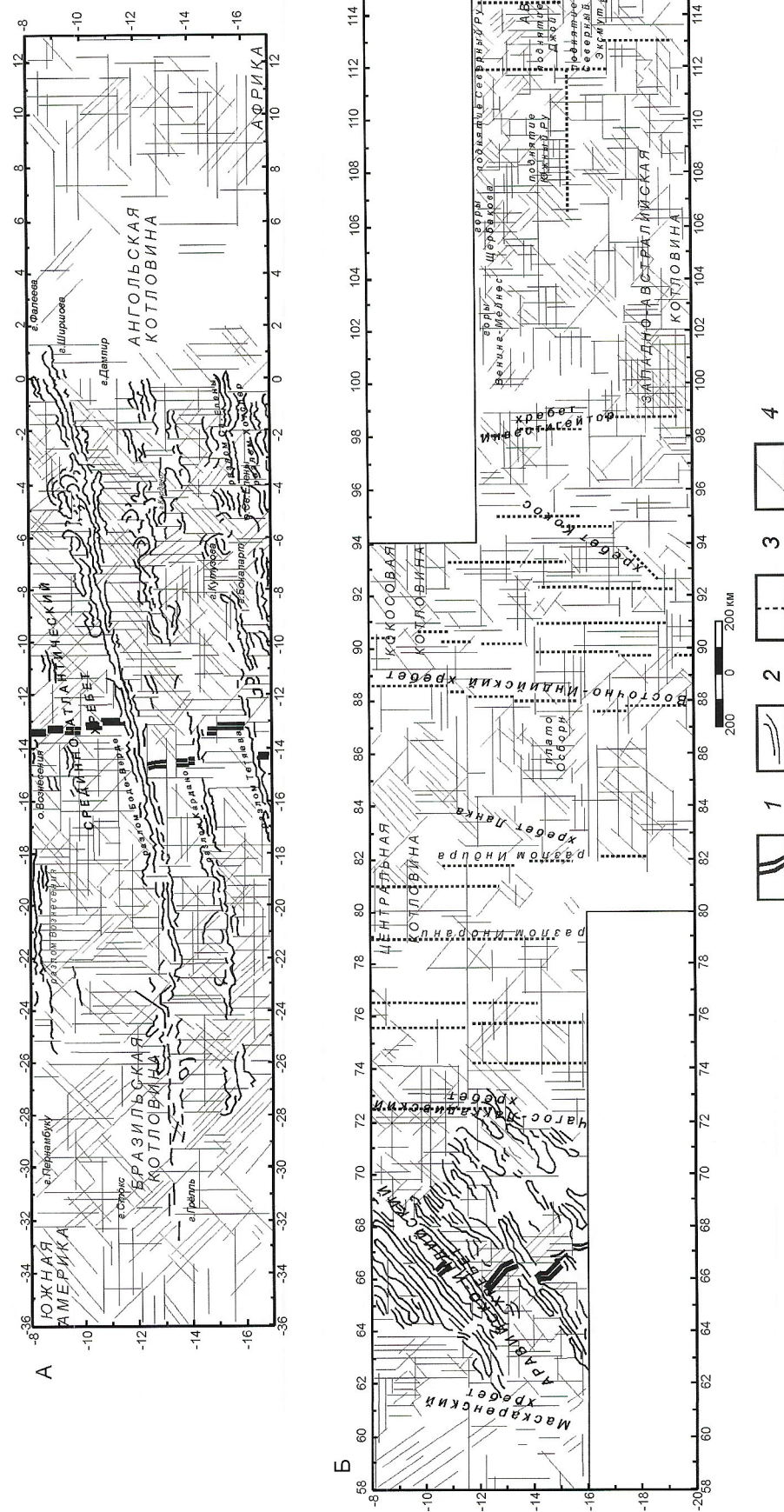


Рис. 6. Разломная тектоника Анголо-Бразильского (А) и Маскаренско-Австралийского (Б) геотраверзов:

1 — рифтовые долины срединно-океанических хребтов; 2 — зоны трансформных разломов; 3 — зоны палеотрансформных разломов; 4 — внутриплитные нарушения

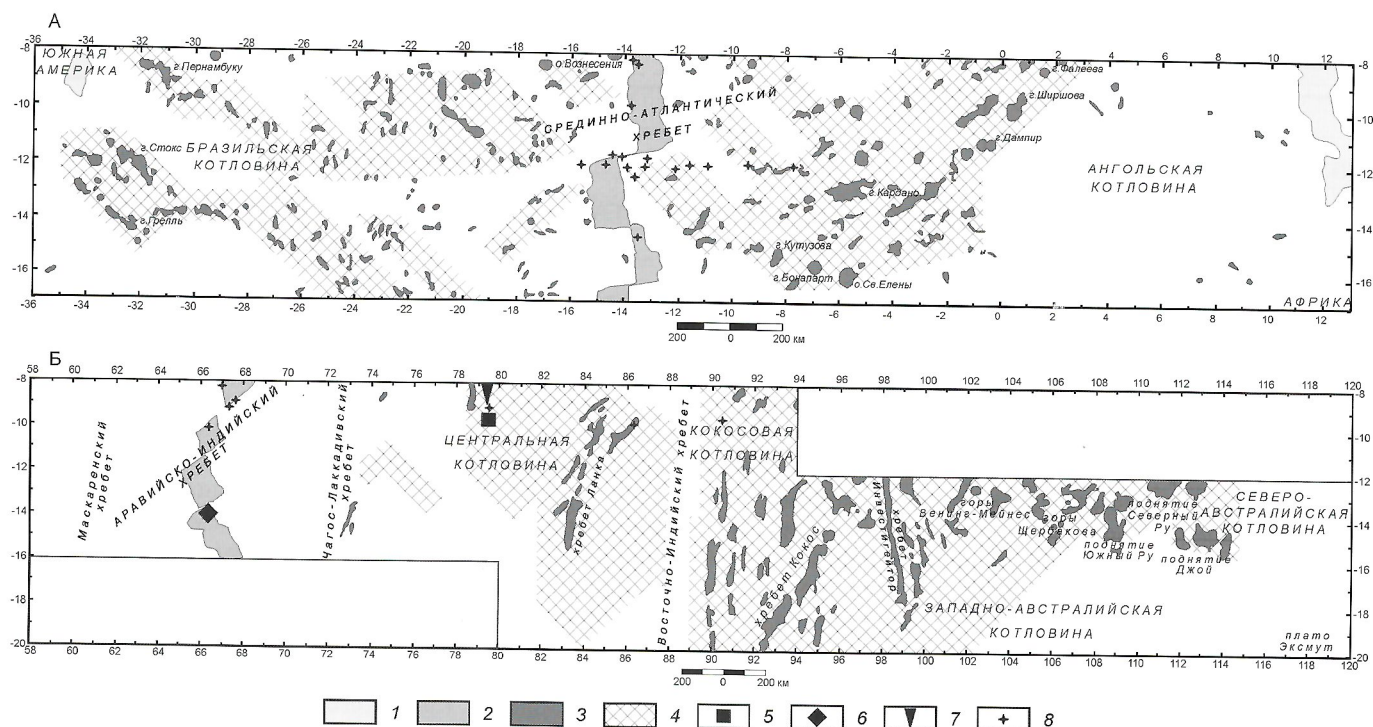


Рис. 7. Распределение колчеданного оруденения на Анголо-Бразильском (А) и Маскаренско-Австралийском (Б) геотраверзах:

области колчеданного оруденения, типы: 1 — красноморский, 2 — срединно-океанический, 3 — внутриплитный (гавайский подтип), 4 — внутриплитный (деформационный подтип); находки, ассоциируемые с колчеданным оруденением: 5 — металлоносные осадки, 6 — сульфидная минерализация в изверженных породах, 7 — гидротермальные источники, 8 — оксидные корки гидротермального генезиса («безрудные»)

внутриплитного типов. Существенно уточнены структура и размеры полей распространения железомарганцевых образований — Бразильского и Дампир (Анголо-Бразильский геотраверз), Центрально-Индоканского и Западно-Австралийского (Маскаренско-Австралийский геотраверз). Результаты районирования указывают на высокие металлогенические перспективы Атлантического и Индийского океанов в целом, поскольку геотраверзы представляют собой типичные районы этих океанов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авдонин В.В. Формационные аспекты эндогенной металлогении Мирового океана. — М.: Геоинформцентр, 2002.
2. Андреев С.И. Металлогения железомарганцевых образований Мирового океана. — СПб: Недра, 1994.
3. Ельянова Е.А., Миронов Ю.В., Зорина Ю.Г., Мирлин Е.Г. Вулканизм и океанское колчеданообразование. — М.: Научный мир, 1999.
4. Кабан М.К., Углов Б.Д. Модель изостатической компенсации литосферы и изостатические аномалии южной приэкваториальной зоны Атлантического и Индийского океанов // Океанология. 2002. Т. 42. № 2. С. 295—307.
5. Кара В.И., Евсюгов Ю.Д. Геоморфология и история развития рельефа дна одного из районов Центральной котловины Индийского океана // Океанология. 1988. Т. XXVIII. Вып. 3. С. 407—413.
6. Лебедев Л.М., Черкашев Г.А., Цепин А.И. Новые данные по минералогии сульфидных илов впадины Атлантик II в Красном море // Доклады АН СССР. 1988. Т. 301. № 5. С. 1186—1190.
7. Международный геолого-геофизический атлас Атлантического океана / Под ред. Г.Б.Удинцева. — М., 1989—1990.
8. Металлогеническая карта Мирового океана (1:15 000 000) / Под ред. С.И.Андреева, И.С.Граммберга. — СПб., 2000.
9. Мирлин Е.Г., Лейбов М.Б., Углов Б.Д. Внутриплитная тектоно-магматическая активность в Западно-Австралийской котловине Индийского океана (по магнитометрическим данным) // Докл. РАН. 1992. Т. 324. № 5. С. 1064—1068.
10. Мирлин Е.Г., Углов Б.Д., Лейбов М.Б. Плотностные и магнитные неоднородности литосферы в зоне внутриплитных деформаций Индийского океана // Руды и металлы. 1992. Стартовый номер. С. 19—24.
11. Мирчинк И.М., Панаев В.А., Погребницкий Ю.Е. Анголо-Бразильский геотраверз — трансокеаническая унифицированная система геолого-геофизических наблюдений для изучения геологии Мирового океана // Доклады на 28-м Международном геологическом конгрессе. — М.: Недра, 1993. С. 141—148.
12. Объяснительная записка к «Металлогенической карте Мирового океана» (1:10 000 000) / Под ред. С.И.Андреева. — СПб., 1998.
13. Пилипенко А.И. Сейсмические аномалии как индикаторы внутриплитовой эндогенной активности Северо-Австралийской котловины // Докл. РАН. 1997. Т. 354. № 4. С. 509—513.
14. Погребницкий Ю.Е., Нарышкин Г.Д. Анголо-Бразильский геотраверс. Батиметрическая карта (1:2 000 000). — Л., 1988.
15. Рона П. Гидротермальная минерализация областей спрединга в океане. — М.: Мир, 1986.
16. Углов Б.Д., Зорина Ю.Г., Кабан М.К. Геолого-геофизический атлас Анголо-Бразильского и Маскаренско-Австралийского трансокеанских геотраверзов. — М., 1999.
17. Углов Б.Д., Миронов Ю.В., Зорина Ю.Г. и др. Металлогенический потенциал дна Мирового океана в зонах Анголо-Бразильского и Маскаренско-Австралийского геотраверзов // Руды и металлы. 1997. № 6. С. 10—16.
18. Углов Б.Д., Чернов А.А. Автоматизированная система трансформаций для районирования потенциальных геофизических полей и рельефа дна акваторий // Руды и металлы. 1995. № 5. С. 102—111.
19. Шнюков Е.Ф. Геология и металлогения северной и экваториальной частей Индийского океана. — Киев: Наукова думка, 1984.

Использование метода стабильных изотопов легких элементов в изучении природной среды

Н.П.ГАНГНУС, Ю.В.ВИЛЕНИНА, Е.Ю.САВУШКИНА (ЦНИГРИ)

Как известно, нарушения окружающей среды, провоцируемые разведкой, добычей и переработкой минерального сырья, все чаще приобретают крайне опасный или катастрофический характер. Формирующиеся в горнорудных районах зоны загрязнения чрезвычайно устойчивы, а их негативное воздействие на экологическую ситуацию сказывается долгие годы даже после прекращения производственной деятельности. Вот почему для оценки и предотвращения негативных экологических последствий, контроля за условиями недропользования и опережающего прогноза развития экогеохимической ситуации очень важно постоянное развитие и совершенствование геохимических методов и подходов. Многолетние геоэкологические исследования специалистов ЦНИГРИ на объектах горнорудного промышленного комплекса, занимающего особое место в системе взаимодействия человека и природы, показали, что в решении проблем загрязнения экосистем различного уровня изотопная геохимия может занять одно из ведущих мест. Одно из направлений развития изотопной геохимии — метод стабильных изотопов легких элементов, возможности которого достаточно полно раскрыты в работах отечественных и зарубежных исследователей [1—5, 7, 9, 10].

Вариации соотношений стабильных изотопов химических элементов используются для идентификации мест локализации как природных, так и техногенных образований [8], обнаружения источников и масштабов загрязнения окружающей среды, выявления путей миграции загрязняющих веществ в различных компонентах экосистемы. С помощью стабильных изотопов оценивается региональная принадлежность и вклад отдельных источников в общую загрязненность атмосферы, почв, поверхностных и подземных вод [11]. Появилась реальная возможность корректно решать вопрос вклада конкретного предприятия в загрязнение окружающей среды на территориях с множеством источников загрязнения. Изотопные параметры — важный элемент методологии идентификации генетической природы геохимических и гидрогеохимических аномалий. Картина распределения стабильных изотопов в основных компонентах окружающей среды является важнейшей компонентой «вектора состояния» геоэкологических систем. Детальная изученность свойств стабильных изотопов и значительные вариации изотопного состава в природных и техногенных объектах позволяют решать ряд задач не доступных при «классическом» геохимическом подходе.

Высокая информативность изотопных методов обусловлена тем, что каждому типу природных соединений присущ свой собственный изотопный состав, позволяющий с высокой степенью достоверности идентифицировать привнос в изучаемые компоненты экосистемы «чужеродных» (загрязняющих) веществ, приводящих к измене-

нию природного изотопного равновесия вследствие эффекта изотопного «разбавления». Такие вещества могут быть непосредственно связаны с минеральным составом руд, подстилающих пород, продуктами той или иной производственной и хозяйственной деятельности, в большинстве случаев отличающихся по изотопному составу от естественных аналогов и природных компонентов экосистемы (почвы, воды, донные отложения и др.). Следовательно, чем сильнее изотопное отличие привнесенных техногенных соединений от исходных, присущих данной экосистеме, тем большие отклонения будут фиксироваться в зонах загрязнения. Кроме того, использование метода стабильных изотопов дает возможность работать не только в зонах интенсивного техногенного прессинга, но и в переходной зоне техногенного ореола, где негативные процессы проявляются в форме косвенных и отдаленных экологических последствий. Выявленные нарушения природных изотопных равновесий служат наиболее чувствительным индикатором ранних стадий техногенного воздействия, а характерный спектр и направленность изменения изотопных показателей указывают на вероятный источник загрязнения. Современное состояние изученности закономерностей поведения стабильных изотопов в различных условиях, высокая точность измерения изотопного состава с помощью современных масс-спектрометров, а также абсолютная экологическая «чистота» метода — главные факторы, определяющие успех метода геохимии стабильных изотопов в геоэкологии.

Решение проблемы надежной идентификации природы геохимических аномалий — неотъемлемая часть комплексной оценки современного состояния окружающей среды, так как позволяет достоверно оценить уровень экологической опасности территории, исключив из перечня те фрагменты почвенного покрова, которые, несмотря на многократное превышение нормативных показателей, могут быть отнесены к «природным» аномалиям. От объективного прогноза развития изменений в экосистемах, происходящих вследствие воздействия техногенных факторов, существенно зависит разработка комплекса инженерно-технических мероприятий по снижению отрицательного воздействия горнодобывающих и перерабатывающих производств и других промышленных агломераций, а также по защите, восстановлению и сохранению качества всех компонентов экосистемы на безопасном для человека уровне. Поэтому, в качестве примера приведем результаты использования метода стабильных изотопов углерода и серы при решении для объектов недропользования задач актуальных на сегодняшний день.

Так, для получения надежной информации об источниках, а, следовательно, и природе выявленных на территории Березовского золоторудного месторождения (Средний Урал) геохимических аномалий, в качестве основного

критерия использовали изотопный состав углерода $\delta^{13}\text{C}$ карбонатов. Анализ полученных данных (рис. 1, табл. 1) показал, что с точки зрения геохимии изотопов данный полигон можно рассматривать как зону смешения карбонатного вещества двух, контрастно различающихся по $\delta^{13}\text{C}$, источников: 1) карбоната почв, сформировавшихся в естественных условиях при участии углекислоты органического происхождения ($\delta^{13}\text{C}=-29,2\%$); 2) карбоната, входящего в состав руд эксплуатируемого месторождения ($\delta^{13}\text{C}=-7\%$, типичный практически для всех эндогенных месторождений золота).

В случае поступления в экосистему карбонатного или сульфатного вещества из двух доминирующих источников основной тренд изменения параметров изотопного состава можно легко установить по расчетной линии двухкомпонентного смешения, с помощью которой можно оценить привнос в почву, донные отложения, природные воды, атмосферу того или иного загрязняющего вещества. При этом прямая зависимость между изотопным составом и концентрацией карбонатного или сульфатного вещества — основание для использования величины $\delta^{13}\text{C}$ и (или) $\delta^{34}\text{S}$ с целью выявления степени (доли) техногенного загрязнения отдельных компонентов исследуемой экосистемы, рассчитываемой по уравнению линии двухкомпонентного смешения:

$$\delta^{13}\text{C}_{\text{пробы}} = (X \cdot \delta^{13}\text{C}_{\text{з.в.}}) + [(1-X) \cdot \delta^{13}\text{C}_{\text{фон}}]; \quad (1)$$

$$\delta^{34}\text{S}_{\text{пробы}} = (X \cdot \delta^{34}\text{S}_{\text{з.в.}}) + [(1-X) \cdot \delta^{34}\text{S}_{\text{фон}}], \quad (2)$$

где X — доля загрязняющего вещества.

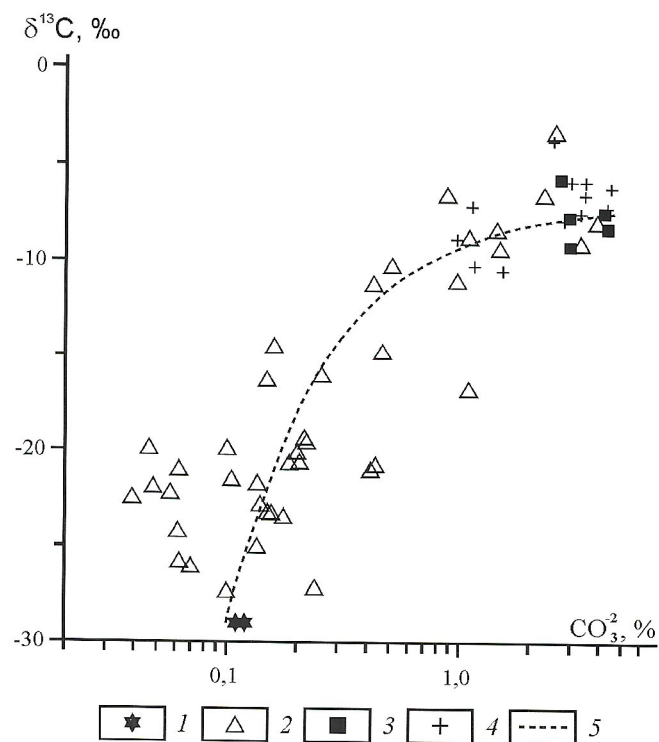


Рис. 1. Зависимость изотопного состава от концентрации карбонатного углерода на Березовском полигоне:

1 — фоновые почвы; 2 — почвы полигона; 3 — хвосты обогащения; 4 — донные осадки; 5 — расчетная линия двухкомпонентного смешения

По изотопным данным, полученным на Березовском полигоне (см. рис. 2, табл. 1) прежде всего, была проведена оценка интенсивности техногенного загрязнения почвы рудой и продуктами ее технологической переработки на всей исследуемой территории. В результате было установлено, что, например, в зоне интенсивного воздействия отстойников и хвостохранилища отобранные образцы почв (см. табл. 1) таковыми не являются, так как практически полностью представлены продуктами технологической переработки золотосодержащих руд.

Выявленные нарушения природного изотопного равновесия углерода почвенных карбонатов и их содержание (рис. 3, табл. 2) на участках расположения геохимических аномалий, в центральной части полигона (аномалия I — $\delta^{13}\text{C}_{\text{ср}}=-12,7\%$) и расположенной к востоку от производственных площадей (аномалия II — $\delta^{13}\text{C}_{\text{ср}}=-9,4\%$), позволило сделать вывод об их техногенной природе, а в качестве источников загрязнения зафиксировать рудные отвалы и хвосты обогащения.

Изотопный состав почвенных карбонатов ($\delta^{13}\text{C}_{\text{ср}}=-28,3$ и $-27,9\%$, соответственно) на территории аномалий, локализованных в восточной части полигона (аномалии IV и V), близкий естественному уровню, указал на природный источник их формирования — вмещающие оруденение ультраосновные породы (см. рис. 3, табл. 2).

Заключение о техногенной природе геохимической аномалии на юго-западе полигона (аномалия III), ранее сделанное по «традиционному» набору геохимических показателей, было опровергнуто. Согласно $\delta^{13}\text{C}$ почвенных карбонатов ($-28,0\%$), главная роль в их образовании принадлежит углекислоте органического происхождения, т.е. почвы формируются в естественных условиях, а источником повышенных концентраций химических элементов являются главным образом подстилающие породы, принимающие участие в формировании почв (см. рис. 3, табл. 2).

На юго-востоке полигона аномалия VI, локализованная по элементному составу, идентифицируется как природно-техногенная, потому что почвы на этом участке обогащены и рудными элементами, и элементами, характерными для ультраосновных пород. Однако изотопный состав ($\delta^{13}\text{C}_{\text{ср}}=-10,4\%$) и содержание почвенных карбонатов свидетельствуют о накоплении в верхнем слое почвы не свойственных ей химических элементов за счет техногенных факторов. Нарушение природного изотопного равновесия на данном участке, наиболее вероятно, что является результатом добычных работ, стихийно проводимых в недалеком прошлом.

На территории Воскресенского района (Московская область), где расположено множество предприятий различных отраслей промышленности, в т.ч. горнодобывающего и перерабатывающего комплексов, достоверная оценка экологической ситуации только по геохимическому спектру и концентрациям химических элементов оказалась наиболее затруднительной. Близость элементного состава загрязняющих веществ, территориальное наложение геохимических аномалий (рис. 4) не позволили в должной мере оценить вклад каждого конкретного предприятия в загрязнение отдельных компонентов экосистемы и окружающей среды в целом. Необходимая информация была получена только по изотопным данным. Контрастность изотопных параметров серы и углерода в потенциальных источниках загрязнения (добываемое и привозное сырье,

1. Изменение изотопно-геохимических параметров углерода карбонатов почв, отобранных на Березовском полигоне, по сезонам

Станции	CO ₃ ²⁻ , %		δ ¹³ C, ‰		Доля рудного карбоната, %	
	1	2	1	2	1	2
<i>Оконтуривающие станции</i>						
Б-1	0,310	0,090	-28,9	-29,2	1,3	0
Б-6	0,600	0,250	-10,4	-11,9	84,7	77,9
Б-7	0,150	0,050	-19,2	-20,5	45,0	39,2
Б-8	0,170	0,200	-20,3	-20,9	40,1	37,4
Б-9	0,320	0,120	-22,3	-16,7	31,1	56,0
Б-10	0,220	0,050	-28,4	-27,8	3,6	6,3
Б-15	0,170	0,100	-20,4	-22,9	39,6	28,4
Б-31	0,300	0,130	-19,8	-18,8	42,3	46,8
Б-32	0,290	0,190	-26,3	-27,9	13,1	5,8
Б-33	0,200	0,110	-24,3	-22,1	22,1	32,0
Б-35	0,084	0,040	-27,2	-27,7	9,0	6,7
Б-50	0,190	0,088	-27,7	-27,8	6,7	6,3
<i>Территория шахты</i>						
Б-23	0,160	0,190	-19,7	-27,1	42,8	9,5
Б-24	0,057	0,057	-28,3	-28,5	4,0	5,4
Б-25	0,052	0,026	-27,5	-28,3	7,6	4,0
Б-26	0,120	0,089	-28,6	-28,3	2,7	4,0
Б-27	0,063	0,060	-22,9	-25,4	28,4	17,1
Б-28	0,250	0,046	-10,4	-12,1	84,7	77,0
Б-29	0,150	0,260	-10,4	-10,0	84,7	86,5
Б-30	0,220	0,610	-17,6	-14,3	52,3	67,1
Б-36	0,120	0,080	-27,9	-27,7	5,8	6,7
Б-44	0,088	0,037	-28,2	-28,3	4,5	4,0
Б-45	0,027	0,069	-28,3	-28,6	4,0	3,6
Б-46	0,053	0,039	-18,2	-21,5	49,5	34,7
Б-47	0,450	0,480	-14,7	-7,6	65,3	97,3
Б-48	3,000	2,150	-7,2	-7,3	99,1	98,6
<i>Территория обогатительной фабрики</i>						
Б-11	2,150	0,040	-8,6	-7,9	92,8	95,9
Б-14	1,230	0,720	-10,3	-11,7	85,1	78,8
Б-17	2,800	1,800	-7,6	-7,4	97,3	98,2
Б-18	1,600	1,370	-9,5	-9,1	88,7	90,5
Б-19	0,700	0,320	-8,9	-11,5	91,4	79,7

Станции	CO_3^{2-} , %		$\delta^{13}\text{C}$, ‰		Доля рудного карбоната, %	
	1	2	1	2	1	2
Б-20	1,120	0,640	-7,2	-9,8	99,1	87,4
Б-21	0,720	0,210	-12,6	-16,9	74,8	55,4
Б-22	0,770	1,420	-9,7	-7,7	87,8	96,8
Б-37	0,050	0,090	-14,3	-10,7	67,1	83,3
Б-38	2,600	2,800	-9,6	-7,0	88,3	100,0
Б-40	0,220	0,098	-13,4	-15,5	71,2	61,7
Б-42	4,400	3,380	-8,3	-7,5	55,4	63,5
Б-49	0,320	0,410	-16,9	-15,1	85,1	96,8
Б-51	2,660	3,970	-10,3	-7,7	49,5	50,0
Б-55	0,220	0,079	-18,2	-18,1	—	—

Хвостохранилище

БГ-12	2,680	3,260	-14,3	-7,1	67,1	99,5
БГ-16	5,450	3,210	-9,0	-7,5	91,0	97,7
БГ-41	4,400	4,250	-8,3	-7,1	94,1	99,5
БГ-43	3,760	4,610	-10,6	-7,3	83,8	98,6
БГ-52	1,710	3,700	-7,7	-7,7	96,8	96,8

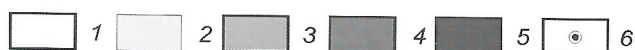
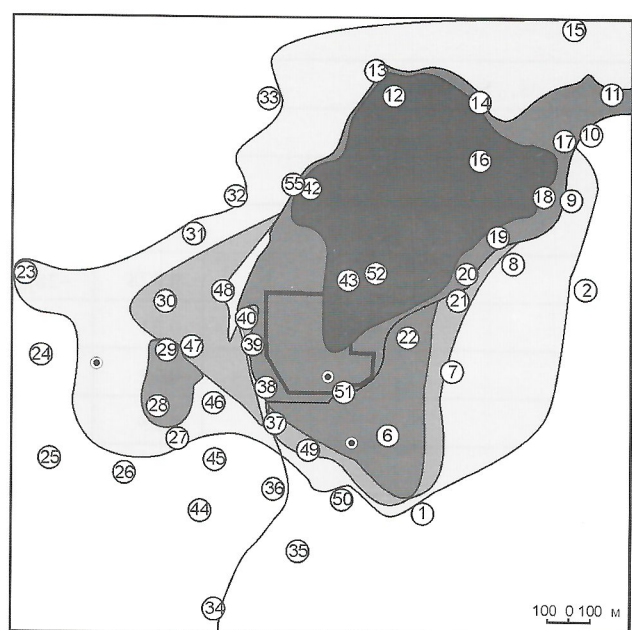


Рис. 2. Относительная доля рудного карбоната в почвах Березовского полигона (в %):

1 — <25; 2 — 25—50; 3 — 50—75; 4 — >75; 5 — 100 (хвосты обогащения); объекты техногенеза: 6 — шахты, контур — горно-обогатительный комбинат; цифры в кружках — станции отбора проб

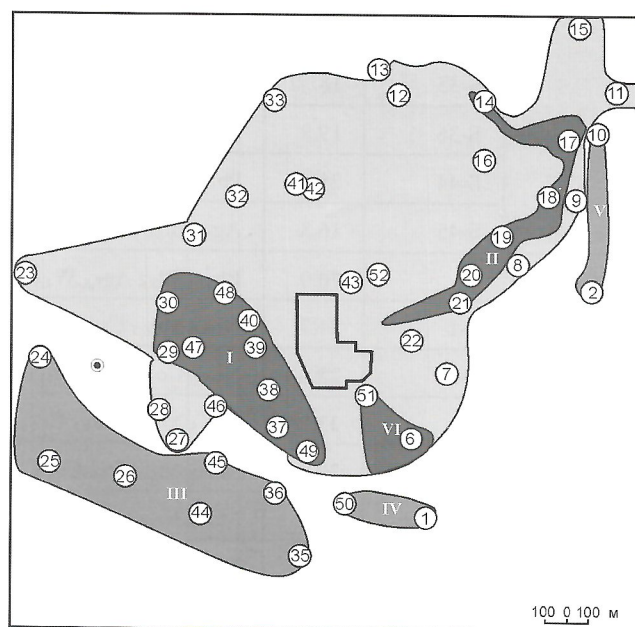


Рис. 3. Идентификация выявленных геохимических аномалий в почвах Березовского полигона:

аномалии: 1 — геохимические (природные), 2 — изотопные, 3 — изотопно-геохимические (техногенные); римские цифры — аномалии

2. Идентификация природы геохимических аномалий в почвах Березовского полигона

Аномалии	Станции	Zc	Состав по Кс	CO ₃ ²⁻ , %	δ ¹³ C, ‰
I	Б-29	182,5	Pb ₅₀ Bi ₅₀ Ag ₄₀ Cu _{21,4} W _{11,1} Sb _{6,7} Sn _{5,0} As _{4,0} B _{2,3}	0,15	-10,4
	Б-30	181,3	Pb ₅₀ Bi ₅₀ Ag ₄₀ W _{16,7} Cu _{14,3} Sb _{6,7} As _{4,0} Sn _{3,3} B _{3,1} Mo _{1,7}	0,22	-17,6
	Б-37	25,4	Pb ₁₀ Bi ₁₀ Ag _{5,0} Sb _{2,0} Sn _{1,7} W _{1,7}	0,050	-14,3
	Б-38	63,7	Pb ₂₀ Bi ₁₅ Ag ₁₅ W _{8,3} Cu _{7,1} B _{2,3} Sb _{2,0}	2,60	-9,6
	Б-40	28,4	Pb ₁₀ Bi _{7,5} W _{5,6} Ag _{5,0} Cu _{4,3}	0,22	-13,4
	Б-47	188,6	Pb _{66,7} Bi ₄₀ W _{33,3} Cu _{21,4} Ag ₁₅ As _{6,0} Sb _{5,3} Sn _{3,3} Mo _{3,3} B _{2,3}	0,45	-12,1
	Б-48	55,0	Pb _{13,3} Mo _{11,1} Ag ₁₀ Bi ₁₀ W _{8,3} Ba _{4,7} Cu _{3,6}	3,00	-7,2
	Б-49	22,5	Pb _{16,7} Bi _{4,0} Cu _{2,1} W _{1,7} Ag _{1,5}	0,32	-16,9
Среднее		93,4	Pb_{29,6} Bi_{23,3} Ag_{16,4} W_{10,8} Cu_{9,3} Sb_{2,8} Mo_{2,0} As_{1,8} Sn_{1,6}	0,88	-12,7
II	Б-14	19,2	W _{5,6} Bi _{5,5} Pb _{5,0} Ag _{4,0} B _{2,3} Ba _{1,8}	1,23	-10,3
	Б-17	98,1	Ag _{30,0} Pb _{26,7} W _{16,7} Bi _{15,0} Cu _{10,7} Sb _{2,0} Ba _{1,8} Sn _{1,7} B _{1,5}	2,8	-7,6
	Б-18	26,6	Pb _{10,0} W _{8,3} Bi _{5,0} Ag _{4,0} Cu _{2,1} Sn _{1,7} B _{1,5}	1,6	-9,5
	Б-19	17,8	Pb _{6,7} W _{5,6} Ag _{4,0} Bi _{2,5} Ba _{1,8} Sn _{1,7} B _{1,5}	0,7	-8,9
	Б-20	24,3	W _{16,7} Pb _{5,0} Ag _{3,0} Cu _{2,1} Bi _{1,5}	1,12	-7,2
	Б-21	16,9	W _{7,6} Pb _{4,3} Ag _{3,0} Ba _{2,9} Cu _{2,1} Bi _{1,5} B _{1,5}	0,72	-12,6
Среднее		33,8	W_{10,1} Pb_{9,6} Ag_{8,0} Bi_{5,2} Cu_{2,8}	1,36	-9,4
III	Б-24	29,4	Pb _{20,0} Ag _{4,0} Cu _{3,6} W _{2,8} Bi _{2,5} B _{1,5}	0,057	-28,3
	Б-25	176,6	Pb _{166,7} Bi _{5,0} Ag _{4,0} W _{2,8} Cu _{2,1}	0,052	-27,5
	Б-26	36,8	Pb _{16,7} Bi _{7,5} Cu _{5,7} W _{5,6} B _{3,8} Ag _{2,5}	0,12	-28,6
	Б-35	182,2	Pb _{100,0} Ag _{30,0} Bi _{25,0} W _{11,1} Cu _{7,1} Ba _{4,7} B _{4,6} As _{4,0} Sn _{2,7} Sb _{2,0}	0,084	-27,2
	Б-36	19,8	Bi _{10,0} Pb _{5,0} Ag _{5,0} W _{2,8}	0,12	-27,9
	Б-44	28,6	Pb _{16,7} Bi _{5,0} Ag _{4,0} W _{2,8} Cu _{2,1} Sn _{2,0} B _{1,5}	0,088	-28,2
	Б-45	16,8	Ag _{5,0} Bi _{5,0} Pb _{4,3} W _{3,7} B _{2,3}	0,027	-28,3
Среднее		70,0	Pb_{47,1} Bi_{8,6} Ag_{7,8} W_{4,5} Cu_{2,9} B_{2,0}	0,078	-28,0
IV	Б-1	21,7	Ni _{10,0} Mn _{6,7} Cr _{4,0} Co _{4,0}	0,31	-28,9
	Б-50	25,6	Ni _{15,0} Co _{5,3} Cr _{5,0} Mn _{3,3}	0,19	-27,7
Среднее		23,7	Ni_{12,5} Mn_{5,0} Co_{4,7} Cr_{4,5}	0,25	-28,3
V	Б-2	20,3	Mn _{8,3} Ni _{6,0} Cr _{5,0} Co _{4,0}	0,46	-27,4
	Б-10	17,6	Mn _{8,3} Ni _{5,0} Cr _{4,0} Co _{3,3}	0,22	-28,4
Среднее		19,0	Mn_{8,3} Ni_{5,5} Cr_{4,5} Co_{3,7}	0,34	-27,9
VI	Б-6	359,6	Pb _{333,3} Bi _{30,0} As _{10,0} Ag _{7,5} Cu _{7,1} Sb _{6,7} Cr _{5,0} Ni _{5,0} Ba _{3,5} W _{2,8} Sn _{2,0} Mn _{1,7}	0,60	-10,4
	Б-51	47,5	Mn _{13,3} Ni _{8,0} Co _{5,3} Cr _{5,0} Ag _{5,0} Zn _{5,0} Bi _{4,0} Pb _{3,3} B _{2,3} Cu _{2,1} Ba _{1,8} W _{1,7} Mo _{1,7}	2,66	-10,3
Среднее		203,6	Pb_{168,3} Bi_{17,0} Mn_{7,5} Ni_{6,5} Ag_{6,3} Cr_{5,0} As_{5,0} Cu_{4,6} Sb_{3,4} Ba_{2,7} Co_{2,7} Zn_{2,5} W_{2,3}	1,63	-10,4
Фон				0,1	-29,2
Руда			Cu, Ag, Pb, As, Sb, Bi, Sn, W, B, Ba, Mo, Zn	1,13	-7,0
Вмещающие породы			Mn, Cr, Ni, Co	—	—
Хвосты			W, Cu, Pb, As, Ag, Sb, Bi, B	3,8	-9,9

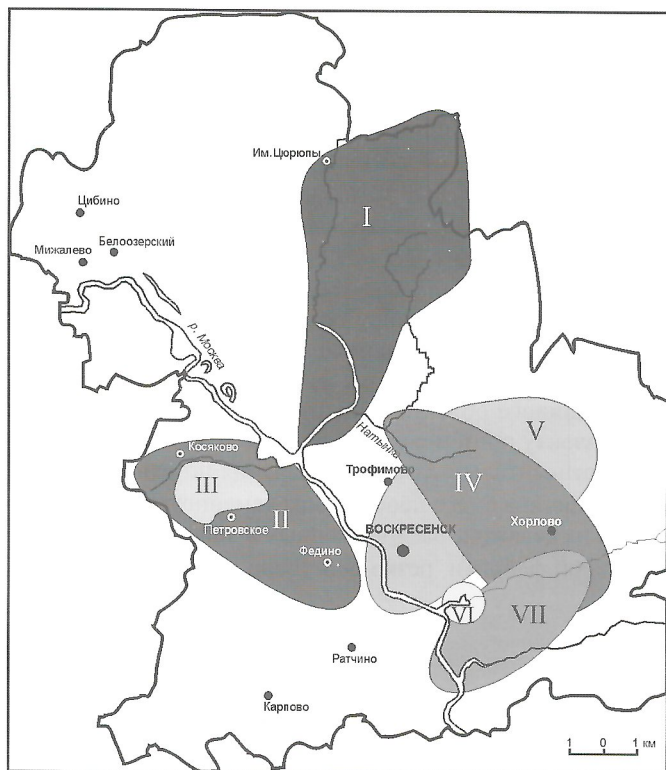


Рис. 4. Основные геохимические аномалии на территории Воскресенского района Московской области

продукты технологической переработки, отвалы, хвосты, техногенные стоки и др.) и в исследуемых на полигоне почве, природных водах, донных отложениях дала возможность очертить ореолы загрязнения, установить пути миграции загрязняющих веществ, идентифицировать источники и природу геохимических аномалий, и, что наиболее важно, выявить причины и источники загрязнения разноразовных подземных вод хозяйственно-питьевого назначения. Наиболее подробно остановимся на результатах изучения изменений $\delta^{13}\text{C}$ гидрокарбонатов и $\delta^{34}\text{S}$ сульфатов в системе: поверхностные воды—воды четвертичных отложений—воды каменноугольных отложений.

Изучение результатов распределения $\delta^{13}\text{C}$ гидрокарбонатов в поверхностных водах (рис. 5) показало, что зафиксированные изотопно-легкие гидрогеохимические аномалии ($\delta^{13}\text{C} -24,4 \dots -29,1\text{‰}$), являются следствием загрязнения вод активно используемыми органическими удобрениями ($\delta^{13}\text{C} -26,0 \dots -30,0\text{‰}$) и попадающими в водоток вместе с болотистыми почвами металлоорганическими комплексами. Загрязнение поверхностных вод предприятиями текстильной промышленности вызывает утяжеление $\delta^{13}\text{C}$ и фиксируется по $\delta^{13}\text{C}$ гидрокарбонат-иона в диапазоне $-19,0 \dots -21,0\text{‰}$. Контрастно отличающееся по $\delta^{13}\text{C}$ карбонаты добываемого на территории карьерным способом сырья ($\delta^{13}\text{C} 2,4 \dots 4,5\text{‰}$) для производства цемента, а также собственно цемента ($\delta^{13}\text{C} = -12,6\text{‰}$), позволяют четко очертить участки водотоков, находящиеся в зоне техногенного воздействия карьеров по добыче мергеля и заводов по производству цемента. При смешении изотопно-тяжелых карбонатов, уже приведенных источников, с гидрокарбонатом естественного происхождения в водотоках формируется гидрокарбонат $\delta^{13}\text{C} -16,3 \dots -13,8\text{‰}$.

На исследуемой территории с целью выявления и предотвращения причин и источников поступления загрязняющих веществ в горизонты питьевых вод проводилось изотопно-геохимическое изучение и подземных вод различных глубин залегания. В результате изучения характера распределения $\delta^{13}\text{C}$ гидрокарбонат-иона подземных вод было установлено, что для грунтовых вод (воды четвертичных отложений) естественный диапазон значений $\delta^{13}\text{C} -13,0 \dots -17,0\text{‰}$, а для каменноугольных отложений $\delta^{13}\text{C}_{\text{ср}} = -16,0\text{‰}$. При загрязнении подземных вод происходят заметные изменения изотопного состава гидрокарбонат-иона. Так, при сравнении изотопных данных по вертикали (поверхностные воды—грунтовые воды—артезианские воды) выявилась тенденция утяжеления изотопного состава углерода с глубиной (рис. 6), обусловленная возрастающей ролью коренных карбонатных пород (источник изотопно-тяжелого бикарбонат-иона). Наличие небольших пиков в области легких значений ($\delta^{13}\text{C} -18,5 \dots -21,0\text{‰}$) указывает на гидравлическую связь между горизонтами поверхностных и подземных напорных вод и фиксирует изменение изотопного состава вследствие техногенного воздействия. Согласно $\delta^{13}\text{C}$, основными источниками загрязнения подземных вод на полигоне являются отвалы и хранилища привозного сырья для предприятий химической промышленности (уголь и апатитовый концентрат: $\delta^{13}\text{C} -22 \dots -26\text{‰}$).

Кроме того, природные условия и геологическое строение территории полигона обуславливают не только контрастность величин $\delta^{13}\text{C}$, но и $\delta^{34}\text{S}$ в различных источниках поставляющих серу в компоненты экосистемы. Наиболее контрастные значения, позволившие в дальнейшем идентифицировать источники загрязнения по $\delta^{34}\text{S}$, имеет

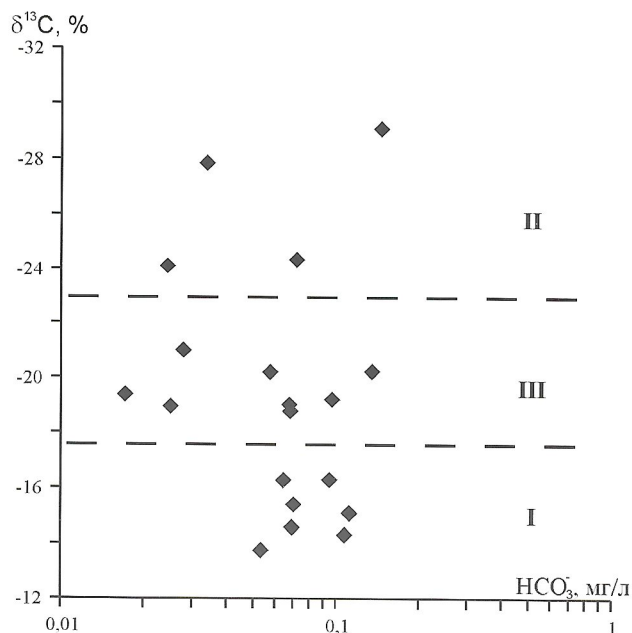


Рис. 5. Группы поверхностных вод по изотопному составу углерода гидрокарбонат-иона на территории Воскресенского района:

I — верховья р. Москва, р. Отра, среднее течение р. Натунка, пруд деревни Карпово; II — верховья р. Медведка, среднее течение р. Нерская, пруды деревень Барановское и Пушкино; III — зона смешения I и II

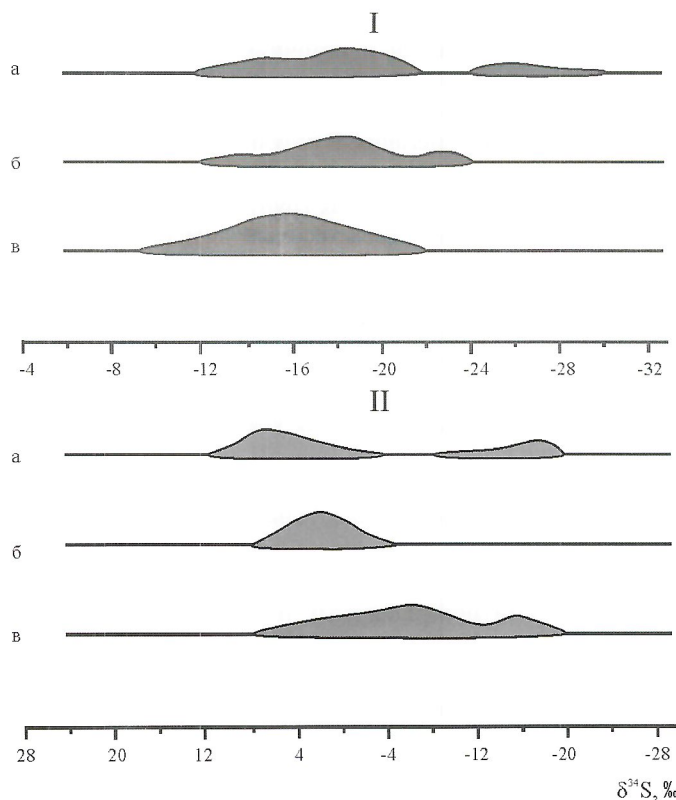


Рис. 6. Изотопный состав углерода гидрокарбонатов (I) и серы сульфатов (II) водных сред Воскресенского района:

воды: а — поверхностные, б — четвертичных отложений, в — каменноугольных отложений

группа таких природных и техногенных объектов, как: 1) сульфиды черных глин юрского возраста ($\delta^{34}\text{S} = -40,0\text{‰}$), при окислении осадочных сульфидов юрских глин образуется изотопно-легкий сульфат (наследующий изотопный состав сульфидов); 2) сульфат карбонатных пород (Афанасьевский карьер, известняк $\delta^{34}\text{S} = 2,1\text{‰}$, мергель $\delta^{34}\text{S} = 11,5\text{‰}$, доломит $\delta^{34}\text{S} = 12,2\text{‰}$); 3) техногенные сульфаты (например, отходы химического производства $\delta^{34}\text{S} = 4,4\text{‰}$).

Изучение изотопного состава серы сульфат-иона в поверхностных водах (рис. 7, А) показало, что загрязнение водной среды, происходящее вследствие открытой добычи фосфоритов и предприятий по их переработке, можно зафиксировать по $\delta^{34}\text{S} < -6,0\text{‰}$. В водах с величиной $\delta^{34}\text{S} > 0,0\text{‰}$ очевидно влияние изотопно-тяжелых по сере осадочных сульфатов.

При изучении $\delta^{34}\text{S}$ сульфатов (рис. 7, Б) подземных вод на участках территорий, удаленных от промышленной зоны (см. рис. 7, Б, I), установлена положительная корреляция между содержанием SO_4^{2-} и $\delta^{34}\text{S}$, а значения $\delta^{34}\text{S}$ лежат в интервале $-10 \dots 10\text{‰}$, близком к естественному уровню. На участках, привязанных к промышленному узлу, наблюдается увеличение концентраций легкого изотопа ^{32}S при увеличении содержания SO_4^{2-} (рис. 7, Б, II). При этом $\delta^{34}\text{S}$ сульфатов в водах первого водоносного горизонта колеблется в пределах $-3,0 \dots 7,5\text{‰}$, в подземных водах каменноугольных отложений $\delta^{34}\text{S}$ лежит в диапазо-

не $-18,2 \dots 6,9\text{‰}$ (см. рис. 6). Как видно, с глубиной происходит облегчение изотопного состава, что обусловлено не только повышением влияния коренных пород, но и возрастающей ролью техногенных факторов. Так, присутствие небольших пиков в области легких значений $\delta^{34}\text{S}$ подтверждает, как и в случае $\delta^{13}\text{C}$, наличие гидравлической связи между горизонтами. Установлено, что источником изотопно-легкой серы ($-7 \dots -29,1\text{‰}$) являются юрские фосфоритовые отложения. Ореолы максимальной концентрации SO_4^{2-} в водах каменноугольных отложений приурочены к площади, занятой промышленной зоной обогатительной фабрики по переработке фосфоритов. По мере удаления от данного объекта концентрация SO_4^{2-} уменьшается по горизонту подземных вод, оставаясь, тем не менее, высокой относительно среднего значения по району. Кроме того, величина $\delta^{34}\text{S}$ в пробах воды каменноугольных отложений из скважин, расположенных в зоне влияния обогатительной фабрики, резко облегчена по сравнению с $\delta^{34}\text{S}$

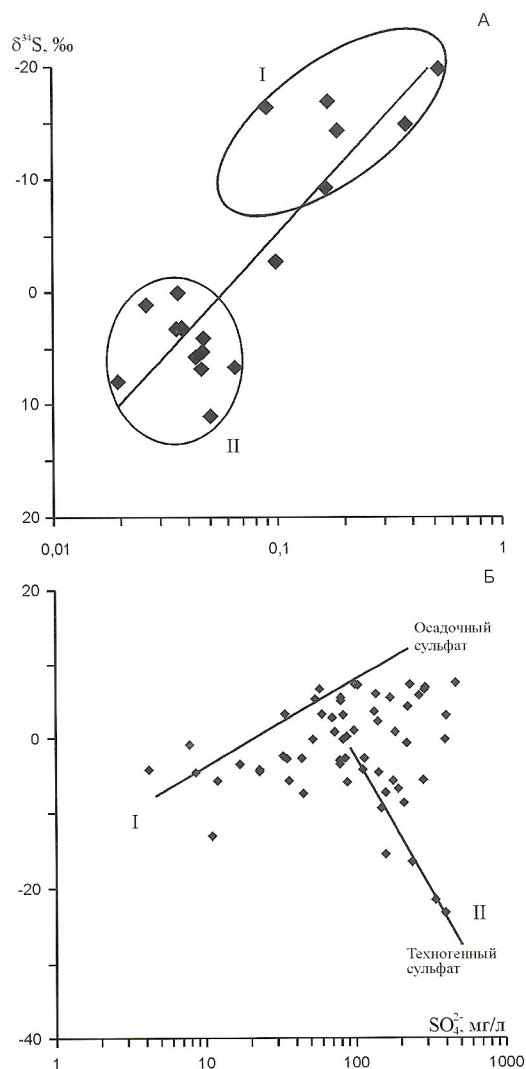


Рис. 7. Зависимость распределения величины $\delta^{34}\text{S}$ от концентрации сульфат-иона в поверхностных (А) и подземных (Б) водах Воскресенского района:

А: I — р.Медведка, р.Натынка, пруд деревни Барановское; II — р.Москва, р.Нерская, пруд деревни Карпово; Б: территории: I — удаленные от промышленного центра г.Воскресенск; II — привязанные к промышленному узлу г.Воскресенск

сульфатов вод и вмещающих их пород каменноугольной системы, и приближена по значению к юрским глинам.

Итак, контрастность величин изотопного состава природных вод и загрязняющих их веществ, а также то обстоятельство, что в разрабатываемых юрских породах отмечены марказит и пирит с легким изотопным составом серы ($\delta^{34}\text{S} = -40,7\%$), который наследуется сульфатом при окислении сульфидов, позволяют установить картину техногенного воздействия фабрики на экосистему. С поверхностным стоком легкого сульфата с продуктами технологической переработки фосфоритовой руды попадает в воды реки. В долине р. Натынка под влиянием техногенных и природных факторов полностью размыты глинистые отложения, являющиеся верхним предохраняющим водоупором для водоносных горизонтов каменноугольных отложений. При закономерном понижении пьезометрического уровня подземных вод в процессе откачки происходит «затягивание» загрязнения из поверхностных речных вод при их инфильтрации, что подтверждается по $\delta^{34}\text{S}$, установленному для компонентов экосистемы данного участка исследуемой территории. Именно здесь при окислении сульфидов разрабатываемых пород образуется серная кислота, которая способствует интенсификации процессов выщелачивания пород, а, следовательно, и интенсивному загрязнению химическими элементами (в т.ч. тяжелыми металлами).

На исследуемой территории еще наблюдается наложение геохимических аномалий с очень близким спектром химических элементов (см. рис. 4), проявленных во всех компонентах экосистемы. Поэтому очень важно было ответить на вопрос: по вине какого предприятия происходит загрязнение экосистемы. Решить проблему удалось по изотопным данным. Согласно $\delta^{34}\text{S}$, на спорной территории были оговорены отдельные участки. На одном из них зафиксировано загрязнение по вине химического завода, чьи отходы производства отличаются тяжелой серой сульфатов ($\delta^{34}\text{S}_{\text{ср.}} = 4,4\%$); на другом — обогатительной фабрики по производству фосфоритовой муки и фосфата кальция, для отходов которой характерна легкая сера ($\delta^{34}\text{S} = -40,7\%$) юрских глин.

Исходя из приведенных результатов, вполне очевидно, что при решении геоэкологических задач на объектах недропользования необходимо использовать изотопные параметры, наряду с традиционными геохимическими критериями. Именно изотопные параметры, являясь характерными «метками» источников загрязнения, позволяют в сложных ситуациях определять источники формирования, а, следовательно, и природу геохимических аномалий.

Для достоверной оценки ущерба окружающей среде от загрязнения, а также для опережающего прогноза развития изменений геохимической ситуации крайне важно применять в качестве основного критерия показатель, изменяющийся главным образом в условиях антропогенной нагрузки — привноса чужеродных веществ. Таким показателем является изотопный состав легких элементов. Наблюдение динамики изменения изотопных параметров в пространстве и времени в условиях техногенной нагрузки составляет суть предлагаемого изотопно-геохимического мониторинга и позволяет спрогнозировать развитие экогеохимической ситуации в наиболее короткие сроки.

Так, на Березовском полигоне изменения $\delta^{13}\text{C}$ почвенных карбонатов (см. табл. 1, рис. 8), установленные через год, позволили воссоздать для исследуемой территории общую картину перемещения техногенного загрязнения от

основных источников загрязнения в сторону участков, не затронутых ранее антропогенным воздействием. Расчет векторов-градиентов по $\delta^{13}\text{C}$ карбонатного вещества для образцов почв [6] на станциях, охватывающих ореол техногенного загрязнения на начальный момент мониторинга (табл. 3), выявил его расширение за год в среднем на 17 м, преимущественно в юго-западном направлении, совпадающим с основным направлением розы ветров.

Картина изменений экогеохимической ситуации на участках расположения геохимических аномалий рассматривалась отдельно (табл. 4). Так зона загрязнения в центральной части полигона, охватываемая на начало исследований, расширилась в юго-западном направлении на

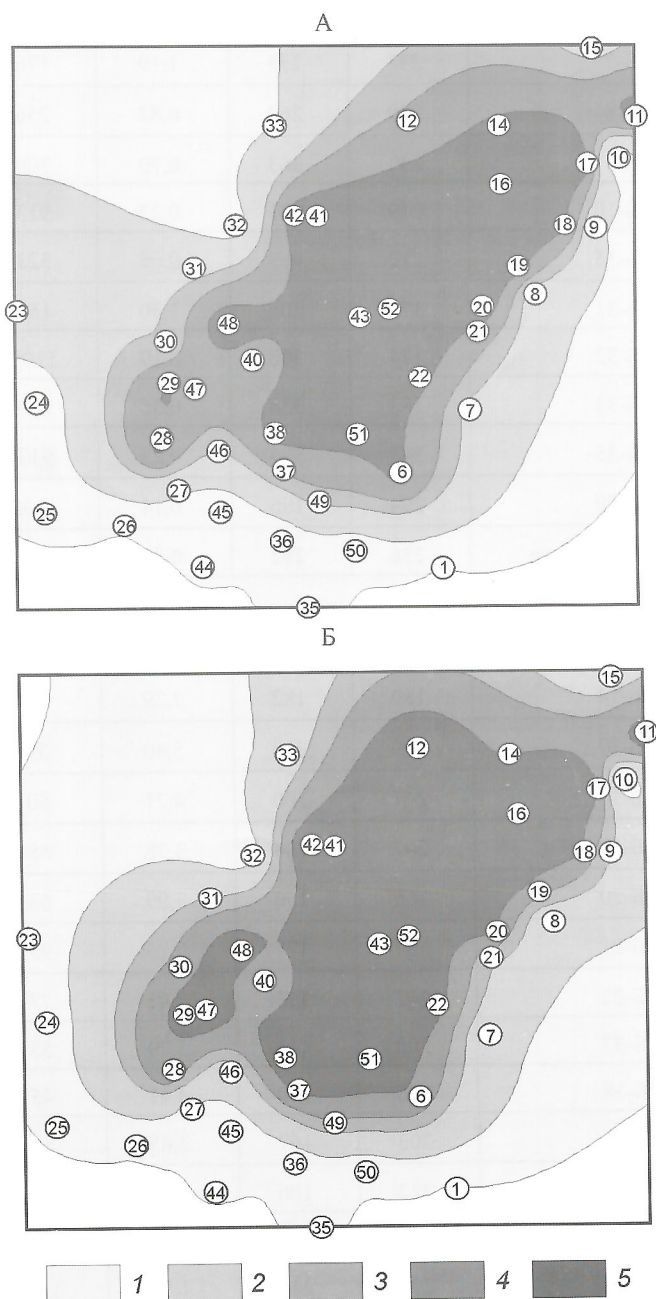


Рис. 8. Изменение изотопного состава углерода карбонатов на площади Березовского полигона за период мониторинга в начале (А) и конце (Б) работ:

величина $\delta^{13}\text{C}$ (‰): 1 — $-29 \dots -24$; 2 — $-24 \dots -18$; 3 — $-18 \dots -15$; 4 — $-15 \dots -11$; 5 — > -11 .

3. Изменение параметров векторов-градиентов $\delta^{13}\text{C}$ карбонатов в почвах Березовского полигона за период мониторинга

Станции	Параметры вектора-градиента								dL, м/год
	Начало работ				Окончание работ				
	Азимут, град	Длина, м	Градиент, ед/100 м	L ₁ , м	Азимут, град	Длина, м	Градиент, ед/100 м	L ₂ , м	
Оконтуривающие станции									
Б-1	290	232	0,17	1235	302	290	0,10	2100	−865
Б-6	233	119	3,96	53	235	135	3,55	59	−6
Б-7	234	233	1,19	176	241	225	1,02	206	−30
Б-8	239	262	0,82	256	232	296	0,76	276	−20
Б-9	237	363	0,70	300	246	272	1,46	144	156
Б-10	219	481	0,23	913	234	501	0,32	656	257
Б-15	212	469	0,65	323	212	469	0,42	500	−177
Б-31	179	205	1,30	161	196	207	1,60	131	30
Б-32	174	300	0,19	1105	195	295	0,47	445	660
Б-33	183	338	0,35	600	190	327	0,62	339	261
Б-35	343	184	0,23	913	328	189	0,11	1909	−996
Б-50	294	196	0,14	1500	290	211	0,12	1750	−250
Среднее	236	282	0,83	253	242	285	0,89	236	17
Территория обогащательной фабрики									
Б-11	230	255	3,52	61	230	255	3,50	60	1
Б-14	189	182	2,29	92	176	223	1,90	110	−18
Б-17	219	216	5,40	39	217	196	5,01	42	−3
Б-18	247	200	4,21	50	211	161	3,62	58	−8
Б-19	207	184	3,78	55	190	161	2,95	71	−16
Б-20	165	150	3,99	53	196	169	3,59	58	−5
Б-21	189	177	2,25	93	217	194	1,43	147	−54
Б-22	202	173	2,93	72	185	152	3,63	59	13
Б-37	200	111	3,79	55	221	98	5,05	41	14
Б-38	206	100	4,41	45	206	116	5,26	40	5
Б-40	203	167	2,45	86	194	153	2,15	98	−12
Б-49	222	106	3,42	61	222	106	4,00	53	8
Б-51	196	127	3,52	60	196	127	4,04	52	8
Б-55	203	244	1,55	135	214	238	1,55	135	0
Среднее	205	171	3,39	61,9	205	168	3,40	61,7	0,2

Станции	Параметры вектора-градиента								dL , м/год
	Начало работ				Окончание работ				
	Азимут, град	Длина, м	Градиент, ед/100 м	L_1 , м	Азимут, град	Длина, м	Гради- ент, ед/100 м	L_2 , м	
Территория шахты									
Б-23	139	241	1,20	175	138	251	0,15	1400	−1225
Б-24	108	370	0,37	567	137	210	0,65	323	244
Б-25	184	246	0,14	1500	194	262	0,44	477	1023
Б-26	197	290	0,29	724	190	189	0,60	350	374
Б-27	162	111	1,70	123	162	121	0,88	239	−116
Б-28	163	90	5,67	37	163	90	5,36	39	−2
Б-29	164	94	4,17	50	184	125	4,04	52	−2
Б-30	182	166	1,72	122	202	157	2,48	85	37
Б-36	302	191	0,12	1750	298	157	0,14	1500	250
Б-44	186	218	0,63	333	154	134	0,86	244	89
Б-45	169	259	0,63	333	104	207	0,11	1909	−1576
Б-46	204	114	2,68	78	187	113	1,81	116	71
Б-47	197	142	2,61	80	193	101	4,63	45	35
Б-48	229	109	4,48	46.9	220	107	4,42	47.5	−0,6
Среднее	185	189	1,89	111	180	159	1,90	110	1
Хвостохранилище									
БГ-12	189	285	1,46	144	162	187	2,46	85	59
БГ-16	171	202	2,71	77	102	139	2,84	74	3
БГ-41	243	183	4,57	46	247	181	4,81	44	2
БГ-43	233	198	2,33	90	185	171	2,90	72	18
БГ-52	207	156	2,79	75	172	164	2,84	74	1
Среднее	209	205	2,77	76	174	168	3,17	66	10
Среднее по полигону	202	199	2,03	103	204	192	2,43	86	17

Примечание. В таблицах 3 и 5: L_1 , L_2 – расчетные расстояния до границы аномалии (изолиния $\delta^{13}\text{C}$ — 2,1), dL — расчетное смещение изолинии.

16 м (табл. 5). Расчет проведен с использованием изотопных данных, свидетельствующих об утяжелении $\delta^{13}\text{C}$ карбонатов в почве аномалии и увеличении в них доли рудного карбоната на 10%. В техногенной аномалии, оконтуренной к востоку от хвостохранилища, отмечено изменение $\delta^{13}\text{C}$ почвенных карбонатов в сторону естественных значений, что свидетельствует о снижении техногенной нагрузки на данном участке. Расчет по изотопным данным векторов-градиентов для техногенной комбинированной геохимической аномалии, локализованной к юго-востоку от обогатительной фабрики, показал, что, несмотря на незначительное расширение (всего на 1 м/год) ореола техноген-

ного загрязнения (см. табл. 5), данная аномалия все еще опасна с экологической точки зрения. Утяжеление изотопного состава углерода почвенных карбонатов, увеличение доли загрязняющего вещества, увеличение значений Z_c (см. табл. 4) свидетельствуют о накоплении продуктов антропогенной деятельности и изменении экогеохимической ситуации в худшую сторону. Вполне очевидно, что при сохранении действующих на полигоне технологий, задача сохранения окружающей среды на безопасном для человека уровне будет крайне затруднена.

В почвах аномалии на юго-западе полигона, идентифицированной как природная, в течение года наблюдалась от-

4. Изменение параметров в почвах выявленных геохимических аномалий Березовского полигона по сезонам

Станции	$\delta^{13}\text{C}$, ‰		Доля рудного карбоната, %		Zc1		Zc2	
	1	2	1	2	1	2	1	2
Аномалия I								
Б-37	-14,3	-10,7	67,1	83,3	25,4	48,5	7,4	7,9
Б-38	-9,6	-7,0	88,3	100,0	63,7	69,1	—	1,7
Б-40	-13,4	-15,5	71,2	61,7	28,4	37,2	2	1,8
Б-49	-16,9	-15,1	55,4	63,5	22,5	24,4	3,2	6,8
Б-29	-10,4	-10,0	84,7	86,5	182,5	177,1	2	—
Б-30	-17,6	-14,3	52,3	67,1	181,3	193,2	2	—
Б-47	-14,7	-7,6	65,3	97,3	188,6	156,5	7,3	3,0
Б-48	-7,2	-7,3	99,1	98,6	55,0	66,5	—	4,4
Среднее	-13,0	-10,9	72,9	82,3	93,4	96,6	3,0	3,2
Аномалия II								
Б-14	-10,3	-11,7	85,1	78,8	19,2	20,7	—	3,7
Б-17	-7,6	-7,4	97,3	98,3	98,1	81,6	3	7,6
Б-18	-9,5	-9,1	88,7	90,5	26,6	26,4	—	1,8
Б-19	-8,9	-11,5	91,4	79,7	17,8	18,1	8,4	14,4
Б-20	-7,2	-9,8	99,1	87,4	24,3	18,7	13,5	26,5
Б-21	-12,6	-16,9	74,8	55,4	16,9	17	7,5	5
Среднее	-9,4	-11,1	89,4	81,7	33,8	30,4	5,4	9,8
Аномалия III								
Б-24	-28,3	-28,5	4,0	5,4	29,4	19,5	—	1,6
Б-25	-27,5	-28,3	7,6	4,0	176,6	190,6	—	1,9
Б-26	-28,6	-28,3	2,7	4,0	36,8	33,4	—	3,3
Б-35	-27,2	-27,7	9,0	6,7	182,2	166,5	2	2,1
Б-36	-27,9	-27,7	5,8	6,7	19,8	36,5	4,5	4,8
Б-44	-28,2	-28,3	4,5	4,0	28,6	29,5	3,5	1,6
Б-45	-28,3	-28,6	4,0	3,6	16,8	16,5	4,7	2,0
Среднее	-28,0	-28,2	5,4	4,9	70,0	70,4	2,1	2,5
Аномалия IV								
Б-1	-28,9	-29,2	1,3	0	—	3,2	21,7	23,3
Б-50	-27,7	-27,8	6,7	6,3	6,4	8	25,6	19,5
Среднее	-28,3	-28,5	4,0	3,15	3,2	5,6	23,7	21,4
Аномалия V								
Б-2	-27,4	-27,6	8,1	7,2	3,0	2,5	20,3	22,8
Б-10	-28,4	-27,8	3,6	6,3	2,3	5,6	17,6	18,7
Среднее	-27,9	-27,7	5,9	6,7	2,7	4,1	19,0	20,8

Станции	$\delta^{13}\text{C}$, ‰		Доля рудного карбоната, %		Zc1		Zc2	
	1	2	1	2	1	2	1	2
Аномалия VI								
Б-6	-10,4	-11,9	84,7	77,9	394,9	2107,5	9,7	41,5
Б-51	-10,3	-7,70	85,1	96,8	18,90	22,5	28,6	20,6
Среднее	-10,35	-9,8	84,9	87,4	206,9	1065,0	19,2	31,1

Примечание. Суммарный показатель загрязнения: Zc1 — по типоморфным рудным элементам (Cu, Pb, As, Sb, Bi, Sn, W, B, Ag, Ba, Mo, Zn); Zc2 — по элементам, присущим вмещающим (ультраосновным) породам (Mn, Cr, Ni, Co).

5. Изменение параметров векторов-градиентов $\delta^{13}\text{C}$ карбонатов в почвах выявленных аномалий Березовского полигона за период мониторинга

Станции	Параметры вектора-градиента								dL, м/год
	Начало работ				Окончание работ				
	Азимут, град	Длина, м	Градиент, ед/100 м	L ₁ , м	Азимут, град	Длина, м	Градиент, ед/100 м	L ₂ , м	
Аномалия I									
Б-37	320	104	1,07	196	350	102	2,63	80	116
Б-38	177	79	3,61	58	148	60	5,09	41	17
Б-40	232	93	1,25	168	—	—	—	—	168
Б-49	316	200	0,13	1615	334	142	0,13	1615	0
Б-29	71	80	4,64	45	65	99	2,87	73	−28
Б-30	—	—	—	—	119	139	0,44	477	−477
Б-47	51	101	1,37	153	333	44	5,67	37	116
Б-48	204	52	5,92	35	177	90	5,99	35	0
Среднее	219	90	2,91	72	218	89	3,77	56	16
Аномалия II									
Б-14	186	193	0,77	273	186	193	0,99	212	61
Б-17	233	111	1,93	109	238	129	1,66	126	−17
Б-18	273	120	1,01	208	253	99,3	1,53	137	71
Б-19	6,08	87,3	1,56	135	282	102	1,40	150	−15
Б-20	67,9	60,1	5,68	37	34,6	80,3	3,90	54	−17
Б-21	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Среднее	241	101	2,52	83	245	110	2,10	100	−17
Аномалия III									
Б-24	144	139	0,57	368	121	196	0,21	100	182
Б-25	84,1	141	1,81	116	42,6	131	0,79	266	−150
Б-26	—	—	—	—	232	114	1,00	210	−210
Б-35	310	156	2,16	97	300	194	1,78	118	−21
Б-36	281	134	1,12	187	280	151	2,69	78	109
Б-44	329	116	0,64	328	346	134	1,36	154	174

Станции	Параметры вектора-градиента								dL , м/год
	Начало работ				Окончание работ				
	Азимут, град	Длина, м	Градиент, ед/100 м	L_1 , м	Азимут, град	Длина, м	Градиент, ед/100 м	L_2 , м	
Б-45	262	88,3	0,90	233	—	—	—	—	233
Среднее	316	137	1,46	144	287	158	1,45	145	−1
Аномалия IV									
Б-1	290	232	0,37	567	302	290	0,36	583	−16
Б-50	294	196	0,34	618	290	211	0,32	656	−38
Среднее	292	214	0,35	600	296	250	0,34	618	−18
Аномалия V									
Б-2	326	199	0,71	296	315	192	0,61	344	−48
Б-10	219	481	0,23	913	234	501	0,32	656	257
Среднее	272	340	0,47	447	408	346	0,46	456	−9
Аномалия VI									
Б-6	233	119	3,96	53	235	135	3,55	59	−6
Б-51	196	127	3,52	60	196	127	4,04	52	8
Среднее	214	123	3,74	56	215	131	3,79	55	1

носителем стабильная ситуация — $\delta^{13}\text{C}$ почвенных карбонатов оставался неизменным. На территории природных аномалий в восточной зоне аналогичная экологическая обстановка благоприятно сказалась на процессах естественного формирования почв. ореол загрязнения, установленный по $\delta^{13}\text{C}$ почвенных карбонатов, сократился на 18 и 9 м (см. табл. 5).

Опыт использования на Березовском полигоне изотопного состава легких элементов в качестве индикатора направления и скорости перемещения загрязнения, т.е. в качестве основного критерия краткосрочного прогноза развития экогеохимической ситуации, крайне важен и для других объектов недропользования, для своевременного предотвращения негативных воздействий на окружающую среду, защиты и сохранения ее качества на безопасном для человека уровне.

В заключение следует отметить, что уникальная способность изотопных систем реагировать на техногенное вмешательство, изменяющее естественное протекание химических и биологических процессов, позволяет использовать изотопный состав легких элементов в качестве основного критерия идентификации природы геохимических и гидрогеохимических аномалий и опережающего прогноза развития загрязнения в пространстве и времени. Этим создается надежная основа для своевременной корректировки технологии проведения эксплуатационных работ, выбора мест размещения отходов, разработки специальных рекомендаций по обеспечению экологической безопасности

территорий объектов недропользования, в т.ч. природных вод хозяйственно-питьевого назначения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Галимов Э.М. Геохимия стабильных изотопов углерода. — М.: Наука, 1968.
2. Галимов Э.М. Изотопы углерода в нефтегазовой геологии. — М.: Наука, 1973.
3. Галимов Э.М. Природа биологического фракционирования изотопов. — М.: Наука, 1981.
4. Гриненко В.А., Гриненко Л.Н. Геохимия изотопов серы. — М.: Наука, 1974.
5. Еременко Н.А. Стабильные изотопы в геохимии нефти. — М.: Наука, 1974.
6. Заири Н.М., Гангнус Н.П., Виленкина Ю.В. и др. Методика изотопно-геохимического мониторинга ареалов воздействия золотодобывающих предприятий на окружающую среду. — М.: Геоинформмарк, 2000.
7. Панкина Р.Г. Геохимия изотопов серы нефтей и органического вещества. — М.: Недра, 1978.
8. Тимофеева Т.С., Васильев Г.А., Игнатиюк Е.Н., Лесовой Ю.И. Прикладное значение изотопной геохимии // Геологическое изучение и использование недр. Научно-технический информационный сборник. Вып. 5—6. — М.: Геоинформмарк, 2000. С. 46—52.
9. Ферронский В.И., Дубинчук В.Т., Поляков В.А. и др. Природные изотопы гидросферы. — М.: Недра, 1975.
10. Хефс Й. Геохимия стабильных изотопов. — М.: Мир, 1983.
11. Richnow Hans Hermann, Kastner Matthias. Perspectives of stable isotope chemistry in environmental science / Contaminated Soil 2000: Proceedings of the 7 International FZK/TNO Conference on Contaminated Soil, Leipzig, 18—22 Sept. 2000. Vol. 1. London: Thomas Telford. 2000. P. 230—238.

Полное и метастабильное равновесие углеводородов в земной коре и верхней мантии

В.А.БЫЧИНСКИЙ, И.К.КАРПОВ, А.В.КОПТЕВА, К.В.ЧУДНЕНКО (Институт геохимии СО РАН)

Естественная трансформация тяжелых углеводородов в условиях земной коры — это их необратимое преобразование в кероген и газ, состоящий преимущественно из метана и его легких гомологов [21, 22, 39, 41]. Поэтому первые опыты физико-химического моделирования углеводородных систем закономерно приводили к тривиальному выводу — в земной коре в равновесии сосуществуют только метан и графит (твердый углерод) [25]. Результаты расчетов были предопределены тем, что не учитывались те количественные термодинамические ограничения, которые управляют устойчивым (в масштабах геологического времени) метастабильным существованием тяжелых углеводородов в условиях земных недр. Возможность приложения методов равновесной термодинамики к моделям углеводородных систем в геотермобарометрических условиях верхней мантии с геологических, геохимических и физических позиций впервые была обоснована и практически реализована в середине 60-х годов Э.Б.Чекалюком [15]. В 1980 г. Э.Богданович, возвращаясь к проблеме метастабильной устойчивости углеводородов, писал: «... благодаря низкой температуре кинетика распада углеводородов нефти здесь сильно заторможена, так же как, например, кинетика превращения алмаза в графит в условиях, близких к атмосферным. Поэтому алмазы и нефть существуют на поверхности Земли, невзирая на тенденцию к деструкции. Однако синтез алмазов и нефти из элементов в атмосферных условиях запрещен законами термодинамики, ибо в зоне, где эти законы требуют распада соединения на составляющие его элементы, не может быть и речи о его синтезе из тех же элементов» [16, с. 270]. К сожалению, отношение к результатам таких исследований у большинства геохимиков-нефтяников было скептическое, из-за подавляющего влияния биогенной теории на воззрения о происхождении нефти [5].

За прошедшую четверть века представления о происхождении углеводородов изменились, накоплено огромное количество геолого-геохимических данных, подтверждающих генетическую связь углеводородов с глубинными процессами, разработаны методы компьютерного моделирования, позволившие на принципиально новой основе исследовать те термодинамические ограничения, которые управляют устойчивым существованием тяжелых углеводородов в земной коре и верхней мантии. В отечественной и зарубежной печати известно большое число работ, в которых компьютерное моделирование углеводородных систем применялось как самостоятельное средство исследования. Назовем те статьи, где с помощью методов минимизации свободной энергии Гиббса получены наиболее важные результаты. В работах Н.Такача [40] и К.Баркера [18, 19] рассмотрены особенности равновесного состава природного газа, формирующегося в глубинных резервуарах, отличающихся друг от друга литолого-геохимическими характеристиками и термобарическими условиями. Физико-химические расчеты показали, что независимо от химического состава систем и уров-

ня их метастабильности (т.е. допускается равновесие с графитом или нет) нефть термодинамически неустойчива во всем диапазоне изученных температур и давлений. В равновесной смеси газов наиболее устойчивы метан, водород и углекислый газ, формирующиеся в резервуарах, содержащих карбонаты [18, 19, 40]. Высказанное на основе экспериментальных исследований и термодинамических расчетов предположение Г.Планше [34] о существовании ограниченного во времени периода, когда на фоне необратимого процесса преобразования тяжелых углеводородов в метан и графит свободная энергия смеси нефтеподобных углеводородов стремится к локальному минимуму, отвечает представлениям о метастабильном равновесии таких углеводородов в земной коре. Наряду с теоретическими расчетами [35, 36, 37], существует обширный петрогеохимический материал, свидетельствующий о присутствии тяжелых углеводородов в мантийных породах. Появились убедительно аргументированные данные о преобладании в глубинном органическом веществе соединений с углеродным числом C_{20+} [38], которые ранее в термодинамических моделях не учитывались [4].

Обсуждение проблемы термодинамической устойчивости углеводородов [6, 18, 19, 34, 35, 37, 38] позволяет сделать важный, имеющий общенаучное значение вывод: в условиях земной коры тяжелые углеводороды неравновесны, и время их «жизни» контролируется условиями существования, или «факторами состояния» системы (по Д.С.Коржинскому). Тем не менее, четкие представления о генетической сущности необходимых и достаточных условий метастабильного равновесия, выраженные в конкретных конструкциях структуры физико-химических моделей, алгоритмах решения задач химического массопереноса в системах с различным типом равновесия, феноменологических и эмпирических ограничениях отсутствуют. Таким образом, геохимические и экспериментальные изыскания, свидетельствующие о значительном расширении спектра углеводородов, присутствующих в глубинных породах [1, 2, 4, 13, 30, 31, 38], а также новейшие термодинамические данные [23, 27] дают возможность, на основе современных компьютерных средств моделирования физико-химических процессов [9, 10, 24, 28, 29], решить фундаментальную геохимическую проблему — выявление термодинамических условий полного и метастабильного равновесия углеводородов в земной коре и верхней мантии.

Постановка задачи и методические особенности термодинамического моделирования углеводородных систем. Закономерности, согласно которым устанавливаются равновесия в гетерогенных, многофазных системах, включающих эндогенный флюид, имеют общегеологическое значение, так как эти преобразования служат первопричиной происхождения различных углеводородных скоплений во вмещающих породах. Здесь уместно отметить, что химические анализы газовой фазы неизмененных ультраосновных пород

[11, 17, 26] определенно указывают на доминирование в их составе двух элементов Н и С. Эти и некоторые другие данные [38] подтверждают возможность модельного представления системой С—Н флюидной фазы глубинных ультраосновных пород в земной коре и верхней мантии. Несмотря на свою простоту, она достаточно точно отображает наиболее характерные особенности превращения углеводородов в различных условиях их существования.

Исследователям, использующим методы физико-химического моделирования, хорошо известно решающее значение полноты списка исходных веществ. Примером могут служить модели углеводородных систем с сокращенным списком зависимых компонентов. Так, сравнение равновесных составов моделей систем С—Н [15] и С—Н—О [13] показывало, что результаты расчетов в интервале температур и давлений от 25°C, 0,1 МПа до 1000°C, $4 \cdot 10^3$ МПа совпадают, но существенно различаются, если температура и давление становятся выше. Причина в том, что в модели С—Н—О перечень алканов ограничен деканом. Поэтому по сравнению с предыдущими моделями [7, 10, 13], в которых набор тяжелых углеводородов ограничивался эйкозаном ($C_{20}H_{42}$), рабочий список веществ, потенциально возможных в полном и метастабильном равновесии, был значительно расширен. Газы и жидкие углеводороды (72 и 67 компонентов соответственно) представлены: алканами — 40, циклоалканами — 6, аренами (ароматические углеводороды) — 25. Кроме того, в список газов добавлены водород и легкие алканы C_1 — C_5 . Твердые фазы представлены графитом и алмазом (табл. 1). Как установлено предварительными численными экспериментами, дальнейшее расширение списка за счет тяжелых алканов не оказывает влияния на результаты и выводы настоящего исследования.

Основные отличия представленной здесь термодинамической модели углеводородного флюида состоят в следующем. Нами использованы внутрисогласованные термодинамические данные из работы [27], включающие изобарно-изотермический потенциал, энтальпию образования из элементов и стандартную энтропию в стандартном состоянии (298,15 К, 0,1 МПа), молекулярный объем, молекулярную массу (см. табл. 1).

Выбор аналитической формы уравнения изобарной теплоемкости C_p , позволяющего рассчитывать приращения энтальпии, энтропии и энергии Гиббса в заданных температурных интервалах, играет важную роль. От него зависит точность представления первичных экспериментальных данных и возможности их экстраполяции в область высоких температур. Линейная экстраполяция C_p по уравнению Майера-Келли [27], которое использовал в своей работе Г. Хельгесон, приводит к значительной систематической погрешности определения изобарно-изотермических потенциалов образования неорганических веществ в области температур выше 800°C. Поэтому расчет стандартных термодинамических характеристик проводился по наиболее надежному в настоящее время уравнению теплоемкости Бермана-Брауна [20]. Коэффициенты уравнения теплоемкости (см. табл. 1), рассчитанные с помощью регрессионного анализа, показали наилучшие экстраполяционные возможности до температуры 3000°C. Температурные зависимости теплоемкости углеводородных газов, вычисленные с помощью уравнений Майера-Келли и Бермана-Брауна, сопоставлены на рис. 1, А, Б. Общий вид уравнения теплоемкости, используемого в расчетном модуле Селектор-С: $C_p = a + b \cdot T + c \cdot T^{-2} + d \cdot T^2 + e \cdot T^{-3} + f \cdot T^3 + g \cdot T^{-0,5} + h \cdot T^{-1} + i \cdot \ln T$.

Критические параметры (V_c , Z_c , P_c и T_c) и фактор ацентричности Питцера ω (см. табл. 1) были получены по эмпирическим корреляциям их значений [27], с помощью множественной регрессии. Изотермические изменения термодинамических свойств газов и жидкостей по давлению от стандартного состояния ($P=0,1$ МПа) рассчитывались программным модулем FGL (Fluid—Gas—Liquid) [3], встроенным в программный комплекс Селектор-*W*. Фугитивность газовой смеси рассчитывалась по модели псевдопараметрического приближения [32]. Работоспособность модели оценивалась по степени согласованности результатов расчета равновесного состава флюида, в P - T -точке 1000°C и $6 \cdot 10^3$ МПа с данными аналитическими исследованиями углеводородных включений в мантийных ксенолитах [38].

Система С—Н исследовалась по трем геобаротермам, условно названным низкой (холодной), средней и высокой (горячей). В каждой расчетной точке (34 в каждой геобаротерме [7]) были определены равновесные составы углеводородных систем, исходное атомное отношение Н и С в которых изменялось в пределах $1 \leq H/C \leq 4$.

Наша цель — не детальный анализ уровней энергетического перепада между метастабильным и равновесным состоянием системы С—Н. В настоящей статье мы сделаем ориентировочную оценку равновесного состояния и метастабильной устойчивости тяжелых углеводородов в зависимости от P - T -условий, считая, что валовой состав С—Н системы в метастабильном состоянии можно записать как $C_6H_{10,92}$ (Н/С 1,82), а в равновесном состоянии система представлена тетраконтаном $C_{40}H_{82}$ (Н/С 2,05).

Результаты моделирования. Рассмотрим модели полного термодинамического равновесия. Расчетами, выполненными на основе новых термодинамических данных, подтверждено установленное ранее существование сравнительно узкой зоны превращения тяжелых углеводородов в метан с примесью его ближайших гомологов [7, 38]. Эта зона (рис. 2) — верхняя граница термодинамически равновесного сосуществования тяжелых углеводородов (система с Н/С=2,05) с твердым углеродом (графит и алмаз). Увеличение Н/С приводит к росту содержания легких углеводородов и водорода. Тем не менее, если $H/C < 2,2$, то флюид состоит преимущественно из тяжелых углеводородов C_{20} — C_{40} . В системе с $H/C \leq 2,6$ флюид ниже зоны превращения содержит не менее 40% (весовое содержание) алканов C_6 — C_{19} (рис. 3).

Модели полного термодинамического равновесия в системе газ—нефть—остаточное углеводородное вещество убедительно доказали, что выше зоны перехода, в условиях осадочного слоя земной коры углеводороды системы С—Н распадаются на термодинамически равновесные конечные продукты — графит, метан (с примесью его ближайших гомологов) и водород. Следовательно, физико-химическое моделирование, учитывающее метастабильное существование углеводородных систем, возможно только с дополнительными ограничениями. Таких ограничений два.

Первое ограничение. В условиях относительно низких температур и давлений в углеводородных системах полное равновесие не достигается, так как процессы декомпозиции тяжелых углеводородов протекают медленно даже в масштабе геологического времени. Скопления нефти и газоконденсата на глубинах 3—6 км и месторождения газов на глубинах 8—10 км существуют метастабильно. По ориентировочным оценкам у нефтяных углеводородов пе-

1. Термодинамические свойства газов и конденсированных веществ модели системы С—Н и перерапроксимированные уравнения теплоемкости

Класс, название	Формула	Параметры уравнения теплоемкости							Критические параметры					
		$\Delta H_{f298,15}^\circ$	$\Delta G_{f298,15}^\circ$	$S_{298,15}^\circ$	a	$c \cdot 10^{-5}$	$e \cdot 10^{-7}$	$g \cdot 10^{-1}$	T_c	P_c	K_z	V_c	W	
Алканы														
Метан	CH ₄	-17801	-12047	44,54	46,218	31,973	-43,461	-99,601	190,55	45,99	0,288	99	0,08	
Этан	C ₂ H ₆	-20201	-7887	55,14	68,795	30,702	-36,480	-133,115	270,42	46,62	0,284	146,9	0,123	
Пропан	C ₃ H ₈	-25132	-5886	64,50	91,766	29,730	-30,059	-166,255	354,78	41,48	0,279	203,8	0,166	
<i>n</i> -Бутан	C ₄ H ₁₀	-30062	-3887	73,86	117,333	35,904	-35,213	-208,742	420,34	37,05	0,275	260,6	0,21	
<i>n</i> -Пентан	C ₅ H ₁₂	-34993	1886	83,22	148,776	49,185	-50,479	-270,062	472,77	33,5	0,271	317,5	0,254	
<i>n</i> -Гексан	C ₆ H ₁₄	-39924	112	92,58	169,969	47,797	-43,983	-298,841	515,64	30,48	0,267	374,4	0,297	
<i>n</i> -Гептан	C ₇ H ₁₆	-44854	2114	101,94	192,066	47,585	-39,138	-330,345	551,35	27,86	0,262	431,3	0,341	
<i>n</i> -Октан	C ₈ H ₁₈	-49785	4112	111,30	214,083	47,173	-34,049	-361,489	581,56	25,57	0,258	488,2	0,385	
<i>n</i> -Нонан	C ₉ H ₂₀	-54716	6113	120,66	236,115	46,794	-29,017	-392,687	607,45	23,51	0,254	545,1	0,428	
<i>n</i> -Декан	C ₁₀ H ₂₂	-59646	8115	130,01	258,076	46,250	-23,690	-423,629	629,88	21,67	0,249	601,9	0,472	
<i>n</i> -Ундекан	C ₁₁ H ₂₄	-64577	10116	139,37	280,083	45,812	-18,551	-454,737	649,5	19,98	0,245	658,8	0,516	
<i>n</i> -Додекан	C ₁₂ H ₂₆	-69508	12114	148,73	302,172	45,570	-13,769	-486,141	666,81	18,42	0,241	715,7	0,56	
<i>n</i> -Тридекан	C ₁₃ H ₂₈	-74439	14115	158,09	324,156	45,082	-8,545	-517,167	682,2	16,92	0,236	772,6	0,603	
<i>n</i> -Тетрадекан	C ₁₄ H ₃₀	-79369	16114	167,45	349,884	53,312	-18,974	-561,606	695,96	15,57	0,232	829,5	0,647	
<i>n</i> -Пентадекан	C ₁₅ H ₃₂	-84300	18115	176,81	367,868	43,481	3,072	-578,295	708,35	14,53	0,228	886,4	0,691	
<i>n</i> -Гексадекан	C ₁₆ H ₃₄	-89231	20113	186,17	389,583	42,351	9,444	-608,325	719,55	13,73	0,223	943,2	0,734	
<i>n</i> -Гептадекан	C ₁₇ H ₃₆	-94161	22115	195,53	411,666	42,089	14,271	-639,706	729,74	12,45	0,219	1000,1	0,778	
<i>n</i> -Октадекан	C ₁₈ H ₃₈	-99092	24113	204,89	434,123	42,714	17,465	-672,426	739,04	11,49	0,215	1057	0,822	
<i>n</i> -Нонадекан	C ₁₉ H ₄₀	-104023	26114	214,25	456,33	41,905	23,267	-702,962	747,56	10,61	0,21	1113,9	0,865	
<i>n</i> -Эйкозан	C ₂₀ H ₄₂	-108953	28115	223,60	477,898	41,289	28,72	-733,789	755,4	9,74	0,206	1170,8	0,909	
<i>n</i> -Генэйкозан	C ₂₁ H ₄₄	-113884	30116	232,96	499,954	40,962	33,662	-765,07	762,64	10	0,202	1227,7	0,953	
<i>n</i> -Докозан	C ₂₂ H ₄₆	-118815	32114	242,32	521,975	40,563	38,726	-796,231	769,34	9,55	0,198	1284,6	0,997	

Класс, название	Формула	Параметры уравнения теплоемкости							Критические параметры				
		$\Delta H_{f,298,15}^\circ$	$\Delta G_{f,298,15}^\circ$	$S_{298,15}^\circ$	a	$c \cdot 10^{-5}$	$e \cdot 10^{-7}$	$g \cdot 10^{-1}$	T_c	P_c	K_z	V_c	W
<i>n</i> -Трикозан	C ₂₃ H ₄₈	-123746	34115	251,68	544,018	40,208	43,715	-827,468	775,56	9,05	0,193	1341,5	1,04
<i>n</i> -Тетракозан	C ₂₄ H ₅₀	-128676	36114	261,04	566,115	39,980	48,475	-858,896	781,35	8,59	0,189	1398,3	1,084
<i>n</i> -Пентакозан	C ₂₅ H ₅₂	-133607	38115	270,40	587,859	38,936	54,700	-889,066	786,75	8,16	0,185	1455,2	1,128
<i>n</i> -Гексакозан	C ₂₆ H ₅₄	-138538	40113	279,76	609,92	38,598	59,661	-920,33	791,81	7,75	0,18	1512,1	1,171
<i>n</i> -Гептакозан	C ₂₇ H ₅₆	-143468	42115	289,12	631,963	38,251	64,630	-951,569	796,55	7,37	0,176	1568,9	1,215
<i>n</i> -Октакозан	C ₂₈ H ₅₈	-148399	44113	298,48	653,941	37,737	69,910	-982,568	801	7,02	0,172	1625,9	1,259
<i>n</i> -Нонакозан	C ₂₉ H ₆₀	-153330	46114	307,84	675,750	36,852	75,840	-1012,972	805,19	6,68	0,167	1682,7	1,302
<i>n</i> -Триакозан	C ₃₀ H ₆₂	-158260	48116	317,19	698,193	37,423	79,17	-1045,641	809,15	6,37	0,163	1739,6	1,346
<i>n</i> -Гентриакозан	C ₃₁ H ₆₄	-163191	50117	326,55	719,837	36,142	85,822	-1075,449	812,88	6,07	0,159	1796,5	1,390
<i>n</i> -Дотриакозан	C ₃₂ H ₆₆	-168122	52115	335,91	741,715	35,41	91,483	-1106,098	816,41	5,79	0,154	1853,4	1,434
<i>n</i> -Тритриакозан	C ₃₃ H ₆₈	-173053	54116	345,27	763,984	35,574	95,545	-1138,139	819,75	5,52	0,15	1910,3	1,477
<i>n</i> -Тетратриакозан	C ₃₄ H ₇₀	-177983	56115	354,63	785,855	34,828	101,231	-1168,764	822,92	5,27	0,146	1967,1	1,521
<i>n</i> -Пентатриакозан	C ₃₅ H ₇₂	-182914	58116	363,99	807,713	34,042	106,994	-1199,335	825,94	5,03	0,141	2024,0	1,565
<i>n</i> -Гексатриакозан	C ₃₆ H ₇₄	-187845	60114	373,35	829,932	34,081	111,271	-1231,171	828,8	4,8	0,137	2080,9	1,608
<i>n</i> -Гептатриакозан	C ₃₇ H ₇₆	-192775	62116	382,71	851,943	33,653	116,392	-1262,293	831,53	4,58	0,133	2137,8	1,652
<i>n</i> -Октатриакозан	C ₃₈ H ₇₈	-197706	64114	392,07	873,758	32,783	122,293	-1292,718	834,14	4,37	0,129	2194,7	1,696
<i>n</i> -Нонатриакозан	C ₃₉ H ₈₀	-202637	66115	401,43	895,773	32,353	127,426	-1323,849	836,62	4,17	0,124	2251,6	1,739
<i>n</i> -Тетракозан	C ₄₀ H ₈₂	-207567	68117	410,78	917,716	31,767	132,828	-1354,728	838,99	3,98	0,12	2308,4	1,783
Циклоалканы													
Циклопропан	C ₃ H ₆	12729	24965	56,78	70,84	6,168	4,941	-114,286	398,25	55,75	0,282	170	0,180
Циклобутан	C ₄ H ₈	6781	26745	63,46	103,639	20,531	-11,447	-181,495	460,00	49,85	0,274	210	0,189
Циклопентан	C ₅ H ₁₀	-18260	9468	70,03	135,092	31,39	-21,956	-245,593	511,60	45,08	0,276	260	0,204
Циклогексан	C ₆ H ₁₂	-29422	7644	71,31	178,618	53,698	-49,229	-336,912	553,50	40,73	0,273	308	0,217
Циклогепта	C ₇ H ₁₄	-28219	15427	81,85	197,75	47,474	-34,763	-360,111	604,30	38,40	0,267	351	0,214
Циклооктан	C ₈ H ₁₆	-29730	21895	87,69	230,741	65,932	-60,914	-428,559	647,20	35,70	0,269	396	0,228

Класс, название	Формула	Параметры уравнения теплоемкости							Критические параметры					
		$\Delta H_{f,298,15}^{\circ}$	$\Delta G_{f,298,15}^{\circ}$	$S_{289,15}^{\circ}$	a	$c \cdot 10^{-5}$	$e \cdot 10^{-7}$	$g \cdot 10^{-1}$	T_c	P_c	K_z	V_c	W	
Метил и алкил-бензолы														
Бензол	C_6H_6	19804	31003	64,37	94,167	-5,223	28,54	-136,64	560,68	47,9	0,268	257,2	0,211	
Толуол	C_7H_8	12053	29471	76,12	123,426	9,287	10,614	-194,937	592,18	40,89	0,266	317,2	0,256	
Этилбензол	C_8H_{10}	6953	31049	86,32	148,147	12,851	9,736	-234,233	618,16	35,67	0,264	377,2	0,301	
Пропилбензол	C_9H_{12}	2022	33050	95,68	169,213	12,71	13,983	-262,771	640,04	31,63	0,262	437,2	0,345	
Бутилбензол	$C_{10}H_{14}$	-2909	35048	105,04	204,788	31,564	-9,512	-336,711	658,68	28,41	0,261	497,2	0,390	
Пентилбензол	$C_{11}H_{16}$	-7840	37049	114,40	226,712	30,931	-4,017	-367,522	674,77	25,79	0,259	557,2	0,435	
Гексилбензол	$C_{12}H_{18}$	-12770	39051	123,75	248,497	29,97	2,073	-397,833	688,78	23,61	0,257	617,2	0,480	
Гептилбензол	$C_{13}H_{20}$	-17701	41052	133,11	270,651	29,886	6,562	-429,47	701,11	21,77	0,255	677,2	0,524	
Октилбензол	$C_{14}H_{22}$	-22632	43050	142,47	292,724	29,604	11,41	-460,814	712,08	20,2	0,253	737,2	0,569	
Нонилбензол	$C_{15}H_{24}$	-27562	45052	151,83	314,758	29,235	16,417	-492,02	721,77	18,83	0,251	797,2	0,614	
Децилбензол	$C_{16}H_{26}$	-32493	47050	161,19	336,742	28,721	21,694	-523,01	730,52	17,64	0,249	857,2	0,658	
Ундецилбензол	$C_{17}H_{28}$	-37424	49051	170,55	358,741	28,267	26,858	-554,09	738,41	16,6	0,247	917,2	0,7035	
Додецилбензол	$C_{18}H_{30}$	-42354	51050	179,91	380,7	27,721	32,189	-585,028	745,57	15,670	0,245	977,2	0,7482	
Тридецилбензол	$C_{19}H_{32}$	-47285	53051	189,27	402,774	27,437	37,05	-616,375	752,1	14,83	0,243	1037,2	0,7929	
Тетрадецилбензол	$C_{20}H_{34}$	-52216	55049	198,63	424,694	26,8	42,542	-647,171	758,07	14,09	0,242	1097,2	0,837	
1,2-Диметилбензол	C_8H_{10}	4603	29478	83,71	150,840	24,861	-9,890	-247,976	630,33	37,34	0,263	369	0,314	
1,3-Диметилбензол	C_8H_{10}	4152	28848	84,31	153,277	26,735	-11,984	-256,665	617,05	35,36	0,263	374	0,331	
1,4-Диметилбензол	C_8H_{10}	4302	28998	84,31	150,926	21,113	-3,221	-247,239	616,23	35,11	0,26	376	0,331	
Метилциклогексан	C_7H_{14}	-35667	7836	82,33	201,378	57,375	-53,663	-368,684	572,1	34,75	0,269	368	0,233	
Метилциклопентан	C_6H_{12}	-25970	8147	81,20	163,180	45,939	-42,833	-297,932	553,50	40,73	0,273	308	0,217	
Углеводороды других классов														
Нафталин	${}^1C_{10}H_8$	36080	53440	80,22	144,3	-5,066	35,69	-207,8	572,1	34,75	0,269	368	0,233	
1-Метилнафталин	${}^1C_{11}H_{10}$	27930	52030	90,21	167,9	-1,708	34,1	-243	772	35,2	0,25	445	0,334	
Дифенил	${}^1C_{12}H_{10}$	43520	66940	93,85	172,5	-13,25	52,32	-239,1	789	38	0,295	502	0,364	

Класс, название	Формула	Параметры уравнения теплоемкости										Критические параметры				
		$\Delta H_{f298,15}^\circ$	$\Delta G_{f298,15}^\circ$	$S_{298,15}^\circ$	a	$c \cdot 10^{-5}$	$e \cdot 10^{-7}$	$g \cdot 10^{-1}$	T_c	P_c	K_z	V_c	W			
Антрацен	$^{12}\text{C}_n\text{H}_{1,4n-10}$	53700	77782,5	94,6	168,5	-5,917	41,68	-242,7	883	37,6	0,398	534	0,553			
Фенатрен	$^{12}\text{C}_n\text{H}_{1,4n-10}$	48400	72557	94,35	168,5	-5,917	41,68	-242,7	878	37,6	0,398	534	0,563			
Газ-С	^{12}C	171288	160431	37,787	-4,815	-0,7195	0,4701	7,416	12341	4244	0,144	25,5	1,3			
Газы																
Водород	^1H	52103	48585	27,418	4,97	0	0	0	19,6	7,1	0,235	53,2	-0,45			
Газ-Н	$^1\text{H}_2$	0	0	31,233	-21,37	-1,305	0,8025	17,62	33,2	12,8	0,305	65,0	-0,22			

Конденсированные фазы									
Алмаз	^{12}C	682,747	0,565	4,237	0	-2,341	0	0	
Углерод	^{12}C	0	1,372	0,6748	0	0	0	-6625	

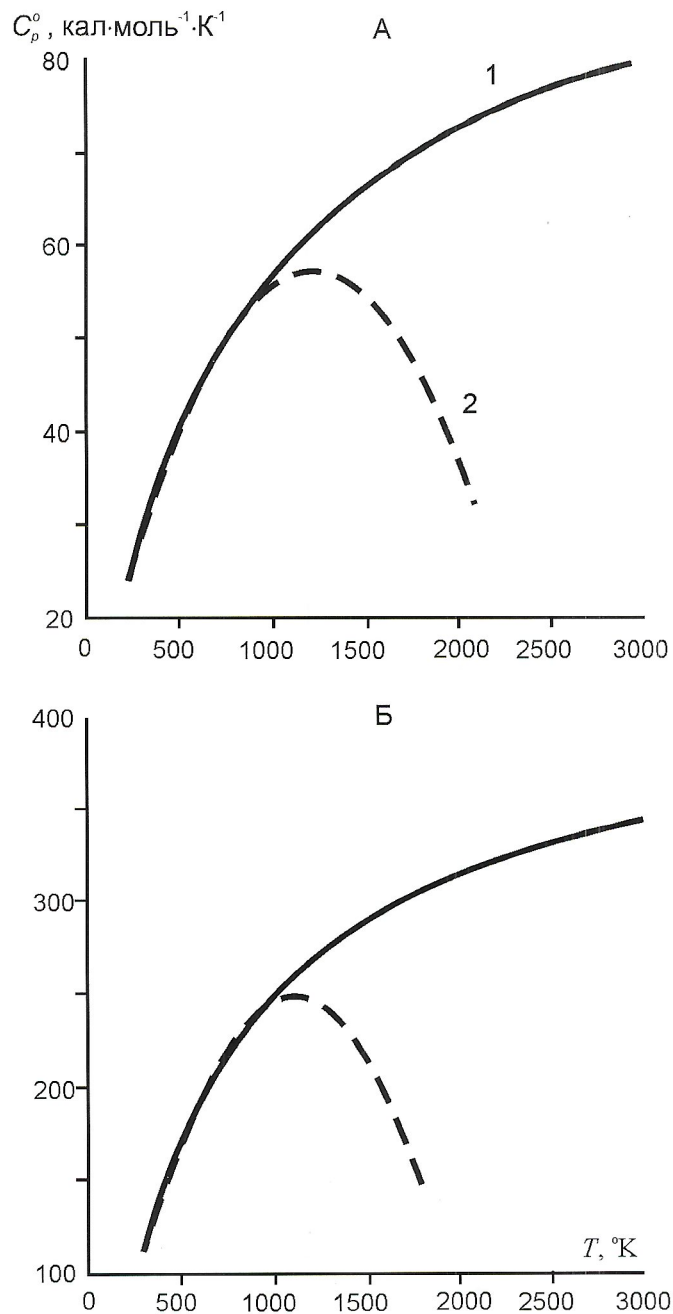


Рис. 1. Молярная теплоемкость (C_p^0) *n*-бутана (А) и *n*-эйкозана (Б) как функция температуры (0,1 МПа):

значения C_p^0 , рассчитанные по уравнению: 1 — Бермана-Брауна, 2 — Майера-Келли

риод полураспада в интервале 170—230°C составляет 220 млн. лет [13, 14]. Этот температурный интервал соответствует глубине 8—12 км, т.е. низам осадочного чехла земной коры. Скорость превращений тяжелых углеводородов в метан и твердый углерод резко возрастает с повышением температуры. В зоне перехода от земной коры к верхней мантии в диапазоне 300—500°C период полураспада измеряется десятками тысяч лет, что делает невозможным длительное существование здесь очагов скопления тяжелых углеводородов. Таким образом, продолжительное (в масштабах геологического времени) сохранение или быстрый распад природных углеводородов кон-

¹ Данные взяты из справочника [12].

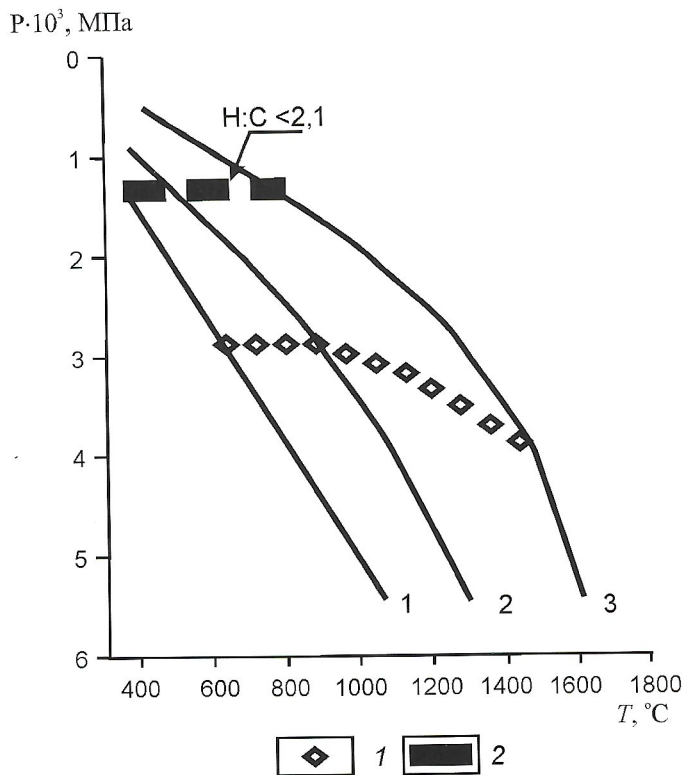


Рис. 2. Зависимость устойчивости тяжелых углеводородов от Н/С в восходящем флюиде и P - T -условий земных недр:

1 — фазовый переход алмаз—графит; 2 — зона перехода тяжелые углеводороды—метан; полоса проведена по изоконцентрате содержания (%) тяжелых углеводородов >50%; геобаротермы: 1 — низкая, 2 — средняя, 3 — высокая

тролируется кинетикой их превращения в термодинамически равновесные вещества: метан с примесью этана, водород и твердый углерод. Опираясь на обобщенные данные геолого-геохимических наблюдений, можно предположить, что переход от полного равновесия к метастабильному существованию углеводородов находится в диапазоне температур 200—300°C. Данное ограничение — эмпирическое.

Второе ограничение (наиболее важное), непосредственно связанное с термодинамической постановкой проблемы. Чтобы рассчитать метастабильное равновесие в системе С—Н, представленной жидкими углеводородами, методом минимизации свободной энергии в диапазоне температур 70—300°C, необходимо исключить из списка компонентов потенциально возможных в равновесии все газы и твердый углерод. Такое *феноменологическое ограничение* основано на предположении, что стабильность жидких углеводородов в осадочном чехле Земной коры управляется их метастабильным частичным внутрифазовым равновесием без образования газовой фазы и остаточного твердого углерода.

Об этой важной особенности систем, находящихся в метастабильном равновесии, следует сказать более подробно. В естественных условиях залежи жидких углеводородов генерируют газ и коксоподобные вещества. Однако наложенные ограничения, выраженные в изменении структуры модели, не приводят к потере полноты термодинамического описания, свойственного равновесным системам,

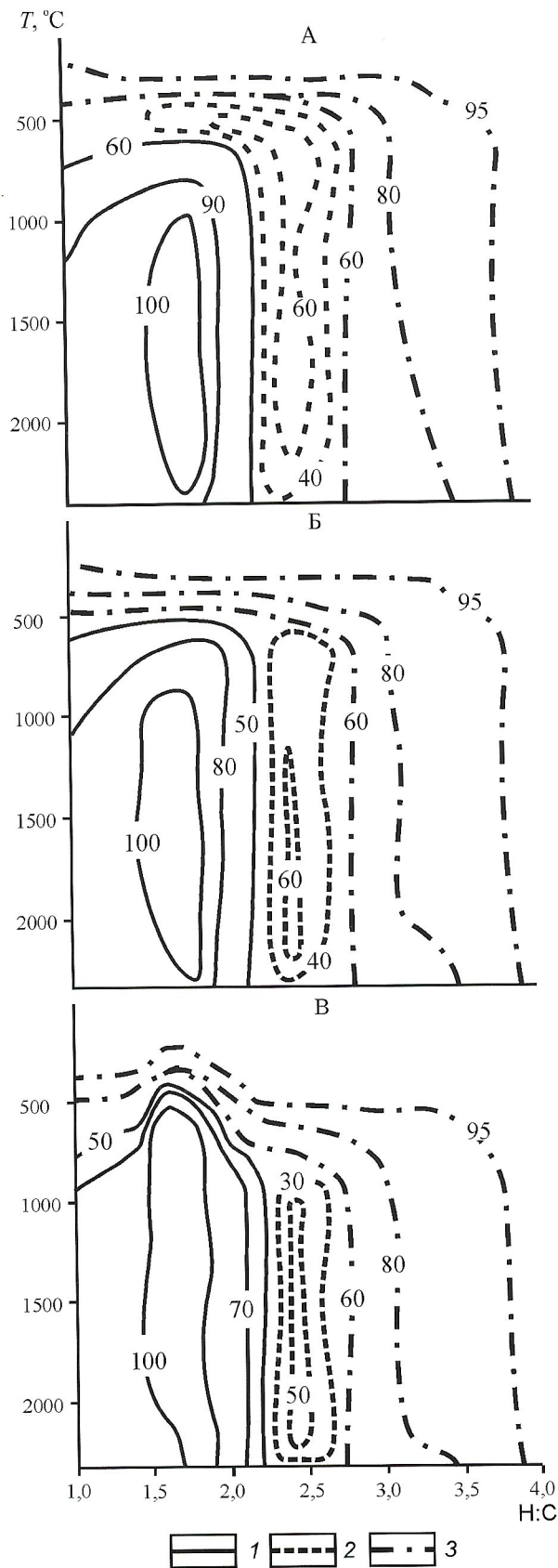


Рис. 3. Изменение компонентного состава углеводородного флюида в зависимости от P - T -условий и Н/С в исходном составе:

геобаротерма: А — низкая, Б — средняя, В — высокая; углеводороды: 1 — тяжелые (C_{20} — C_{40}), 2 — средние (C_6 — C_{19}), 3 — легкие (C_1 — C_5)

так как количества образующихся газов и твердых углеводородов несопоставимы ни с массой системы в целом, ни с их содержанием в полном равновесии.

Концепция метастабильной устойчивости углеводородов в P - T -условиях осадочного чехла земной коры и предположение авторов о внутрифазовом равновесии могут рассматриваться как практическое приложение метода минимизации свободной энергии к моделированию процессов преобразования жидких углеводородов в осадочных породах. Наглядное представление об эволюции фазового состава природной углеводородной системы, P - T -условия существования которой изменяются по средней геобаротерме, дает рис. 4. Диаграмма объединяет три области: поле метастабильного внутрифазового равновесия, где возможно существование жидких углеводородов, и расположенные в пределах полного термодинамического равновесия, области устойчивого существования ассоциации метан+графит, и тяжелые углеводороды (см. рис. 4).

Чтобы оценивать влияние возможных ошибок исходных термодинамических данных на результаты моделирования, мы использовали специальную процедуру анализа результатов расчетов на основе применения аппарата принятия решений в условиях неопределенности [8]. Неопределенность задавалась как интервалы возможных значений ΔG°_{f298} .

Общее число решений равно числу сканирующих точек. Каждая точка определяет одно сочетание входных параметров, которому соответствует одно детерминированное решение. Использование алгоритма Б.И.Белова гарантирует равномерное распределение точек сканирования в многомерном гиперкубе, представляющем область неопределенности [9]. Предпочтительный вариант решения выбирается на основе платежной матрицы, в которой эффективность каждого варианта определяется по всем отобраным сочетаниям исходной информации. Это обеспе-

чивает корректное сопоставление конкурирующих решений. Критериальная функция оценочной матрицы — абсолютная величина разницы между экстремальными значениями прямого и двойственного решений каждого варианта в одной задаче. Выбор предпочтительных вариантов производится путем характерных оценок вариантов из «платежной» матрицы с помощью теории игр [33] по критерию Лапласа — наименьшее среднее.

Для демонстрации применимости метода принятия решений к моделированию в условиях неопределенности и оценки устойчивости полученных решений, воспользуемся, например, термодинамически равновесным составом системы $C-H$, рассчитанным при $T=500^{\circ}C$, $P=1,4 \cdot 10^3$ МПа. Исследуем влияние недетерминированных входных значений ΔG°_{f298} на равновесный состав системы. Погрешность изменялась от 2 до 30%. Этот диапазон полностью перекрывает возможные ошибки в ΔG°_{f298} , связанные с изменением изобарно-изотермического потенциала по температуре и давлению, а также ошибками, вызванными выбором модели смешения компонентов газовой фазы. Входные параметры графита и алмаза принимались как детерминированные значения.

В результате применения метода принятия решения независимо от величины погрешности ΔG°_{f298} , получена одна доминирующая группа фаз (флюид+графит). Тем не менее, равновесный состав флюида обнаруживает значительные вариации, определяющиеся величиной ошибки ΔG°_{f298} . Рассмотрим на примере шести зависимых компонентов (три легких — CH_4 , C_2H_6 , C_3H_8 и три тяжелых — $C_{20}H_{42}$, $C_{21}H_{44}$, $C_{22}H_{46}$ алкана), описывающих до 95% состава флюида, основные закономерности изменения их содержания в зависимости от величины неопределенности входной термодинамической информации. Как видно из табл. 2, среднеарифметические содержания зависимых компонентов остаются близкими к детерминированному решению, когда ошибки всех $\Delta G^{\circ}_{f298,15}$ на входе не превышают 5%. Если погрешность входных данных превышает 20%, то применение обычной статистической обработки приводит к недопустимому отклонению от детерминированного решения. И все же метод принятия решения даже в условиях большой неопределенности во входных ΔG°_{f298} (до 30%) позволяет свести риск появления ошибочных результатов к минимуму (см. табл. 2).

В заключение следует отметить, что именно расширение списка потенциально возможных в полном и метастабильном равновесии углеводородов в рамках системы $C-H$ позволило с достаточным приближением понять и объяснить феномен равновесного и метастабильного существования тяжелых углеводородов в земной коре и верхней мантии. Выделены две зоны возможного существования тяжелых углеводородов. Верхняя (в осадочном чехле) — метастабильное внутрифазовое равновесие жидких углеводородов, нижняя (в верхней мантии) — термодинамическое равновесие — существование флюида с тяжелыми углеводородами. Эти две зоны разделены областью термодинамического равновесия метана с примесью его ближайших гомологов+графит. Результаты моделирования согласуются с общей картиной эмпирических данных о характере распределения трех важнейших классов нефтей — алканы, циклоалканы и арены. В нижней зоне термодинамического равновесия содержания алканов упорядочиваются с четко выраженными максимумами алканов в

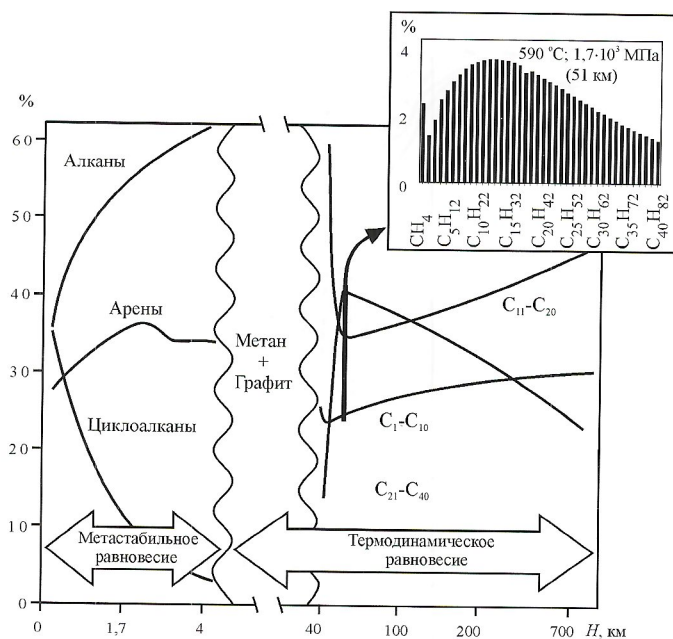


Рис. 4. Преобразование углеводородов в системе $C-H$ в равновесном $H/C=2,05$ и метастабильном $H/C=1,82$ состоянии:

врезка — равновесное распределение алканов C_1-C_{40} (51 км $590^{\circ}C$, $1,7 \cdot 10^3$ МПа)

2. Содержания зависимых компонентов (в %), рассчитанные на основе всех точек сканирования в многомерном гиперкубе, представляющем область неопределенности

n (Q)	Погрешность решения, %	Компоненты			
		CH ₄	C ₂ H ₆	C ₂₁ H ₄₄	C ₂₂ H ₄₆
101	2				
	Детерминированное	0	0	3,42	96,46
	Среднее	0	0	3,59	96,27
	Лаплас	0	0	3,42	96,46
	5				
	Среднее	8,51	1,51	1,51	83,9
	Лаплас	0	0	3,42	96,46
	10				
	Среднее	25,45	3,27	6,429	61,68
	Лаплас	0	0	3,42	96,46
	20				
	Среднее	34,87	2,98	12,74	46,73
	Лаплас	0	0	3,42	96,46
	30				
	Среднее	38,9	2,4	16,473	37,97
	Лаплас	0	0	3,42	96,46
251	2				
	Детерминированное	0	0	3,42	96,46
	Среднее	0	0	3,64	96,23
	Лаплас	0	0	3,42	96,46
	5				
	Среднее	9,6	1,2	4,27	82,83
	Лаплас	0	0	3,42	96,46
	10				
	Среднее	24,48	3,03	7,07	62,43
	Лаплас	0	0	3,42	96,46
	20				
	Среднее	35,17	2,73	13,35	45,92
	Лаплас	0	0	3,42	96,46
	30				
	Среднее	41,11	1,39	16,46	37,58
	Лаплас	0	0	3,42	96,46

пределах C₁₂—C₂₅ в зависимости от T, P и H/C. Термодинамическое исследование системы C—H подтвердило главный научный результат — молекулярная масса термодинамически равновесных углеводородов в верхней мантии растет с глубиной. Этот вывод в настоящее время не может игнорироваться в исследованиях флюидного режима земной коры и верхней мантии.

Работа поддержана грантами: РФФИ 03-05-65188 и Интеграционный проект СО РАН № 66.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Булин Н.К., Наливкин В.Д. Связь размещения крупных углеводородных скоплений с напряженным состоянием земной коры // Докл. РАН. 1999. Т. 369. № 4. С. 494—497.
2. Булин Н.К., Щеглов А.Д., Егоркин А.В., Солодилов Л.Н. Новые сейсмические метки литосферы районов размещения крупных углеводородных скоплений // Докл. РАН. 1999. Т. 364. № 6. С. 792—795.
3. Воронцова О.В., Зубков В.С. Расчет основных термодинамических свойств для систем C—H—O, Ar, N₂ в P-T-условиях земной коры и верхней мантии // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 10. С. 1407—1413.
4. Зубков В.С. К вопросу о составе и формах нахождения флюида системы C—H—N—O—S в P-T-условиях верхней мантии // Геохимия. 2001. Т. 39. № 2. С. 131—145.
5. Капченко Л.Н. Способ определения химического состава остаточной воды нефтегазоносных пластов: Пат. 1702795 Россия, МКИ⁶ G01 V 9/00. № 4408628/25. Заявлено 11.4.88; опубликовано 27.5.95. Бюл. № 15 // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1995. № 6. С. 93.
6. Карпов И.К., Зубков В.С., Бычинский В.А., Артименко М.В. Детонация в мантийных потоках тяжелых углеводородов // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 6. С. 62—70.
7. Карпов И.К., Зубков В.С., Степанов А.Н., Бычинский В.А. Римейк термодинамической модели системы C—H Э.Б.Чекалюка // Докл. РАН. 1998. Т. 358. № 2. С. 222—225.
8. Карпов И.К., Чудненко К.В., Артименко М.В. и др. Термодинамическое моделирование геологических систем методом выпуклого программирования в условиях неопределенности // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 7. С. 971—988.
9. Карпов И.К., Чудненко К.В., Кулик Д.А. и др. Минимизация энергии Гиббса в геохимических системах методом выпуклого программирования // Геохимия. 2001. Т. 39. № 11. С. 1—13.
10. Карпов И.К., Зубков В.С., Степанов А.Н. и др. Термодинамический критерий метастабильного состояния углеводородов в земной коре и верхней мантии // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 11. С. 1518—1528.
11. Петерсилье И.А. Органическое вещество в изверженных и метаморфических горных породах / Химия земной коры. Т. 1. —М.: АН СССР, 1963. С. 48—62.
12. Стал Д., Вестрам Э., Зинке Г. Химическая термодинамика органических соединений. —М.: Мир, 1981.
13. Федоров И.И., Чепуров А.И., Осоргин Н.Ю. и др. Моделирование компонентного состава флюида C—O—H в равновесии с графитом и алмазом при высоких температурах и давлениях // Геология и геофизика. 1992. № 4. С. 72—79.
14. Хант Дж. М. Геохимия и геология нефти. —М.: Мир, 1982.
15. Чекалюк Э.Б. Нефть верхней мантии Земли. —Киев: Наукова Думка, 1967.
16. Чекалюк Э.Б. Термическая устойчивость углеводородных систем в геотермодинамических условиях / Дегазация земли и геотектоника. —М.: Наука, 1980. С. 271—272.
17. Abrajano T. A., Sturchio N.C., Kennedy B.M. et al. Geochemistry of reduced gas related of serpentinization of the Zambales ophiolite, Philippines // Appl. Geochem. 1990. Vol. 5. P. 625—630.
18. Barker C. Calculated volume and pressure changes during the thermal cracking of oil to gas in reservoirs // The American Association of Petroleum Geologists Bulletin. 1990. Vol. 74. № 8. P. 1254—1261.
19. Barker C., Takach N.E. Prediction of Natural gas composition in ultradeep sandstone reservoirs // The American Association

- of Petroleum Geologists Bulletin. 1992. Vol. 76. № 12. P. 1859—1873.
20. *Berman R.G., Brown T.N.* Heat capacity of minerals in the system $\text{Na}_2\text{O}—\text{K}_2\text{O}—\text{CaO}—\text{MgO}—\text{FeO}—\text{Fe}_2\text{O}_3—\text{Al}_2\text{O}_3—\text{SiO}_2—\text{TiO}_2—\text{H}_2\text{O}—\text{CO}_2$: representation, estimation, and high temperature extrapolation // *Contr. Mineral. Petrol.* 1985. V. 89. № 1. P. 168—183.
 21. *Braun R.L. and Bumham A.K.* PMOD: a flexible model of oil and gas generation, cracking, and expulsion // *Org. Geochem.* 1992. № 19. P. 161—172.
 22. *Braun R.L., Bumham A.K.* Mathematical model of oil generation, degradation and expulsion // *Energy and Fuels.* 1990. № 4. P. 132—146.
 23. *Chemical properties handbook: physical, thermodynamic, environmental, transport, safety, and health related properties for organic and inorganic chemicals* / Yaws C.L. (ed.). New York—Toronto, McGRAW-HILL, 1999.
 24. *Chudnenko K.V., Karpov I.K., Bychinski V.A.* et al. Proceedings of the 8th International Symposium on Water-Rock Interaction — WRI-8 (Vladivostok, Russia, 15—19 August 1995). (A.A.Balkema / Rotterdam/Brookfield, 1995). P. 725—727.
 25. *French B.M.* Some geological implications of equilibrium between graphite and C-H-O gas phase at high temperatures and pressures // *Rev. Geophys.* 1966. Vol. 4. № 2. P. 223—253.
 26. *Helgeson H.C., Knox A.M., Owens C.E., Shock E.L.* Petroleum, oil field waters, and authigenic mineral assemblages: are they in metastable equilibrium in hydrocarbon reservoirs? // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1993. Vol. 57. № 14. P. 3295—3339.
 27. *Helgeson H.C., Owens C.E., Knox A.M.* et al. Calculation of the standard molal thermodynamic properties of crystalline, liquid, and gas organic molecules at high temperatures and pressures // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1998. Vol. 62. № 6. P. 985—1081.
 28. *Karpov I.K., Chudnenko K.V., Kulik D.A.* Modeling chemical mass transfer in geochemical processes: thermodynamic relations, conditions of equilibria, and numerical algorithms // *American Journal of Science.* 1997. Vol. 297. № 9. P. 767—806.
 29. *Karpov I.K., Chudnenko K.V., Kulik D.A.* et al. The convex programming minimization of five thermodynamic potentials other than Gibbs energy in geochemical modeling // *American Journal of Science.* 2002. Vol. 302. № 4. P. 281—311.
 30. *Kenney J.F., Kutcherov V.G., Bendeliani N.A., Alekseev V.A.* The evolution of multicomponent systems at high pressure: The genesis of hydrocarbons and the origin of petroleum // *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.* 2002. Vol. 99. № 17. P. 1097—1098.
 31. *Kenney J.F., Shnyukov A.Ye., Krayushkin V.A., Karpov I.K., Kutcherov V.G., Plotnikova I.N.* Dismissal of the «biological-connection» claims // *Energia.* 2001. Anno XXII. № 3. P. 26—34.
 32. *Lee B.I., Kesler M.G.* Generalized thermodynamic correlation based on three-parameter corresponding // *American Institute of Chemical Engineers Journal.* 1975. Vol. 21. P. 510—527.
 33. *Lucas W.F.* Game Theory / Holzman A.G. (ed.) Mathematical programming for operations researches and computer scientists, (New York, Marcel Dekker). 1981. P. 71—100.
 34. *Planche H.* Finite time thermodynamics and the quasi-stability of closed-systems of natural hydrocarbon mixtures // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1996. Vol. 60. № 22. P. 4447—4465.
 35. *Price L.C., E. DiWitt.* Evidence and characteristics of hydrolytic disproportionation of organic matter during metasomatic processes // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2001. Vol. 65. № 21. P. 3791—3826.
 36. *Saxena S.K., Fei Y.* Fluid mixtures in the C—H—O system at high pressure and temperature // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1988. Vol. 52. № 2. P. 505—512.
 37. *Shi P., Saxena S.K.* The thermodynamic modeling of the C-H-O-S fluid system // *American Mineralogist.* 1992. V. 77. P. 1038—1049.
 38. *Sugisaki R., Mimura K.* Mantle hydrocarbons: Abiotic or biotic? // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1994. Vol. 58. № 11. P. 2527—2542.
 39. *Sweeney J.J., Braun R.L., Burnham A.K., Talukdar S., Vallejos C.* Chemical kinetic model of hydrocarbon generation, expulsion, and destruction applied to the Maracaibo basin, Venezuela // *AAPG Bulletin.* 1995. Vol. 79. P. 1515—1532.
 40. *Takach N.E., Barker C., Kemp M.K.* Stability of Natural gas in the deep subsurface: thermodynamic calculation of equilibrium compositions // *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin.* 1987. Vol. 71. № 3. P. 322—333.
 41. *Tissot B.P., Pelet R., Ungerer Ph.* Thermal history of sedimentary basins, maturation indices, and kinetics of oil and gas generation // *AAPG Bulletin.* 1987. Vol. 71. P. 1445—1466.

Поиск на стыке геологии и космологии

Исполнилось 100 лет со дня рождения Ивана Михайловича Сухова — одного из пионеров геологии Молдавии, непосредственного организатора школы молдавских геологов, автора концепции вихревой сущности гравитации и связи с ней геологических процессов, а также предложения об организации института по координации исследований между геологическими и космическими процессами. В настоящее время, когда фундаментальное значение системного исследования связи Земли с космосом для существенного повышения качества прогностической методологии всех естественных наук стало очевидным, его выдающийся вклад в науку не может оставаться невостребованным.

Опираясь на собственное оригинальное понимание сути и роли гравитации в эволюции Земли, И.М.Сухов предложил хронометрическую модель взаимосвязанного развития экзогенных (осадконакопление, трансгрессии и регрессии, эволюция фауны и флоры) и эндогенных (тектонические дислокации, магматизм, метаморфизм) геологических процессов как отражение процессов, протекающих в космосе и истории Солнечной системы. По мнению И.М.Сухова, для этой цели не приемлемы ни классическая ньютоновская модель тяготения, ни теория гравитации, основанная на теории относительности и квантовой механики, поэтому он предложил свою оригинальную гипотезу вихревого движения космической «плазмы», состоящей из «...частиц типа всепроникающих нейтрино», как бы возродив забытую и отвергнутую концепцию эфира. И.М.Сухов также предложил галактическую модель геохронологии и прогностический сценарий взаимосвязанного развития абиогенного и биогенного вещества, выбор модели которого в свете эмпирических знаний объективно многовариантен. Предложенная И.М.Суховым модель была отвергнута оппонентами как со стороны физики и астрономии, так и со стороны геологии. В условиях второй половины XX столетия, когда И.М.Сухов завершил исследование, начатое им еще в 1929 г., и приступил к апробации полученных результатов, он не смог опубликовать свой труд, так как в 1949 г. в разгар борьбы с проявлениями космополитизма в науке ученый был обвинен в механицизме и уволен со всех должностей. Потребовались два десятилетия дальнейшего совершенствования знаний и изменения подхода к оценке научной мысли, чтобы полученные И.М.Суховым результаты стали доступными. И только в 1994 г., спустя 16 лет после кончины Ивана Михайловича Сухова, его книга под названием «Гравитация и геологические процессы», над которой автор трудился почти 50 лет, была опубликована в «Очерках по истории геологических знаний»*.

Это важное событие стало возможным благодаря настойчивости, активности и авторитету К.Д.Беляева — одного из самых выдающихся учеников И.М.Сухова, под-

держке и помощи Ю.Я.Соловьева и Н.В.Межеловского, редактировавших книгу, и положительным отзывам академиков Российской академии наук Е.Е.Милановского и Д.В.Рундквиста.

Космогоническое осмысление земных процессов, интенсивно развивающееся в последние два десятилетия, протекает в соответствии с концептуальными разработками И.М.Сухова. В физических и космологических концепциях последних десятилетий также нетрудно усмотреть идеи, созвучные тем, которыми руководствовался Иван Михайлович. Пусть последние идеи «не доказанная», но «талантливая догадка», как это справедливо констатировала редакционная коллегия в предисловии к изданию «Гравитация и геологические процессы» (с. 11), но их правомерность сейчас очевидна. Не сказывается ли здесь укоренившаяся в науке тенденция цитирования лишь продвинутых идей и их авторов? Если это так, то научный опыт И.М.Сухова — поучительный пример для поиска ответа на вопрос о сущности опережения и пути преодоления препятствий в поисках качественно новых, недоказуемых, но правомерных в свете знаний на данный момент мировоззренческих моделей. Почему и как возникают несвоевременные идеи в науке, и какова их роль? Можно ли объективно оценить принципиально новые идеи в рамках установившихся парадигм? Как должна строиться научная система оценки таких идей, чтобы не только не тормозить, но максимально содействовать выходу на новые технологии и тактические приемы научного поиска и, что, возможно, важнее всего, не препятствовать энтузиастам идти по неизведанному пути совершенствования знаний?

И.М.Сухов родился в семье рабочего в г.Измаил Одесской области. Окончив горное отделение Политехнического института в г.Тимишоара (Румыния) в 1930 г., И.М.Сухов активно изучал обнаруженные им еще в 1929 г. вблизи с.Чимишлия захоронения миоценовой фауны позвоночных. Результаты изучения этой находки Иван Михайлович доложил в 1933 г. на конгрессе инженеров-выпускников Тимишоарского политехнического института. Вскоре его пригласили в институт на должность ассистента, где он преподавал до 1938 г. В этом же году И.М.Сухов перешел на работу в качестве начальника сначала геологоразведочной партии, а потом золотого рудника Бая-Маре в Карпатах. В 1940 г. И.М.Сухов переезжает с семьей в Кишинев и работает геологом-консультантом в Госплане Молдавской ССР и заведующим кафедрой геодезии в Сельскохозяйственном институте Молдавии. В 1941 г. Кишиневский Сельскохозяйственный институт передислоцируется в г.Балашов, и И.М.Сухов назначается главным инженером никелевого завода в г.Верхний Уфалей (Челябинская область). Здесь он увлекается вопросами тектоники и генези-

*Научное наследие И.М.Сухова. Гравитация и геологические процессы. Очерки по истории геологических знаний. Вып. 29. — С-Пб., 1994. 153 с. (Государственный геологический музей им. В.И.Вернадского. Центр «Геолкарт», МАНПО).

са никелевых руд, устанавливает регулярную переписку с академиком В.А.Обручевым. В 1944 г. его переводят в Москву и он становится заместителем Госплана Молдавской ССР, а в 1945 г. после освобождения Молдавии И.М.Сухов возвращается в Кишинев и начинает преподавать в Педагогическом институте, где создает геологический кабинет. С 1946 г. возглавляет вновь созданный отдел геологии молдавской базы Академии наук СССР и становится первым деканом геологического факультета в открывшемся Кишиневском государственном университете, где в процессе работы над созданием курса лекций по общей и исторической геологии у него созревает идея гравитационных потоков. Полученные им результаты вызвали негодующую критику оппонентов, что вскоре привело к обвинению в механицизме и увольнению его в 1949 г. со всех должностей.

С этого времени И.М.Сухов возвращается к работе над вопросами тектоники, но уже в их связи с катастрофическими явлениями применительно к конкретным специфическим условиям Молдавии, подверженной землетрясениям, быстрому развитию на обширных площадях овражной системы, частому проявлению оползневых, селевых процессов и наводнениям, вызванным периодическими разливами рек Днестр и Прут. Итог этой кропотливой многоаспектной работы, вылившейся в создание методики сейсмического районирования, уточнения балльности землетрясений Кишинева и разработку общей основы блоковой тектоники Бессарабии, в 1969 г. он представил в качестве диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук.

В процессе работы в Институте геологии и полезных ископаемых, а затем в отделе географии АН Молдавской ССР (1946—1967) И.М.Сухов собрал, систематизировал и обобщил данные по известным на территории Молдавии геологическим и палеонтологическим памятникам. Проведя их сравнительный анализ, он выделил геологические объекты — заповедники, подлежащие охране. По его инициативе и при непосредственном участии был создан музей-памятник — первый объект такого рода на территории бывшего СССР.

И.М.Сухов открыл месторождение флоры и фауны Карпов Яр, изучил ископаемые следы медузоидов на р.Немия (приток р.Днестр) — одно из важнейших местонахождений эдиакарской фауны на территории Украины. Вклад Ивана Михайловича Сухова в геологическое изучение Молдовы отмечен в уникальном 52-томном справочно-информационном издании «Геологическая изученность СССР» (т. 44, Молдавская ССР).

В начале 1971 г. в докладной записке президиуму АН Молдавской ССР И.М.Сухов сообщил о завершении им предварительной работы о новой сущности гравитации. Вскоре его разработки были рассмотрены на физическом семинаре в Институте прикладной физики АН Молдавской ССР. Семинар отметил «наличие некоторых оснований для дальнейшей разработки гипотезы». Несколько позже в том же году И.М.Сухов представил свою работу в Москве, и она рассматривалась в Геологическом институте АН, Институте эволюционной морфологии и экологии животных АН СССР, Астрономической обсерватории при МГУ, Комплексе гравитации комитета и стандартов. Согласно оценке автора, нельзя сказать, что проделанная работа получила широкое признание, однако П.А.Коржуев и К.П.Станюкевич отнеслись к выдвинутым идеям благожелательно.

В 1973 г. И.М.Сухов сделал доклад о новой концепции гравитации на ученом совете Института геофизики и в Институте геологических наук АН УССР. В 1974 г. он пред-

ставил результаты своих изысканий в Ленинграде на совместном заседании научно-технического общества «Горное», ВСЕГЕИ и Научно-исследовательского института геологии Арктики (НИИГА), а также на семинарах Тематической комплексной экспедиции Северо-западного производственного геологического объединения и на Ленинградском отделении Всесоюзного географического общества. Автор особенно подчеркивал актуальность и важность новой теории гравитации для прогнозирования и глубинных поисков полезных ископаемых и ее фундаментальное значение для всего естествознания. В целом, правомерность такой оценки и возможность публикации выполненной работы не отвергались. Однако суть работы оценивалась крайне осторожно, с неизменным указанием на недостаточную достоверность основополагающих выводов и целесообразность принципиальных изменений ключевых построений. Принимать их означало бы отказ от концептуальных основ выполненной работы, с чем автор согласиться не мог.

В 1976 г. И.М.Сухов вышел на заслуженный отдых и посвятил себя завершению книги, которую он озаглавил «Сущность тяготения как устремление к центрам гравитационных потоков и следствия, вытекающие из этого положения». Как можно понять из названия данной книги, И.М.Сухов считал главным итогом своей работы над концепцией о связи геологических процессов с космическими явлениями не столько созданную им галактическую модель геохронологии, сколько выход на новую понимание гравитации.

Должное восприятие сущности работы И.М.Сухова, возможно, осложняла ее конструкция. Геологические следствия связи Земли с космосом рассматриваются не как предопределяющие поиск новой концепции гравитации, что в данном случае было бы методически более правомерно. Они как бы выводятся из астрономии. Таким образом, ключевыми становятся не фактические геологические знания, а непринятая гипотеза о новой сущности гравитации.

В первой главе опубликованной книги анализируются данные, оценка которых требует основательных знаний сущности соответствующих проблем физики и астрономии, что для большинства геологов создает труднопреодолимую преграду. При этом, в отличие от общепринятого в геологии подхода, он не принимает существующую геологическую модель как безусловную, а предлагает читателю проанализировать ее вместе с ним и убедиться в правомерности допущения иного варианта, лучше и полнее отвечающего данным геологии. Для понимания же причинно-следственных закономерностей овеществления геологических процессов в реальных геологических структурно-вещественных телах и заключенных в них остатков фауны и флоры, анализируемых в трех последующих главах 2, 3 и 4, необходимо основательное знание проблем геологии и достаточность данных для их решения. Отсюда неизбежен субъективизм в оценке решений, нацеленных на стык таких фундаментальных наук как космология и геология. Основной вопрос, как подчеркнул В.Гинзбург (1967), применительно к космологии, безусловно, также справедливый и в отношении геологии, и тем более в применении к их стыковке — выбор модели и хотя бы качественное понимание эволюции вещества — остается открытым. Предпочтение того или иного варианта модельных построений объективно многовариантно, поскольку отражает недостаток знаний в тот или иной момент времени независимо от того, индивидуальны эти знания или общеприняты.

И.М.Сухов, начав с поисков причин, вызывающих пульсацию Земли, выраженную в регрессии и трансгрессии морей, биотических кризисах и орогенических катастрофах, пришел к предположению, «что наша планета подвергается

ся давлению галактической среды, действующей на нее извне со всех сторон, создавая своеобразное завихрение силовых линий к центру Земли, и в космосе вызывает не *притяжение*, а *приталкивание* (курс. В.Н.) любых материальных тел примерно по направлению земного радиуса, обуславливая этим явление силы тяжести» (с. 15) и «...то, что называлось притяжением, оказывается взаимоотношениями стационарных *интерференционных волн*, образованных движущимися потоками типа нейтрино, вызывающим тяготение, *гравитацию*» (с. 51, курс. В.Н.). Главное геологическое следствие такого заключения сводится к тому, что при уменьшении силы тяжести проявляется тенденция к расширению Земли, углублению впадин в акватории океана и осушению континентов, а при увеличении — происходит сжатие, уменьшение емкости океанических бассейнов и трансгрессии излишков воды на сушу. Предвестником такого объяснения пульсации Земли «следует считать Рене Декарта, впервые выдвинувшего концепцию мирового эфира» (с. 16). Далее автор подчеркивает, что «...в замене понятия *падение* понятием *приталкивание* таится заряд взрыва в геологии, палеонтологии, биологии, не говоря уже о философии. Логичный ход событий — декартовский принцип *ясных и отчетливых идей*, отражающийся на современном знании о природе» (с. 69). В 1948 г., когда эта концепция впервые была оглашена на ученом совете Кишиневского государственного университета, состояние геологических и космологических знаний было таково, что ее восприятие объективно было невозможно.

Анализируя геологические процессы в свете допущения новой сущности гравитации, И.М.Сухов обращается к данным астрономии, отдавая предпочтение той их интерпретации, согласно которой «полный оборот Земли вокруг ядра Галактики совершается в течение 190—200 млн.лет», и находит «что *почти* столько же продолжается и геологическая эра» (с. 71). Исходя из такого понимания и опираясь на известные тогда эмпирические данные изотопной геохронологии о времени проявления важнейших геологических событий в астрономических годах абсолютного времени, И.М.Сухов разрабатывает хронометрический календарь — *геокалендулу*, которой описывает длительность экзогенных и эндогенных геологических процессов 4665 млн.лет (мантийной, по автору) истории Земли. «Всего на протяжении известной нам части мантийной истории Земли, — подытоживает он, — насчитывается 18 полных эр продолжительностью по 200 млн. лет и одна неполная (кайнозойская эра), насчитывающая пока 65 млн.лет. В свою очередь каждая эра делится на периоды, насчитывающие в первом полугодии два тринарных и во втором полугодии один бинарный». Автор полагает, что «...сейчас, благодаря новому пониманию сущности тяготения, получил закономерную, строго охарактеризованную структуру» и докембрий. «Теперь, — констатирует И.М.Сухов, — остается только более точно определить абсолютный возраст *осадка* (выделено В.Н.) или его характерную, судя по типу, регрессивную, трансгрессивную или фоновую генетическую (по тектонике) характеристику, чтобы он нашел свое место в геокаленде...» (с. 128). Разве не видно из всего этого, что И.М.Сухов нащупал тот путь, по которому сейчас, в сущности, идет развитие как методологии геологического поиска, опирающейся, с одной стороны, на историко-геологическую (стратиграфическую) хронологию, с другой, — на цифры и меру, обеспечиваемые изотопной геохронологией и космохимией, так и общей теории Земли? Ключевым здесь является, конечно, не сама предложенная им модель, а использованный системный подход к ее созданию, учитывающий все данные, позволяющие су-

дить о процессах и событиях эволюции Земли и ее космического окружения.

В сравнительном плане весьма показательна созданная И.М.Суховым в 1973 г. таблица «Продолжительность геологических периодов, эпох, промежутков между орогенами» (с. 105). При желании несложно убедиться в том, что предполагаемые им цифры возраста границ реальных (проверяемых) историко-геологических рубежей вполне удовлетворительно согласуются с данными, предлагаемыми разными исследователями в наше время. Не справедливо ли было бы отдать должное исследованиям И.М.Сухова спустя 26 лет после его кончины с такой же благодарностью, с какой бескомпромиссностью они отвергались при жизни? Речь идет, естественно, не о канонизации самих конкретных хронологических мер, принятых И.М.Суховым, а об их сущности и методологии их получения.

Принципиально важно то, что каждая предложенная им рубежная мера возраста привязана к конкретной историко-геологической границе, обосновывается эмпирически теми данными как биохронологии, так и изотопной геохронологии, что обеспечивает дальнейшее совершенствование знаний сущности и уточнение как временных мер историко-геологических реперов, так и понимания генетической природы исследованной изотопно-геохимической системы и фиксируемых ею событий. Системный подход к исследованию геологических процессов вскрывает роль геологии в углублении знаний закономерностей течения времени, изменения пространства и энергии и закономерностей взаимосвязанного развития абиогенного и биогенного вещества на протяжении всей истории Солнечной системы. Все это пока доступно только геологии.

Сейчас, когда освоение космического пространства наряду с решением мировоззренческих и общеполитических задач приобретает все более очевидную, безусловно, реальную практическую нацеленность, геология может способствовать и должна быть максимально привлечена к решению важных космологических вопросов несопоставимо меньшими средствами, чем планетология. Поэтому задача «организации института по координации исследований между геологическими и космическими процессами», выдвинутая И.М.Суховым более 30 лет назад, остается не только актуальной, но и важнейшей в поиске выхода естественных наук на качественно новые технологии и тактику научного обеспечения жизненно важных проблем будущего биосферы и человечества.

И.М.Сухов был не только превосходным учителем, но и великолепным воспитателем. Студенты его уважали и любили, хотя он был строг и всегда добивался неукоснительной дисциплины. В биографии И.М.Сухова, помещенной в издании «Гравитация...», очень точно сказано: «Иван Михайлович воспитывал в молодежи преданность науке, романтизм и подвижничество, учил видеть в застывшем камне динамику геологических процессов, не уставал повторять: «Не записанное не наблюдалось». Страсть к поиску причинно-следственных связей сохранилась у его многочисленных последователей и учеников» (с. 8).

Можно настоятельно рекомендовать всем, кто занят разработкой проблем общей геологии и планетологии, учесть монографию И.М.Сухова «Гравитация и геологические процессы» не только как исторический факт поиска на стыке геологии и космологии, но и как пример для подражания в поиске научных истин. В таком аспекте научное наследие Ивана Михайловича Сухова представляет интерес для всех тех, кто интересуется фундаментальными проблемами естествознания и резонирующими связями научных идей.

Геоконсервация как метод сохранения геологического наследия России

Д.А.РУБАН (Ростовский государственный университет)

Сохранение геологического наследия — актуальная задача для России, так как на ее территории сосредоточено огромное количество уникальных геологических объектов [3, 6], которые являются таким же национальным достоянием, как и историко-культурные памятники, а потому нуждаются в охране. В настоящее время в нашей стране программы по сохранению геологического наследия координируются Всероссийским научно-исследовательским геологическим институтом (ВСЕГЕИ) [5].

Геологическая среда — это совокупность всех развивающихся геологических тел [2], один из важнейших компонентов окружающей природной среды, а потому подлежит охране от прямого или косвенного негативного внешнего воздействия. В зависимости от конечной цели охрану геологической среды можно вести в трех направлениях: 1) речь идет о защите невосполняемых природных ресурсов, необходимых для хозяйственной деятельности, от истощения; 2) нельзя допускать такого воздействия на геологическую среду, которое в итоге негативно отразится на жизнедеятельности населения той или иной территории в целом; 3) в геологической среде заключена информация, необходимая для понимания закономерностей изменения этой среды. Она, в свою очередь, предопределяет наши возможности прогнозирования неблагоприятных природных процессов, оценки риска катастрофических явлений, а также общий научно-культурный уровень населения страны. Носители такой информации — все геологические тела разных рангов. Интенсивное воздействие на геологическую среду приводит к частичной или даже полной утрате большого количества данной информации, нуждающейся в особой защите.

Охраной информации, заключенной в геологической среде, и призвано заниматься одно из самых молодых научных направлений — геоконсервация, определяемое также как охрана геологических памятников [7, 9] или охрана геологического наследия [6, 22]. Основная цель настоящей статьи — рассмотрение последовательности реализации мероприятий, направленных на защиту геологической среды как источника информации.

Объекты и субъекты геоконсервации. Основным объектом геоконсервации следует считать геологический памятник — это любое полностью или частично открытое для наблюдения и изучения геологическое тело или фрагмент геологической среды (т.е. несколько тел) с той или иной информационной нагрузкой, которая может быть использована для научного исследования, конкретного закрепления ключевых научных знаний, а также для популяризации геологических представлений. Вне всякого сомнения, геологические тела, недоступные для непосредственного наблюдения и изучения, т.е. скрытые внутри земной коры, также могут быть носителями информации, которую можно получить с использованием дистанционных методов, но их несовершенство определяет большую или меньшую степень недоверия к этой информации. Кроме того, полностью изолированный от нас объект не может быть полноценно охраняемым, поэтому следует считать главным критерием отнесения к числу геологичес-

ких памятников открытость для непосредственного наблюдения и изучения.

Геологическими памятниками могут быть естественные и искусственные разрезы осадочных, магматических и метаморфических комплексов, горные выработки и карьеры, некоторые скважины (особенно сверхглубокие). Памятники могут быть отнесены к различным типам (стратиграфический, палеонтологический, минералогический, седиментационный, магматический, метаморфический, рудно-петрографический, геохимический, сейсмический, структурно-геологический, неотектонический, палеогеографический, космогенный, геотермический, радиологический, геокриологический, геоморфологический, гидролого-гидрогеологический, инженерно-геологический и историко-горногеологический и др.). По рангу, определяемому степенью уникальности, их можно разделить на глобальные, национальные, региональные и локальные.

Объектами геоконсервации также являются геологические заповедники [1] и геолого-геофизические полигоны [10]. Геологические заповедники включают территорию, на которой расположено несколько геологических памятников или один крупный памятник. Геолого-геофизические полигоны предназначены, прежде всего, для создания эталонных объектов изучения геофизических полей и отработки геофизических методик. Кроме того, государственные природные заповедники, заказники, национальные парки могут рассматриваться как объекты геоконсервации, так как на территории многих из них расположены уникальные геологические тела [6, 17].

В качестве субъектов геоконсервации могут выступать специально уполномоченные государственные органы (как федеральные, так и региональные или местные), геологические службы, центры экологического мониторинга и другие природоохранные учреждения, специальные организации по охране геологических памятников (в т.ч. международные), а также различные научные организации и инициативные группы (в т.ч. при университетах, научно-исследовательских институтах, исследовательских центрах, музеях и др.) и отдельные специалисты, занимающиеся вопросами сохранения геологического наследия.

Современные представления о геоконсервационной методологии. Достаточно подробные обзоры истории развития геоконсервации и ее современного состояния в России и мире приведены в ряде работ [3—8, 14, 16, 18—22].

Основное внимание акцентируется на идентификации геологических памятников. Хотя критерии выделения и порядок описания конкретных объектов обсуждались достаточно детально [7, 8, 16, 20, 22], но процедура их поиска осталась без необходимого внимания. Вне всякого сомнения, выделение хорошо известных объектов позволит определить примерный список геологических памятников, однако к субъективным суждениям огромного числа специалистов, а также неравномерной изученности некоторых территорий, большое число объектов, подлежащих охране, может быть пропущено. Значительная неполнота списка геологических памятников Европы [21] очевидна. Более эффективной видится целенаправленная геоконсер-

вационная оценка территорий на геолого-структурной основе [22].

Предполагается другая важная процедура — проведение инвентаризации геологических памятников [5, 8, 21], основным результатом которой должно стать появление всемирного и национальных каталогов, содержащих репрезентативную информацию о геологическом наследии.

Меньшее внимание обращается непосредственно на охранные мероприятия, необходимые для защиты геологических объектов от негативного внешнего воздействия. А.В.Лапо, В.И.Давыдов, Н.Г.Пашкевич и др. [7] предлагали установить несколько категорий охраны памятников, для каждой из которых определялась допустимая степень воздействия. Общеизвестно можно считать необходимость закрепления официального статуса геологического памятника [3, 6, 7, 15]. Следует отметить, что эта процедура имеет двойственный характер. С одной стороны, закрепление статуса необходимо проводить в правовом поле страны, на территории которой он расположен, а, с другой, его статус должен быть общественно признан. Например, памятник необходимо официально вносить в каталоги ЮНЕСКО, Международного геологического союза и др. [15]. В итоге можно определить основные компоненты системы геоконсервационных мероприятий (рис. 1).

Геоконсервационная оценка территорий, с одной стороны, может проводиться для территории отдельного района, области, республики или страны, с другой, возможна ее реализация и для геолого-структурных районов вне зависимости от административных границ. Основными целями ее следует считать определение геоконсервационного потенциала, т.е. примерное число геологических памятников на данной территории с учетом их ранга и типа, выявление всех объектов, подлежащих охране, а также разработку рекомендаций по поиску уникальных объектов, остающихся неизвестными. Таким образом, эта оценка включает пространственно-оценочный и инвентаризационный компоненты геоконсервационных мероприятий.

Определение геоконсервационного потенциала возможно исходя из анализа следующих особенностей рассматриваемой территории: 1) характер геологического строения: возраст и литологический (петрографический) состав осадочных, магматических, метаморфических комплексов, тектоника, проявление вулканизма, гидротермальной деятельности, сейсмичности, наличие месторождений полез-

ных ископаемых и др.; 2) степень обнаженности; 3) степень изученности.

Чем больше разнообразие геологических феноменов в пределах данной территории, тем будет больше и геоконсервационный потенциал. Несомненно, он также возрастет, если можно предположить наличие на рассматриваемой площади крайне редко встречающихся геологических объектов, например, астроблем или осадочных разрезов, содержащих богатый комплекс ископаемых организмов и др.

Плохая обнаженность может рассматриваться как свидетельство пониженного геоконсервационного потенциала, так как геологические памятники, как уже отмечалось, должны быть доступны для непосредственного наблюдения и изучения. Если на данной территории ведутся те или иные работы, которые могут способствовать увеличению степени обнаженности, например, строительство магистральных автомобильных или железных дорог, разработка крупных карьеров и т.д., то это будет способствовать росту ее геоконсервационного потенциала.

Наконец, чем меньше геологическая изученность территории, тем менее полные сведения о геологических объектах мы имеем. Следовательно, ее геоконсервационный потенциал будет относительно ниже. Здесь следует подчеркнуть, что речь идет о случаях, когда мы не просто не знаем о расположении объектов, которые могут быть признаны геологическими памятниками, а даже не можем и предполагать их наличие в силу недостаточности знаний о геологическом строении территорий.

Выявление объектов, которые могут быть признаны геологическими памятниками, может проводиться как путем получения сведений от специалистов, работавших в пределах того или иного участка рассматриваемой территории, так и в ходе специально организованных экспедиционных поездок. Выявление геологического памятника подразумевает установление его точного расположения, краткое описание, определение типа, ранга, степени сохранности. Требуется четкое обоснование уникальности данного объекта, т.е. объяснение, почему он заслуживает особого внимания, а также указание на частоту встречаемости аналогичных объектов на данной территории, в стране и мире в целом. Один из возможных вариантов описания геологических памятников предложен в работе [7]. Также необходимо фиксировать негативные воздействия на памятник, как природные, так и антропогенные, и дать приблизительные рекомендации по защите от них данного объекта.

На основании знаний о характере геологического строения, степени обнаженности и изученности можно определить пути дальнейших поисков новых геологических памятников. Конечными результатами геоконсервационной оценки территории следует считать карту (схему) расположения объектов, которые могут быть признаны геологическими памятниками с указанием их ранга и типа, каталог этих объектов с их достаточно подробным описанием, а также перечень практических рекомендаций по дальнейшему поиску геологических памятников. В ряде случаев следует провести геоконсервационное районирование. Выделенные районы могут отличаться типами памятников или степенью их сохранности.

В настоящее время в той или иной степени полноценная геоконсервационная оценка проведена для большого числа территорий, в т.ч. для Ленинградской [1] и Оренбургской [11] областей, польской части Карпат [12], острова Сардиния [13].

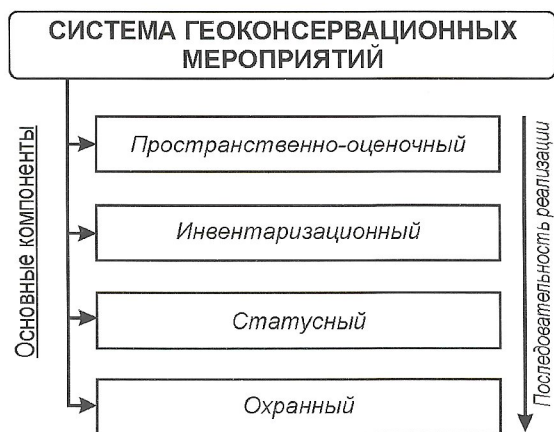


Рис. 1. Основные компоненты системы геоконсервационных мероприятий

Приведем геоконсервационную оценку, предпринятую автором статьи для территории Даховского кристаллического массива, расположенного на Северо-Западном Кавказе в Республике Адыгея (рис. 2). Данный массив представляет собой поднятый блок Лабино-Малкинской зоны, слагаемый позднепалеозойскими гранитоидами и более древними ультраосновными породами. Особенности его строения позволяют предполагать наличие магматических и метаморфических памятников. Хорошая обнаженность (наличие большого числа естественных и искусственных выходов, в т.ч. достаточно протяженных) и изученность определяют высокий геоконсервационный потенциал данной территории. При выявлении памятников автор основывался, прежде всего, на результатах собственных наблюдений в ходе полевых работ в течение нескольких лет.

В общей сложности было обозначено 7 объектов, которые могут быть выделены в качестве геологических памятников (см. рис. 2). Наиболее заметный из них — гранитное ущелье — геоморфологический памятник, в котором представлена информация о закономерностях развития речной долины в кристаллическом массиве, испытывающем общее поднятие. Еще три возможных памятника — это протяженные разрезы, в которых можно наблюдать особенности строения Даховского массива, а также петрографические разновидности гранитоидов. Особое внимание следует обратить на разрез вдоль р.Белая в правом борту гранитного ущелья вдоль автомобильной дороги. На южной периферии массива расположен разрез, в котором представлены милониты, сформировавшиеся в результате динамометаморфизма в зоне

тектонического контакта. Еще двумя геологическими памятниками можно считать хорошо обнаженные тела серпентинитов, в одном из которых отмечена дайка, сложенная родингитом — редко встречающейся магматической породой. В силу своей уникальности гранитное ущелье и тела серпентинитов могут быть отнесены к числу региональных, а остальные объекты — локальных геологических памятников. Степень сохранности указанных объектов высокая. Интенсивному воздействию ни один из них не подвергается, а потому принятия специальных мер по охране перечисленных объектов не требуется.

Изложенное позволяет провести районирование рассматриваемой территории. Здесь могут быть выделены две зоны (два района). Первая из них (внутренняя) охватывает центральную часть массива, где сосредоточены памятники, в которых представлены гранитоиды; вторая (внешняя) включает периферийную часть массива, где представлены серпентиниты и милониты.

Вполне вероятно, специальное обследование центральной части Даховского кристаллического массива позволит установить новые геологические памятники, преимущественно разрезы гранитоидов. Кроме того, на восточной периферии массива могут быть обнаружены другие мелкие тела серпентинитов.

Оформление статуса и охрана геологических памятников. Статусно-законодательный компонент в системе геоконсервационных мероприятий включает официальное закрепление статуса геологического памятника. Современная законодательная база (постановления Правительства Российской Федерации, федеральный закон «Об охране окружающей природной среды» и т.д.) позволяет сделать это. Получение объектом официального статуса памятника природы дает возможность четко реализовывать мероприятия по его охране, особенно по защите от антропогенного воздействия.

Однако, как уже говорилось, не менее важно общественное признание статуса объекта. Иными словами тот или иной объект, чтобы стать геологическим памятником, должен стать известным. Это тем более важно, что процедура законодательного оформления статуса может занять длительное время и видится наиболее рациональной лишь для памятников глобального и национального значения. Поэтому предлагается две возможные процедуры придания геологическому объекту статуса памятника: 1) внесение в каталоги ЮНЕСКО, Международного геологического союза, специальных геоконсервационных организаций (например, ProGEO), национальные каталоги геологического наследия и др. [15]; 2) наиболее важно — статус может быть предложен к признанию одновременно с публикацией в научном издании данного объекта (или группы объектов на определенной территории) геологическими памятниками. Такое предложение должно сопровождаться не только общим описанием объекта, но и характеристикой (мотивировкой) его уникальности, а также оно должно содержать сведения о типе, ранге, степени сохранности. Таким образом, выявление геологических памятников по результатам геоконсервационной оценки территорий и публикация информации о них предлагается рассматривать как способ придания им официального статуса.

После этого могут быть реализованы собственно охраняемые мероприятия. Они включают установление на объекте опознавательного знака, информирующего о том, что он является геологическим памятником, проведение ре-

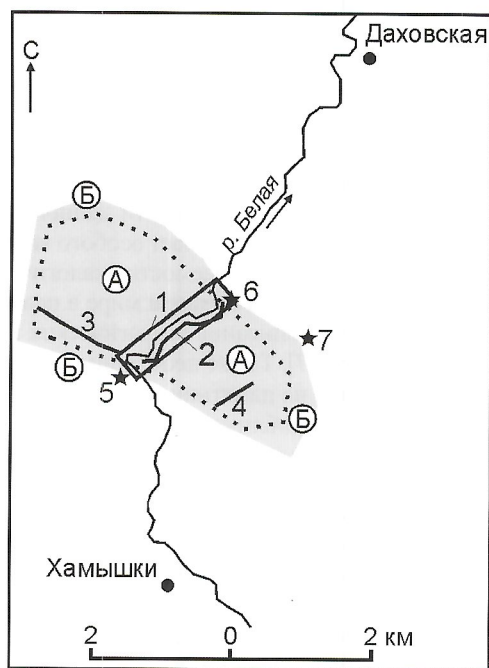


Рис. 2. Геоконсервационная схема территории Даховского кристаллического массива:

геоконсервационные зоны: А — внутренняя, Б — внешняя; геологические объекты, которые могут быть выделены в качестве геологических памятников: геоморфологические: 1 — гранитное ущелье; магматические и метаморфические: 2, 3, 4 — разрезы гранитоидов массива вдоль р.Белая и ее притоков; тела: 5 — милонитов зоны тектонического контакта, 6 — серпентинитов с дайкой родингита, 7 — серпентинитов

конструкции (расчистки, укрепления и т.д.) объекта, а также его защиты от разрушения, если они требуются и возможны, определение допустимых нормативов научных исследований и рекреационной нагрузки на объект и контроль за их выполнением, проведение ежегодного (или даже постоянного) мониторинга состояния памятника. Иногда для реализации этих мероприятий потребуется создание специальных стационарных центров в непосредственной близости от памятника. В этих случаях актуальным станет предлагавшееся лицензирование деятельности по охране геологических памятников [3].

Геоконсервация не должна ограничиваться только общей оценкой территорий, выявлением и охраной геологических памятников. Через определенное время (5—10 лет) должна проводиться геоконсервационная реинвентаризация, включающая поиск новых памятников (в соответствии с ранее предложенными рекомендациями) и перепределение ранга и степени сохранности уже выделенных памятников. Необходимость ее диктуется рядом обстоятельств. Во-первых, по мере увеличения геологической изученности той или иной территории появляются сведения о новых геологических объектах, содержащих ценную информацию. Во-вторых, при интенсивной хозяйственной деятельности (особенно, при прокладке автомобильных и железных дорог) могут появляться новые искусственные разрезы, ценность которых в ряде случаев оказывается очень велика. Наконец, в-третьих, изменяется и при этом возрастает сама научная основа геологии. Появление новых направлений научных исследований предопределяет введение в сферу научных интересов объектов нового типа. Самый характерный пример — изменение стратиграфии в 70-е годы XX столетия. Если ранее наибольшее значение имели разрезы, в которых объем того или иного стратиграфического подразделения был представлен наиболее полно, то в настоящее время основное внимание уделяется разрезам, где наиболее четко может быть установлена граница глобальных ярусов. Такого рода изменения в науке способствуют одновременному изменению уникальности геологических объектов.

В заключение следует подчеркнуть, что геоконсервация — метод сохранения геологического наследия как важнейшего источника информации о геологической среде. Ее основной объект — геологический памятник. Система геоконсервационных мероприятий включает 4 компонента: пространственно-оценочный, инвентаризационный, статусный и охранный.

Наиболее рациональным видится организация мероприятий по сохранению геологического наследия на региональном уровне. При этом внимание следует обращать не только на особо уникальные (в глобальном и национальном масштабе), но и менее значимые геологические памятники. Геоконсервация должна стать важной и постоянной составляющей природоохранных программ для каждой отдельно взятой территории и страны в целом. Для сохранения геологического наследия России необходима разработка и реализация геоконсервационных программ как на федеральном, так и региональном уровнях.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Боровиков Л.И. Геологический заповедник — база для решения геологических проблем // Природа. 1981. № 9. С. 44—50.
2. Забродин В.Ю., Кириллова Г.Л., Кулындышев В.А. и др. Геологические тела (терминологический справочник). — М.: Недра, 1986.
3. Кац Я.Г., Козлов В.В., Ушаков С.А. Уникальные геологические памятники России // Изв. вузов. Геология и развитие. 1994. № 4. С. 46—53.
4. Лапо А.В. Состояние проблемы изучения и сохранения объектов геологического наследия России / Мат-лы науч.-практ. конференции «Проблемы борьбы с проведением незаконных раскопок и незаконным оборотом предметов археологии, минералогии и палеонтологии». — Красноярск, 2001. С. 103—108.
5. Лапо А.В. Исследования по инвентаризации объектов геологического наследия и организации их охраны / Геолком-ВСЕГЕИ в развитии геологической службы и укреплении минерально-сырьевой базы России. 1882—2002. — С-Пб., 2002. С. 335—337.
6. Лапо А.В., Вдовец М.С. Проблема сохранения геологического наследия России // Отечественная геология. 1996. № 9. С. 6—12.
7. Лапо А.В., Давыдов В.И., Паишевич Н.Г. и др. Методические основы изучения геологических памятников природы России // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1993. № 6. С. 75—83.
8. Лапо А.В., Давыдов В.И., Паишевич Н.Г. и др. Геологические объекты всемирного значения Европейской части России // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1997. № 5. С. 92—101.
9. Потемкин Л.А. Полнее сохранить геологические памятники природы // Советская геология. 1981. № 10. С. 121—126.
10. Франтов Г.С. О создании геолого-геофизических полигонов и заповедников // Советская геология. 1983. № 6. С. 115—118.
11. Чибилев А.А. и др. Геологические памятники Оренбургской области. — Оренбург: Оренбургское книж. изд-во, 2000.
12. Alexandrowicz Z., Margielewski W., Goner M., Urban J. Geochrona Beskidu Sudeckiego i Kotliny Sudeckiej. Studia naturae. 1996. Vol. 42. P. 1—48.
13. Barca S., di Gregorio F. Conservation and enhancement of the geological heritage in Sardinia / Towards the Balanced Management and Conservation of the Geological Heritage in the New Millennium. Madrid, SGE, 1999. P. 266—272.
14. Black G.P. Geological conservation and the Nature Conservation Council. Geol. Curator. 1985. Vol. 4. P. 217—220.
15. Dingwall P.R. Legislation and international agreements: the integration of the geological heritage in nature conservation policies / Geological Heritage: Its Conservation and Management. Madrid, ITGE, 2000. P. 15—28.
16. Lapo A.V. Criteria for revealing geosites in an effort to compile a global list. Mem. descr. carta geol. d'Italia. 1999. Vol. LIV. P. 299—302.
17. Lipps J.H. Paleontologic parks. 32nd International Geological Congress. Scientific Sessions: abstracts (Part 1). Florence, 2004. P. 578.
18. Wimbledon W.A.P. National site selection, a stop on the road to a European Geosite list. Geol. balcan. 1996. Vol. 26. P. 15—27.
19. Wimbledon W.A.P. GEOSITES — an International Union of Geological Sciences initiative to conserve our geological heritage. Polish Geol. Institute Spec. Papers. 1999. № 2. P. 5—8.
20. Wimbledon W.A., Benton M.J., Bevins R.E., Black G.P., Bridgland D.R., Cleal C.J., Cooper R.G., May V.J. The development of a methodology for the selection of british geological sites for conservation. Part 1. Modern Geology. 1995. Vol. 20. P. 159—202.
21. Wimbledon W. and ProGEO group. A first attempt at a geosites framework for Europe — an IUGS initiative to support recognition of world heritage and european geodiversity. Geol. balcan. 1998. Vol. 28. P. 5—32.
22. Wimbledon W.A.P., Andersen S., Cleal C.J., Cowie J.W., Erikstad L., Gonggrijp G.P., Johanson C.E., Karis L.O., Suominen V. Geological World Heritage: GEOSITES — A Global Comparative Site Inventory to Enable Prioritisation for Conservation. Mem. descr. carta geol. d'Italia. 1999. Vol. LIV. P. 45—60.

*Посвящается 80-летию создания
специальной Монгольской Комиссии*

Минералы Монголии

А.Ф.БОЙШЕНКО (ОАО «ВНИИЗарубежгеология»)

Научная общественность России и Монголии в 2005 г. отметила 80-летие создания специальной Монгольской комиссии по исследованию естественных производительных сил страны. Комиссия была создана в 1925 г. Постановлением Совета Народных Комиссаров СССР по просьбе Правительства Монгольской Народной Республики. Результаты деятельности специальной Монгольской комиссии трудно переоценить в подготовке национальных кадров, организации и проведении научных исследований в Монголии. Оценивая ретроспективно результаты той работы, которую провели советские (русские) специалисты и ученые в Монголии, отметим, что именно их усилиями была выявлена и разведана та минерально-сырьевая база страны, которая позволила ей превратиться из страны отсталой скотоводческой в страну с достаточно развитой горнодобывающей промышленностью (горнообогатительные комбинаты Эрдэнэтский, Керуленский, Бэрхинский, Баганурский и др.). Можно с полным правом утверждать, что русские и монгольские исследователи осуществляют в Центральной Азии беспрецедентные по масштабу и уникальные по своей научной значимости геологические работы, основы которой были заложены учеными и специалистами Монгольской комиссии АН СССР. Одна из граней этих исследований слабо освещена в специальной литературе. Имеется в виду изучение минерального царства Монголии. Минералы, природные химические соединения элементов — одна из важнейших геохимических характеристик литосферы Центральной Азии.

Цель настоящей статьи — составить полный список минералов, их разновидностей и самородных металлов (химических элементов), открытых и изученных на территории Монголии. Геологическая информация по Монголии включает обширный массив публикаций [7, 8, 11, 14 и др.]. Так, в течение 25 лет (1980—2005 гг.) опубликовано 4453 работы, в которых имеются сведения разной полноты о минералах, обнаруженных на территории страны. Значительное количество сведений о минералах Монголии содержится в рукописных отчетах исследователей, но они практически недоступны для широкой аудитории. В целом же специальных минералогических публикаций очень мало. К наиболее значительным по минералам Монголии автор статьи относит монографии: Г.Ф.Иванова, Минералогия и геохимия вольфрамового оруденения Монголии (1976); Геология Монгольской Народной Республики. Т. III. Полезные ископаемые (1977). Под ред. Н.А.Маринова, Р.А.Хасина, Ч.Хурца; К.В.Подлесский, Д.К.Власова, П.Ф.Кудря, Скарны и связанное с ними оруденение Монголии (1988); В.В.Петрова, П.Амарджаргал, Цеолиты Монголии (1996); Ю.Б.Миронов, Уран Монголии (2003).

Сведения о минералах Монголии содержатся в опубликованных работах российских (советских) и монгольских специалистов. В списке исследователей представлено 247 фамилий, среди которых Л.В.Агафонов, Г.В.Андреев, И.А.Андреева, В.С.Антипин, Н.В.Владыкин, Д.К.Власова,

А.А.Годовиков, В.И.Долженко, М.Д.Дорфман, А.П.Жухлистов, Н.Е.Залашкова, Г.Ф.Иванова, А.Э.Изох, А.Д.Каленов, П.М.Карташов, П.В.Коваль, Е.Е.Костылева, В.И.Крыжановский, П.Ф.Кудря, Ф.П.Леснов, Ю.О.Липовский, Ж.Лхамсурэн, И.Е.Максимюк, А.В.Мохов, В.Б.Наумов, В.В.Петрова, Г.В.Пинус, К.В.Подлесский, Г.В.Поляков, А.А.Рассказов, Г.С.Рипп, Л.Н.Россовский, В.Н.Семущин, А.Д.Слукин, Г.М.Царева и др.

Общеизвестно, что территория Монголии — это уникальный геологический полигон Центральной Азии. Геологическая и минералогическая изученность Монголии неразрывно связаны с историей освоения территории страны и развитием горного дела при научно-технической помощи России и Советского Союза [1].

В Монголии обнажаются разновозрастные геологические слои от позднего (верхнего) архея до современных осадков. С вендского времени слои горных пород содержат остатки ископаемой фауны и флоры, по которым надежно установлен их геологический возраст [2]. Таким образом, практически вся геологическая история формирования земной коры «записана» в монгольских земных слоях. Осадочные горные породы вмещают громадное количество магматических пород, также разного возраста и вещественного состава, что отражено в их названиях. Некоторые горные породы из-за своих особенностей носят общепризнанные местные названия, например, онгонит — топазсодержащий кварцевый кератофир, и др. Магматические циклы завершались образованием разнообразных малых интрузивных тел, гидротермальных жил и пегматитов. Вулканогенные и интрузивные комплексы играют весьма важную роль в геологическом строении Монголии. Это страна гранитных массивов, которые являются частью Южно-Сибирского гранитоидного пояса. Формационное разнообразие обусловлено гетерогенностью тектонической структуры рассматриваемой части Центрально-Азиатского складчатого пояса. В тектоническом отношении территория Монголии разделена на два мегаблока — Северный и Южный. Границей между мегаблоками служит Главный монгольский линейament. В Северном мегаблоке выделяются четыре складчатые системы: Монголо-Алтайская, Северо-Монгольская, Центрально-Монгольская и Монголо-Забайкальская, в Южном мегаблоке — три складчатые системы: Южно-Монгольская, Южно-Гобийская и Внутренне-Монгольская (Геология МНР. Т. II. 1973). В Северном мегаблоке на обширных пространствах обнажаются тектонические глыбы (террейны), сложенные метаморфическими породами. Кроме того, выделяются позднемезозойско-кайнозойские тектонические структуры. Природное разнообразие современных морфоструктур включает 13 геоморфологических провинций (Монгольско-Алтайская, Муренская, Западно-Прихубсугульская, Хэнтэйская, Хинганская, котловины Больших Озер и Долины Озер, Хангайская, Орхон-Сэлэнгэ, Заалтайско-Гобийская, Восточно-Монгольская) и 39 геоморфологических областей.

В металлогеническом отношении территория страны традиционно разделяется на три провинции: Северо-Монгольскую, Южно-Монгольскую и Восточно-Монгольскую (Геология МНР. Т. III. 1977). Выделяются шесть металлогенических эпох — архейско-нижнепротерозойская, рифейская, салаирско-каледонская, герцинская, мезозойская и кайнозойская. Из 32 рудных формаций 7 являются промышленными — золотоносных россыпей, флюоритовая гидротермальная, медно-молибденовая, молибден-редкометалльно-вольфрамовая (грейзеновая), фосфоритовая, цеолитовая (Н.И.Поляков и др., 1989). В.И.Коваленко с соавторами (1984) выделяют девять геологических и металлогенических эпох (этапов): дорифейскую, рифейскую, позднерифейско-раннекембрийскую, раннепалеозойскую, среднепалеозойскую, позднепалеозойскую, раннемезозойскую, позднемезозойскую и кайнозойскую. С металлогеническими эпохами генетически связаны многочисленные метаморфические, гидротермальные, грейзеновые, пегматитовые и скарновые месторождения различных видов полезных ископаемых. Формационный состав горных пород докембрия и фанерозоя характеризуется чередованием в разрезах глинисто-песчаных, карбонатных, терригенно-хемогенно-вулканогенных и вулканогенных пород, которые вмещают громадное количество интрузивов кислого, среднего, основного, щелочного, ультраосновного и ультракислого составов.

Изучению минералов Монголии положили начало А.Е.Ферсман и В.И.Крыжановский. В литературе первые сведения о минералах Монголии относятся к 1917 г. и связаны с, так называемыми, «ургинскими топазами», которые монгольский старатель привез на Урал в г.Екатеринбург. Академик А.Е.Ферсман пишет, что это была большая партия цветных камней — голубых и золотистых топазов, флюоритов, хризолитов и пиропов. Хотя названия некоторых минералов встречаются в более ранних публикациях известных путешественников и геологов, например, гипс [12], магнитный железняк, графит [15] и т.д. В.И.Крыжановский [6] по поручению Совнаркома СССР в 1924 г. исследовал самоцветы Ургинского месторождения, расположенного близ г.Урга (старое название Улан-Батора) в бассейне р.Горихо (северный приток р.Тола), где обнажаются граниты с миароловыми пустотами и многочисленные пегматитовые жилы. Он описал кристаллы кварца массой до 6—10 пудов, огромные друзы кварца, ортоклаза, альбита, флюорита, в т.ч. оптического, включения магнитного железняка, малакон и превосходные кристаллы голубого и палевого топазов и зеленые и голубовато-зеленые бериллы. По числу находок новых минералов Монголия занимает 57 место среди стран мира, в которых они были открыты [10].

В Монголии создан Минералогический музей — научное, научно-просветительское учреждение, собирающее, хранящее, изучающее и экспонирующее коллекции минералов и руд. Музей Монгольского государственного университета начал формироваться в 1962 г., а к 1971 г. в нем было собрано более 1400 уникальных образцов минералов, самоцветных камней, различных руд и горных пород [3]. Небольшие региональные геолого-минералогические музеи организованы в ряде аймачных центров. Например, в Баян-Хонгоре, где автор статьи принимал непосредственное участие в организации и пополнении экспонатами музея комплексной геолого-гидрогеологической экспедиции (1970—1975 гг.).

Минералы, горные породы и руды недр Монголии экспонируются в различных музеях Москвы, Санкт-Петербурга и других городов Российской Федерации. Например,

минерал армстронгит, названный в честь американского астронавта, представлен в минералогическом музее Санкт-Петербургского университета [9].

Минералы и минеральные агрегаты Монголии все в большей степени используются в качестве коллекционных камней, так как представляют собой законченные природные произведения «искусства». К декоративному минеральному материалу относятся хорошо образованные отдельные кристаллы и эффектные минеральные агрегаты — друзы, щетки, жеоды и т.д., обладающие естественной красотой и не требующие существенной механической обработки. Своеобразие коллекционных минералов страны заключается в их многообразии — практически все минералы при определенных условиях могут считаться коллекционными. Коллекционные камни Монголии наряду с цветными камнями могут занять важное место в экономике страны, так как на международных выставках-ярмарках минералов и цветных камней наблюдается устойчивый рост спроса и высокая стоимость коллекционных камней.

В Монголии известно большое число как моно-, полиминеральных, так и уникальных по разнообразию ассоциаций минералов месторождений полезных ископаемых. На месторождениях плавикового шпата кварц-флюоритовые жилы характеризуются многостадийностью формирования: установлено до 10 стадий минералообразования, до 7 генераций флюорита и кварца. На золоторудном месторождении Судзуктэ присутствует 22 минерала, медно-молибденовом Сурвэн-Сайхайт (Цаган-Субурга) — 24, вольфрамовых Ихэ-Хайрхан, Хар-Чулу — по 26, медно-молибденовом Эрдэнэтуин-Обо — 28, серебряном Асхатин — 32, Алагульском диаспоровых бокситов — 50, в Дорнотском рудном узле — 67, а на уникальном редкометалльном месторождении Халдзан-Бурегтей — 113 минералов. Халдзан-Бурегтейский массив щелочных гранитоидов в Западной Монголии имеет длительную историю эволюции (в нем установлено не менее семи последовательных интрузивных фаз), характеризуется широкими вариациями составов пород, а также наличием в его пределах крупного и богатого редкометалльного месторождения (открытого советскими геологами в 1983 г.). Изучением минералогии пород массива специально занимался П.М.Карташов (ИГЕМ РАН). Им диагностировано более 120 минеральных видов: самородные элементы, сульфиды, арсениды, фториды, оксиды, карбонаты, сульфаты, фосфаты, арсенаты и разнообразные силикаты. Подавляющее их количество сосредоточено в телах богатых редкими элементами щелочно-гранитных пегматитов [5]. Со скарновой магнезиальной и известковой формациями в Монголии связано железное, медное, цинковое, вольфрамовое, оловянное, золотое, висмутовое, свинцовое, молибденовое, борное оруденение, насчитывается 72 минерала. Минералы анкерит, гранат, золото, кальцит, каолинит, магнетит, молибденит, пирит, родохрозит, флогопит, халькопирит, эпидот часто присутствуют в двух генерациях, оливин — в трех, флюорит — в пяти, кварц — в семи генерациях.

Из изложенного можно сделать вывод, что монгольские недра не только богаты минеральными ресурсами разнообразных полезных ископаемых, но и высоко перспективны на обнаружение новых минералов, их разновидностей и самородных элементов в частности. К настоящему времени в Монголии известно 586 минералов, их разновидностей и самородных (элементов) металлов, приведенных ниже. Химический состав монгольских минералов подтвержден 1397 анализами, которые в совокупности образуют банк аналитических данных по минералам страны.

Список минералов, их разновидностей и самородных металлов (химических элементов) Монголии

Аваруит	Брукит	Железо самородное	Кутнагорит
Авгит	Брусит	Жемчуг	Лабрадор
Агардит	Валлериит	Жильбертит	Ландауит
Адуляр	Ванадинит	Зигенит	Лаурит
Азурит	Вантгоффит	Золото	Лейкоксен
Акантит	Вазсит (вейссит)	Иддингсит	Лейкофиллит
Аквамарин	Везувиан	Изомертиит	Лейцит
Аксинит	Вернадит	Изоферроплатина	Леллингит
Актинолит	Виллемит	Иллит	Лепидокрокит
Актинолит-(Ce)	Винчит	Ильваит	Лепидолит
Алланит	Висмутин	Ильземанит	Лепидомелан
Алланит-(Nd)	Висмут самородный	Ильменит	Либнерит
Алмаз	Виттихенит	Ильменогематит	Лизардит
Алтаит	Волластонит	Ильменорутил	Линнеит
Алунит	Вольфрамит	Индигонит	Лилианит
Альбит	Вонсенит	Иогансенит	Лиметизит
Альмандин	Вульфенит	Иордизит	Лимонит
Амазонит	Вюстит	Ирарсит	Литиевый фенгит
Амблигонит	Гадолинит-(Y)	Ирарсенит	Лопарит
Амезит	Галенит	Иридосмин	Людвигит
Аметист	Галеновисмутит	Исландский шпат	Лютецин
Анальцим	Галит	Итриолит	Маггемит
Анатаз	Галлуазит	Иттропирохлор	Магнезит
Ангидрит	Гарниерит	Итросинхизит	Магнезиокутнагорит
Англезит	Гастингсит	Казолит	Магнезиолюдвигит
Андалузит	Гатчеттолит	Каинит	Магнезиоферрит
Андрадит	Гаюин	Кайнозит-(y)	Магнетит
Анкерит	Геденбергит	Каламин	Майченерит
Анортит	Гейландит	Кали-натриевые полевые шпаты	Малакон
Анортоклаз	Гелиодор	Кальцит	Маланит
Антлерит	Гелиотроп	Кальциогадолинит-(y)	Малахит
Антигорит	Гельвин	Кальциокатаплеит	Манганопатит
Антимонит	Гематит	Кальциоэльпидит	Манганосидерит
Антраксолит	Гентгельвин	Каолинит	Маргарит
Апатит	Геренит-(Y)	Канкринит	Марказит
Аполейцит	Герсдорфит	Карминит	Марматит
Арагонит	Герцинит	Карналлит	Махадевит
Аргентит	Гессит	Карнеол	Маякит
Армстронгит	Гетит	Карнеол-оникс	Медь самородная
Арсенопирит	Гиббсит	Карнотит	Медь цинкистая
Арсенопалландинит	Гидрагиллит	Касситерит	Мелонит
Арфведсонит	Гидробиотит	Катаплеит	Меренскит
Аршиновит	Гидрогалит	Катафорит	Мертиит
Асбест	Гидрогетит	Кварц	Метаотенит
Астрофиллит	Гидроксилapatит	Кварцин	Метаторбенит
Аурикуприд	Гидроксилсинхизит	Кейтконит	Метациннабарит
Аурипигмент	Гидрослюды	Кеммерерит	Микролит
Ашарит (ссайбелиит)	Гидроталькит	Керсутит	Миларит
Бавенит	Гизингерит	Кианит	Миллерит
Базовисмутит	Гипс	Киноварь	Мимезит
Барит	Гиттинсит	Клевеландит	Микроклин
Бастнезит	Горный хрусталь	Клейофан	Мирабилит
Бацитрит	Гортонолит	Клиногумит	Мицзонит
Бергит	Гранат	Клиноптилолит	Молибденит
Берилл	Грандит	Клинохлор	Молибдит
Берtrandит	Графит	Кобальтин	Молибдошеелит
Бетафит	Гриноцит	Ковеллин	Монацит
Бетехтенит	Гроссуляр-андрадит	Колорадоит	Монголит
Бета-уранотил	Гудмундит	Колумбит	Монтмориллонит
Бета-фергусонит	Гумит	Кордиерит	Моренозит
Биндгеймит	Гюбнерит	Коркит	Морденит
Биотит	Давидит	Коронадит	Морион
Бирюза	Дакиардит	Корнваллит	Мошелландсбергит
Бисмутит	Делафоссит	Корренсит	Муассанит
Бисмит	Дернит	Корунд	Мусковит
Битовнит	Десмин	Котоит	Мушкетовит
Борнит	Джемсонит	Котульскит	Мышьяк самородный
Бравоит	Диаллаг	Коффинит	Настуран
Браммалит	Диаспор	Криптомелан	Нарсарсуцит
Браннерит (брейнерит)	Диксит	Кристобалит	Натролит
Браунит	Диопсид	Кроссит	Натрояррозит
Бритолит	Йоптаз	Ксантофиллит	Нашатырь
Бритолит-(Ce)	Ипир	Ксенотим	Нефелин
Бронзит	Доломит	Кубанит	Никелин
Брошантит	Дюфренит	Кукцит	Нингиоит
Буланжерит	Жадеит	Куммингтонит	Нонтронит
Бурнонит	Жедрит	Куприт	Оливин

Олигоклаз	Рубеллит	Титанит	Хоробетсуит
Олово самородное	Рутений самородный	Титановый танталониобат	Хризолит
Оловотанталит	Рутениридосмин	Титанат урана	Хризоберилл
Онкозин	Рутил	Титан-флогопит	Хризоколла
Опал	Салит	Тодорокит	Хризотил
Оранжит	Самарскит	Топаз	Халькозин
Орселит	Санидин	Торианит	Хизлевудит
Ортит	Сапонит	Торит	Хинганит-(Ce)
Ортоклаз	Сапфир	Торбенит	Хинганит-(Nd)
Осмирид	Сапфирина	Тремолит	Хинганит-(Y)
Осмистый рутений	Сардер	Тридимит	Хлорит
Отенит	Сардоникс	Триплит	Хромит
Офит	Сванбергит	Трифиллин	Хромдиопсид
Парагонит	Свинцовые охры	Трона	Хромшпинелиды
Паранкерит	Селадонит	Тсилаизит	Цахиринит-(Ce)
Параскупит	Селенит	Туламинит	Цейнерит
Паргасит	Сенаит	Тунгстенит	Целестин
Паризит	Сенармонтит	Тунгстит	Цеолиты
Пеннин	Серпофит	Турмалин	Церахит
Пентландит	Сера самородная	Тэрит	Церианит
Периклаз	Сералит	Тюямунит	Цериопирохлор
Перовскит	Ервантит	Уваровит	Церит
Перрьерит	Серебро самородное	Ульвошпинель	Церуссит
Пижонит	Сердолик	Уралит	Цинк самородный
Пикроильменит	Серицит	Уранинит	Циннвальдит
Пираргит	Септехлорит	Урансодержащий анатаз	Цинкеит
Пирит	Серпентин	Урансодержащий керит	Циркон
Пироксен	Сидерит	Урансодержащий лейкоксен	Циркелит
Пиролозит	Сидерофиллит	Урансодержащий титанит	Циртолит
Пиоморфит	Сильвин	Урансодержащий фторапатит	Цинкит
Пироп	Силлиманит	Урансодержащий халцедон	Цитрин
Пирротин	Сильванит	Ураноспилит	Цоизит
Пирофиллит	Синхизит	Уранпирохлор	Чевкинит
Пирохлор	Скаполит	Ураноторит	Чиллагит
Пирсеит-полибазит	Скородит	Уранофан	Черновит
Пистацит	Смальтин	Фармакосидерит	Шабазит
Пистомезит	Смекит	Фассаит	Шамозит
Плагиоклаз	Смитсонит	Фаялит	Шеелит
Плазма	Сода	Фенакит	Шерл-дравит
Платнерит	Содалит	Фенгит	Шмальтин
Палеонаст	Спессартин	Ферберит	Шпинель
Плюмбопирохлор	Сперилит	Фергусонит	Шпреустейн
Плюмбозит	Сподумен	Ферсмит	Шрекингерит
Повеллит	Ссайбелиит (ашарит)	Ферриавгит	Штютцит
Полидимит	Стабиопалладинит	Ферриалланит-(Ce)	Шунгит
Полибазит	Ставролит	Ферримолибденит	Эвдиалит
Полилитионит	Станнин	Феррипарагонит	Эвксенит
Поликраз	Стенструпин	Ферроармолколлит	Эвкрипит
Принит	Стильпномелан	Феррогастингсит	Эгирин
Протолитионит	Стронциопаказит	Ферроколумбит	Эгирин-диопсид
Прусит	Стронциопирохлор	Ферроникельплатина	Эденит
Псевдобрукит	Стрюверит	Ферросалит	Электрум
Псевдолейцит	Суанит	Феррьерит	Элестадит
Псиломелан	Сульванит	Фибролит	Эльбаит
Пумпеллит	Сульфоантимонит	Флогопит	Эмплектит
Рабдофан	Сульфовисмутит	Флюоборит	Эльпидит
Раммельсбергит	Сфаленрит	Флюорит	Энаргит
Растерит	Сфен	Флюоцерит	Энигманит
Ратовкит	Таковит	Форстерит	Энстатит
Раяльгар	Тальк	Фосфуранилит	Эпидот
Ревдинскит	Танталит-колумбит	Франколит	Эпидот-пушкинит
Рибекит	Танталониобат	Франсвиллит	Эпсомит
Риккардит	Тахангидрит	Фрейбергит	Эрионит
Ринколит	Теллуросмугит	Фторапатит	Эрликманит
Роговая обманка	Тенардит	Фторнатропирохлор	Эритрин
Родийсодержащий перрилит	Теннантит	Фуксит	Эшинит-(Ce)
Родонит	Тенорит	Халцедон	Эшинит-(Y)
Родохрозит	Тернебомит-(Ce)	Халькопирит	Якобит
Розовый кварц	Тетрадимит	Халькостибит	Ярозит
Романит	Тетраэдрит	Хлоритоид	
Ромеит	Титанобиотит	Холлингвортит	
Ртушь	Титаномагнетит	Хондродит	

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бойшенко А.Ф. 70 лет научно-технического сотрудничества геологов России и Монголии // Отечественная геология. 2001. № 4. С. 62—63.
2. Бойшенко А.Ф. Монгольские названия фауны и флоры в региональной биостратиграфической шкале Центральной Азии // Отечественная геология. 2004. № 6. С. 72—77.
3. Даидаваа С. Минералогический музей Монгольского Государственного Университета // Тр. Минералогийн музейн бүтээл. Вып. 1. — Улан-Батор, 1971. С. 5—17.
4. Ерофеев Б.Н., Маринов Н.А. Геологические исследования Монгольской Народной Республики. — М., 1971.
5. Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Сальникова Е.Б. и др. Халдзан-Бурегтейский массив щелочных и редкометалльных магматических пород: строение, геохронология и геодинамическое положение в каледонидах Западной Монголии // Петрология. 2004. Т. 12. № 5. С. 467—494.
6. Крыжановский В.И. О поездке на копи топазов и бериллов к востоку от г. Урги. Отчет о деятельности Российской Академии наук за 1924 г. — Л., 1925.
7. Маринов Н.А. Геологические исследования Монгольской Народной Республики. — М., 1967.
8. Маринов Н.А. Геологические исследования Монгольской Народной Республики. — М.: Недра, 1989.
9. Минералогические коллекции России. Часть II. Двенадцать музейных коллекций // Минералогический Альманах. Вып. 3. — М.: Творческое объединение «Земля», Ассоциация ЭкоСт, 2000.
10. Николаев С.М. Статистика современной минералогической информации. — Новосибирск, 2000.
11. Обручев В.А. Восточная Монголия. Географическое и геологическое описание. Ч. 1 и 2. Обзор литературы, орографический и гидрографический очерк. — М.-Л.: Изд. АН СССР, 1947.
12. Потанин Г.Н. Дневник путешествия и материалы для физической географии и топографии северо-запада Монголии // Очерки Северо-Западной Монголии. Результаты путешествия, исполненного в 1876—1877 годах по поручению Императорского Русского географического общества. Вып. 1. — С.-Пб., 1881.
13. Ферсман А.Е. Драгоценные камни Монголии // Природа. 1918. № 2—3 (хроника).
14. Яковлева Е.Н. Библиография Монгольской Народной Республики (систематический указатель книг и журнальных статей на русском языке) / Под ред. Ф.Е. Тележникова. Вып. 18. — М., 1935.
15. Ячевский Л.А. Краткий предварительный отчет о геологической части экспедиции подполковника Генерального Штаба Н.П. Бобыря // Изв. Восточно-Сибирского отдела Императорского Русского географического общества. Т. 19. № 1. — Иркутск, 1888.

Рецензии

УДК (049.32)

© Ю.В. Богданов, А.Н. Казаков, 2006

Приоритетные проблемы геологии и их решение*

Ю.В. БОГДАНОВ (ВСЕГЕИ), А.Н. КАЗАКОВ (ИГГД)

Монография состоит из шести неравноценных по объему глав, традиционных введения и заключения и емкого списка литературы (537 наименований), насыщена таблицами (40), микро- и макрофотографиями и рисунками (28). Ее автор — петролог, кандидат геолого-минералогических наук, нестандартные разработки которого отражены более чем в ста опубликованных статьях, в т.ч. четырех книгах, не считая рецензируемой, давно (с 1960-х годов) востребованы и использовались в исследованиях петрографами, палеовулканологами, геохимиками, металлогенистами и методологами геологии.

В книге систематизируется, критически анализируется и синтезируется колоссальное количество геолого-тектонической, петрологической, фациально-формационной, минерагенической и другой информации, прежде всего, полученной автором и сведенной в построенных им структурно-вещественных, геодинамических, генетических, прогнозных моделях. В работе подведены итоги 40-летнего опыта полевых и камеральных работ в разнообразных по возрасту, геолого-тектоническому строению и истории развития регионах бывшего Советского Союза (платформы, щиты, орогенные и активизационные области) и, что необходимо подчеркнуть, направленных на определение сущности тектоно-магматических и минерагенических процессов.

Глава 1 посвящена вопросам методологии (методы и принципы) геологических исследований на современном этапе с акцентированием внимания на разработанном предшественниками и усовершенствованном автором в период 60—80-х годов прошлого века системном методе анализа. В основе метода лежит выявление существенных структурно-вещественных (эмерджентных системных) признаков изучаемых объектов в их естественных границах на базе общей теории систем, моделировании и классифицировании разноранговых (по уровням сложности) геологических тел. Приведены схемы или их фрагменты конкретных целевых (системных) классификаций магматических горнопородных, магматических геотектонических и регионально-тектонических тел.

В основе изучения геологических тел как систем особое место занимает геолого-геометрическое и геолого-аналоговое (гомологическое) моделирование, позволяющее автору разработать системно-геологический метод в качестве объективного, оптимального и единственно необходимого и достаточного алгоритма, применение которого непосредственно способствовало раскрытию природы геологических (и не только геологических) объектов и процессов любого возраста, масштаба и степени сложности.

Используя данный метод, автор добивается без преувеличения впечатляющих успехов в деле расшифровки петрогенезиса ранее «непознанных» объектов от раннедокембрийских кристаллических пород до пород Земли.

Самая значительная по объему глава 2 раскрывает особенности геосферно-слоевого и подоболочечного состава, строения, формирования и природы кристаллической литосферы — наиболее доступной и изученной из геос-

*Кузнецов А.А. Флюидно-магматогенная природа Земли, ее геосферных кристаллических слоев (подоболочек), месторождений-гигантов и преджизни. — С.-Пб., 2004.

фер. За основной базис здесь принимаются разработанные автором генетические модели, во-первых, раннедокембрийской коры на примере гранулитовой и плагиоэктогитовой («серогнейсовой») подоболочек разрезов Анабарского и Алдано-Станового щитов (более или менее высокотемпературно-барическая метаматмагенная гомодромно-полиритмично-расслоенная), во-вторых, базальтового слоя (как парагенеза геолитов) на примере крупнейшей в мире трапповой провинции Сибирской платформы (магматическая ритмично-стратифицированная антидромная) и, в-третьих, гранитного слоя поздней земной коры на примере орогенных и активизационных областей Памира, Тянь-Шаня и юга Дальнего Востока России (магматическая преимущественно плутогенная ритмично-расслоенная гомодромная). Это вполне оправданный шаг, так как названные геосферные подразделения, детально изучавшиеся автором на протяжении 1960—1990-х годов, максимально широко распространены в земной коре и слагают наряду с подоболочками верхней протомантии преобладающий объем кристаллической литосферы континентов и океанов.

Применение системно-геологического подхода приводит автора книги к ритмично-метаматмагенной, или протохрустальной, а не метаморфической природе древнейших горных пород, к первичной матмагенной ритмической расслоенности, а не реликтовой вулканогенно-осадочной стратифицированности кристаллических толщ, к тектоно-протохрустальной зональности Анабарского щита, что было реализовано в виде легенды матрично-зонального типа к «Структурно-формационной карте Анабарского щита» масштаба 1:500 000 (1993). Это составляет существо разработанной А.А.Кузнецовым модели формирования разреза катархейских кристаллических пород и толщ и тем самым нетривиального методического подхода к структурно-фациально-формационному районированию раннедокембрийского фундамента континентов.

Из отмеченной модели древнейшего породообразования следует необходимость ориентации на специальные методы минерогенетического анализа и прогнозирования крупных месторождений в (кат)архейском кристаллическом фундаменте, не имеющих аналогов в фанерозое. Здесь можно назвать золотые месторождения, подобные Витватерсранду, предполагаемые крупные месторождения платиноидов и алмазов «метаморфогенного», точнее, протокорового, типа. Если автор книги прав и затвердевание ранней коры идет снизу вверх и ритмично, то с иных точек зрения необходимо проводить и металлогенетические исследования, и геокартинирование допротерозойских толщ.

Ранее существовавшему простому разделению литосферы на верхнюю мантию, базитовую и гранитоидную геосферы противопоставлено расчленение земной коры на основании петрографического состава горных пород, который отражает физико-химическую эволюцию протоплавленного вещества.

Земная кора разделяется на нижне- и верхнекоровую оболочку. В составе нижней коры выделяются последовательно кристаллизующиеся (кат)архейские эклогитовая, серогнейсовая и гранулитовая подоболочки, расположение которой над серогнейсовой строго не доказано. Верхнекоровая оболочка представлена последовательно возникающими геолитами, или «слоями» — проблематичный амфиболитовый, коматиитовый, офиолитовый, ба-

зальтовый, щелочной, андезитовый и гранитный. Собственно, это внедрившиеся огромные порции остаточной магмы, образующей массивы и покровы, размещающиеся на различных стратиграфических уровнях, что особенно относится к щелочным и молодым гранитным интрузиям.

В свете концепции А.А.Кузнецова существующее разделение коры на континентальную и океанскую верно только по их составу, но неравноценно по возрасту и положению как геосфер. Океанская кора, не считая ее раннедокембрийского фундамента, не первичная, так как возникла только в мезозое, уподобляясь обширным площадным излияниям траппов, и отвечает по положению в схеме А.А.Кузнецова офиолитовому и базальтовому слоям континентальной земной коры.

В целом, строение литосферы, предлагаемое А.А.Кузнецовым, объединено единым процессом последовательной кристаллизации геосферных подоболочек и слоев, и поэтому более аргументированно, чем схема, предложенная ранее.

Оказывается, что механизм становления названных (и остальных, кратко охарактеризованных в тексте книги) геосферных подоболочек и слоев-геолитов тождествен (ритмично-направленные дифференциация и затвердевание исходных расплавов при изменяющемся интервале T и P в поверхностной оболочке, очаге или интрузивной камере). Отсюда А.А.Кузнецов делает вывод, не вызывающий сомнения, о флюидно-метаматмагенно-магматической природе кристаллической литосферы.

В главе 3 на основе установления системных признаков Земли (состав, структура и текстура радиального разреза, форма и др.) и последовательного (ступенчатого) системно-гомологического моделирования обосновывается первичная флюидно-расплавно-матмагенная природа Протоземли, т.е. Земли на момент ее возникновения. Все дальнейшее становление земной «отливки» (дифференциация на супергеосферы и др.) по мере остывания планеты, которое не закончилось и сейчас, регулировалось механизмом послойного полиритмично-центробежного затвердевания неликвационного типа и диссипативно-синергетического характера в условиях открытой термодинамической системы. Это привело к формированию в радиальном сечении изначально гомогенной флюидно-металлически-силикатной планетарной отливки парагенеза мощных тугоплавких геосфер и серии пограничных между ними маломощных сравнительно низкоплавких остаточно-планетных «критических», астеносферных зон, которые включают сплошные и прерывистые расплавные подуровни, насыщенные флюидами (в т.ч. углеводородного состава), солями, металлами и неметаллами, являясь рудосферами и их частями — рудными астенолитами, астенолитизмами и их вертикальными апофизами — плюмами.

Таким образом, автор предложил и детально разработал концепцию, по которой Протоземля в момент рождения представляла собой вязкожидкорасплавленное раскаленное тело. Краеугольным камнем концепции послужили расчлененные А.А.Кузнецовым на примере щитов территории России первичная геологическая природа древнейших кристаллических пород Земли и петрогенезис ранней коры (протокора), а непосредственной петрологической моделью Земли — модель литосферы. При охлаждении по мере падения температуры происходило кристаллизационное расслоение в виде последовательного затвердевания геосфер Земли от центра к периферии с появлением

ем ритмичных циклов, определяющих состав земных оболочек, и циклов более мелкого масштаба внутри них. Хотя А.А.Кузнецов уподобляет Землю луковице, сложенной сплошными скорлупками, составляющие ее первично-коревые оболочки вряд ли обволакивают Землю панглобально, а представлены серией выклинивающихся линз.

Образование гидросферы и атмосферы автор монографии связывает с постепенно усиливающейся ювенильной дегазацией, что не имеет другой альтернативы как захват «чужих» атмосфер. Атмосфера Земли существовала всегда и является ее первой изначальной оболочкой в условиях «огненно-раскаленного» шара. По мнению авторов рецензии, кристаллизующуюся протокору обволакивала атмосфера, состоящая на 95% из CO_2 и NH_3 (азот до сих пор остался в атмосфере в больших количествах). Появление свободного O_2 и H_2O на рубеже 2,5 млрд.лет дало начало образованию водоемов, объем которых увеличивался от пересыхающих мелких бассейнов до интраконтинентальных морей. «Мирное» поступательное развитие событий нарушилось со времени массового вымирания динозавров и иридиевой аномалии. Произошло ураганное увеличение количества засоленной воды, образовавшей океаны, активизация перемещения континентов, возникли громадные по площади и мощности массивы калий-натриевых солей (например, Челкар), в четвертичное время появились обширные резервуары нефти и газа, усилилась деятельность ледников. Этот глобальный феномен не имеет еще объяснений, хотя перечисленные процессы связаны какой-то единой причиной. Заключение и выводы А.А.Кузнецова в главе 3 — хорошая начальная база для последующих исследований подобного феномена.

В главе 4, в которой выясняется природа крупных и сверхкрупных месторождений твердых, жидких и газообразных, прежде всего, углеводородных полезных ископаемых по их системным признакам, автор приходит к основополагающему выводу об эндогенном источнике рудного вещества большинства месторождений-(супер)гигантов, в первую очередь, докембрийского возраста, обусловленном функционированием остаточного-планетных флюидно-рудно-пневматолито-силикатных глубинных «критических» зон после их вскрытия разломами или иным способом. И здесь решающим моментом служит системное структурно-вещественное и затем генетическое моделирование месторождений, рудных узлов, районов, зон и провинций и прогнозирование по гомологии. Появление таких протоместорождений, или эмбриональных месторождений (термины А.Д.Щеглова и И.Н.Говорова) в разрезе ядра (?), мантии, протокры и земной коры — естественное тектоно-магматическо-металлогеническое следствие самоорганизации вещества медленно и длительно ритмично-послойно затвердевающей Земли. Этот механизм достаточно детально был описан в главах 2 и 3. Мы пока лишь догадываемся о природе движущих сил самоорганизации, но ясно, что они связаны с процессами нелинейной термодинамики.

Намеченный А.А.Кузнецовым общий генеральный эволюционный ряд минерально-генетических подтипов месторождений-(супер)гигантов на примере крупных рудных объектов Южной Африки и Азии по силе связи с материнским рудно-магматическим источником позволяет говорить о дополнительных критериях регионального прогноза еще не открытых крупнейших месторождений. Не секрет, что именно разработка месторождений-(супер)гиган-

тов во многом определяет минерально-сырьевой потенциал той или иной страны. Значение этого вывода трудно переоценить, поскольку категории запасов и уровень их разработки — основа национальной безопасности государства. Впрочем, акцент на прогнозирование новых месторождений-(супер)гигантов по наличию уже открытых промышленных объектов — элементов парагенетического эволюционного ряда месторождений был сделан А.А.Кузнецовым еще раньше. В свете усовершенствованных усилиями автора книги структурно-фациально-формационных моделей Анабарского, Алдано-Станового и частично Балтийского щитов после пересмотра традиционных взглядов на происхождение слагающих щиты древнейших плагิโอэколит (серогнейсово)-гранулитовых толщ по-иному проступают элементы их геолого-минералогических моделей, которые могли быть использованы в прикладной металлогении. Отметим, что автору принадлежит заслуга предсказания и открытия геохимической платиноносности анабарид. Известный высокий рудно-промышленный потенциал щитов в отношении золота, железа, никеля, платиноидов, урана и алмазов впервые объясняется им изначальной геохимической специализацией остаточного расплава протокры на отмеченные элементы, включая углерод, и последующим концентрированием их в процессе направленного многоступенчатого затвердевания этого расплава.

Выяснение определяющих черт природы Земли и месторождений-(супер)гигантов создало необходимую серьезную основу для того, чтобы доказательно перейти к анализу проблемы происхождения жизни на ранней Земле. В главе 5 последовательно рассматриваются системные признаки, потенциальные имманентные (состав) и внешние (среда) условия и время возникновения первых минерально-органических продуктов и, как итог, делается вывод о геобиохимической природе «примитивной» жизни (преджизнь, или протожизнь). Подтверждая мнение многих, если не большинства биологов, что жизнь — это самопроизводный закономерный продукт развития Земли, автор работы тем не менее обосновывает оригинальную, геобиогенетическую, модель появления преджизни в качестве конечного продукта эволюции изначальной «горячей» Прото-земли, причем, вполне конкретного процесса развития парагенетически тесно взаимосвязанных вертикально-этажных минералогических систем: сверхглубинные ядерно(?)-мантийные протоместорождения как элементы той или иной «критической» зоны (материнский источник) → плутоногенные месторождения, приуроченные к гигантским расслоенным интрузивам («котел») в основании зеленокаменных поясов → осадочно-вулканогенные стратиформные месторождения («сопло»), формировавшиеся в древнейших термальных проторифтогенных бассейнах (яркий пример — крупнейшая в мире минералогически связанная система Бушвельд (и Великая дайка) плюс Витватерсранд.

Вывод о том, что эволюция самых сложных объектов минерального мира трехступенчатых месторождений как своеобразных реакторов-инкубаторов от сверхглубинного эндогенного через глубинный до (при)поверхностного экзогенного порождает появление наиболее простых субъектов органического (во многом абиогенного) мира в виде полимерных белковых молекул и доклеточных организмов протобиосферы, имеет далеко идущие последствия для всей дальнейшей истории живого на Земле.

Таков достаточно неожиданный, но представляющийся оправданным вывод автора книги о возникновении преджизни на Протоземле не на гипотетических «субвита́льных территориях» с «горячим первичным питательным бульоном первобытного океана» (А.И.Опарин, Дж.Бернал и др.) или в некоем «теплом маленьком водоеме» (Ч.Дарвин), а во вполне реальных минерогенических (рудно-петрографических) провинциях и районах, и отвечающих им древнейших тектонических структурах (зеленокаменные пояса). Тем самым в отмеченное понимание «первобытных водоемов» вносится конкретное, геолого-тектонико-минерогеническое, содержание.

Следовательно, крупнейшие по запасам металлов и неметаллов позднеархейские—протерозойские рудные районы и минерогенические провинции в пределах рифтогенных зеленокаменных поясов (в узлах пересечения их трансформными палеоавлакогенами?) являлись одновременно очагами зарождения преджизни в период 3—2 млрд. лет тому назад. Руда и преджизнь протолитосферы дали начало протобиосфере. Грубо говоря, руда, ювенильная вода, углеводороды и преджизнь зародились в магме, точнее, в остаточном продукте функционирования взаимосвязанных трехступенчатых минерогенических систем, начиная от протопланетных рудно-магматических «мега-включений»—протоместорождений через плутогенные месторождения и кончая метаосадочно-вулканогенными стратиформными месторождениями. Для материнской «рудной магмы» данных месторождений были свойственны сверхконцентрации не только металлов и неметаллов, но и флюса — биоэлементов (С, Н, О, N, Р и S). Предложенное решение проблемы подтверждается всем комплексом известных к настоящему времени фактов, суммированных в монографии, от обнаружения древнейших микроорганизмов (фитопланктон, фитофоссилии, сине-зеленые водоросли) в разрезе главнейших мировых рудно-петрографических провинций (Южно-Африканская и др.) до открытия сульфидно-металлических вулканогидротермальных ареалов как «оазисов жизни» с высокотемпературно-барическими бактериями на дне океанов в зонах современных срединно-океанических подводных хребтов.

Вообще, глава о геологических основах возникновения преджизни на Земле, как и другие, исключительно интересна. По А.А.Кузнецову, преджизнь связана с коэволюцией в подсистеме «...протолитосфера—протобиосфера. Протобиосфера это самая верхняя астеносферная низкотемпературная автодиафоритовая оболочка Земли. Главными источниками — летучие и прочие компоненты из районов месторождений-(супер)гигантов. При смене углеводородных флюидов на углекислые, затем кислородные и водные происходил абиогенный синтез макромолекул с образованием биокристаллов как «кирпичиков...» преджизни. Автор предполагает, что зеленокаменные пояса это очаги преджизни.

В такой стройной теории все-таки возникает вопрос о среде, в которой зародилась преджизнь. Одному из рецензентов представляется, что наиболее благоприятной средой для начального синтеза была сама первичная углекисло-аммиачная атмосфера (плюс летучие компоненты из затвердевавшей протокоры). В данном случае элементы преджизни зарождаются не где-то в щелях остывающих, но еще горячих пород, а в свободной среде, дающей возможность неограниченной миграции компонентов с большей вероятностью той «случайной» их синтетической встречи, которая заложит первый кирпичик преджизни.

Изложение А.А.Кузнецовым вопроса о преджизни предпринято впервые по крайней мере, в отечественной литературе. Само понятие «преджизнь» введено автором в теорию происхождения жизни. Его геобиогенетическая гипотеза несомненно окажет большое влияние на развитие всего учения о природе жизни (вопрос только в том, чтобы эта гипотеза была популяризирована среди биологов).

В последней, шестой, главе сделана логически понятная попытка с помощью того же системного метода, конечно, с привлечением новейших данных физики и космологии выйти на разгадку природы геологического и физического пространства—времени, проблемы, поставленной в геологии В.И.Вернадским в первой половине XX столетия и заключающейся в положении о существовании в дополнение к известным типам фундаментальных физических полей особого, самостоятельного, физико-космологического пространственно-временного поля с собственными имманентными свойствами.

Монография подобной направленности и объема, конечно, не лишена ряда недостатков, которые, строго говоря, имеют технический характер.

Подводя итоги, надо признать, что книга очень своевременна и вскрывает немалое число «слабых мест» геологии на ее нынешнем этапе, и достаточно нетрадиционна как по содержанию, так и форме. С точки зрения содержания она сориентирована на критический, но вместе с тем бесспорно конструктивный анализ основных приоритетных проблем геологии и планетологии и даже более того (физики и биологии). Любой исследователь вправе соглашаться или не соглашаться с автором данной книги в оригинальных решениях фундаментальных проблем, стоявших перед естествознанием многие десятки лет и даже целые столетия. Однако тщательно отобранные и систематизированные существенные структурно-вещественные признаки геологических (а также биологических, и физических тел—объектов), примененный строгий метод анализа, единый для объектов всех рангов системной сложности, и полученные решения говорят сами за себя. Важно, что все выводы и следствия из них проверяемы и, как выясняется уже сейчас, оправдываются на практике.

Необычная форма изложения тоже понятна, так как в кратких отступлениях (выделены в главах мелким шрифтом) автор хотел совместить такие вещи как существо той или иной проблемы, скрытые механизмы поиска верного решения ее (роль подсознания) и сопутствующая поиску обстановка. Это расширяет традиционные рамки сугубо научного издания.

А.А.Кузнецов задался труднейшей целью, используя свой немалый опыт и вклад в геологию, заложить фундамент и построить каркас здания более совершенной по сравнению с прежней *системной* геологией, иными словами, новейшей геологии как стройной, корректной и упорядоченной системы геологических знаний, геологии, «...преломляющей понятия, методы и принципы общей теории систем и синергетики для решения своих главных научных и прикладных задач...». Необходимо сказать, что по большому счету ему удалось достичь поставленной цели, хотя он и ограничился рамками объектов магматической геологии и метаморфической петрологии, оставляя в стороне осадочные горные породы и формации и стратиферу как вторичные производные по отношению к эндогенным образованиям соответствующего ранга. «Моментом истины» на всех этапах анализа служил правиль-

ный выбор системных гомологовых моделей геологического, петрологического, физико-химического и металлогенического плана. Судя по полученным серьезным результатам, можно согласиться с мнением автора, что предлагаемые модельные решения приоритетных проблем закладывают основы системной геологии.

Отвлекаясь от частностей, следует признать, что книга А.А.Кузнецова представляет явление в нашей геологической литературе. Не исключено, что ей вообще нет анало-

гов в литературе наук о Земле. Давно такой обстоятельной работы не было. В ней анализируется и серьезно решается беспрецедентно большой круг вопросов, который мог быть освоен только энциклопедически образованным исследователем. Рассматриваемая книга — итог многолетнего титанического труда, она выдвигает автора в число ведущих петрологов нашего времени без декларирования каких-либо «очередных научных революций», «общих теорий Земли» и др.

УДК (049.32)

© А.Д.Харькив, 2006

Новая книга о карбонатитах и кимберлитах

А.Д.ХАРЬКИВ

Книга «Карбонатиты и кимберлиты (взаимоотношения, минерогения, прогноз)» (А.А.Фролов, А.В.Лапин, А.В.Толстов, Н.Н.Зинчук, С.В.Белов, А.А.Бурмистров), вышедшая в свет в 2005 г. (М.: НИА-Природа), стала одной из наиболее значительных научных публикаций по геологии и минерогении за последние годы. Авторский коллектив включает известных специалистов по кимберлитам и карбонатитам. Впервые проведен сравнительный анализ двух наиболее глубокогенерированных магматических формаций. Эти породы интересны не только как важнейший источник информации о наиболее глубинных из доступных наблюдению геологических процессов, но и как средоточие огромного сырьевого потенциала, который включает такие ценнейшие виды полезных ископаемых как алмазы, редкие металлы, фосфор и др. Использование весьма продуктивного, но не реализованного ранее сравнительного подхода к изучению этих родственных геологических образований, безусловно, принесло свои плоды и позволило авторам посмотреть по-новому на исследования каждого из формационных типов пород и разработку проблемы глубинного магматизма в целом.

В истории исследования карбонатитов и кимберлитов было время, когда сходство этих двух формаций казалось настолько всеобъемлющим, что дело доходило до их отождествления. В 40—50-х годах прошлого века известный исследователь карбонатитов Эккерман опубликовал серию статей, в которых описал кимберлиты щелочного комплекса Альнэ, причем под этим названием фигурировали породы пикрит-альнеитовой серии, являющиеся неотъемлемой частью многих карбонатитовых комплексов. Одна из поздних статей Эккермана «Сравнение шведских, африканских и русских кимберлитов» (1967). У него оказалось много последователей и в результате в этот период в петрологической науке возобладали представления о самой тесной генетической связи карбонатитов и кимберлитов.

Данный этап в исследовании карбонатитов и кимберлитов наиболее последовательно отражен в материалах симпозиума «Карбонатиты, кимберлиты и их минералы», организованного Международной минералогической ассоциацией в 1964 г. в Нью-Дели. Однако по мере накопления фактических данных стало очевидно, что подобные представления нуждаются в существенной корректировке

и обусловлены, главным образом, широко проявленной конвергенцией двух генетически самостоятельных формационных типов пород. Такой взгляд на проблему впервые продемонстрирован в работе Р.Митчелла «Кимберлиты и родственные породы» (1970).

За прошедшее время накопилось огромное количество новых геологических данных, касающихся потенциально алмазоносных и редкометаллоносных щелочных ультраосновных магматитов. Наиболее примечательные из таких открытий — находки алмазоносных кимберлитов в Канаде, Финляндии, Китае, открытие алмазоносности оливиновых лампроитов Западной Австралии и т.д. Ряд новых алмазоносных кимберлитовых и лампроитовых провинций обнаружен на территории России (Архангельская, Тунгусская, Карельская, Восточно-Саянская и др.).

За последние десятилетия существенно изменились и представления о карбонатитах, их формационном многообразии и возможном диапазоне геодинамических обстановок, свойственных карбонатитовому магматизму. Появились находки карбонатитов вне традиционной для них платформенной обстановки в коллизионных складчатых зонах и на океанических островах, а также доказательства их связи не только с классическими щелочными ультраосновными комплексами, но и с любыми типами глубинных щелочных магм, включая кимберлитовые. В данном случае, эти породы обладают некоторыми специфическими особенностями, отличающими их от классических редкометалльных карбонатитов, но указывающими на их связь с кимберлитами.

Ситуация в геологии карбонатитов и кимберлитов динамично развивается, и, прежде всего, в новых районах, в то время как во многих традиционных карбонатитовых и кимберлитовых провинциях наблюдается некоторый застой, который, по-видимому, объясняется не только исчерпанием резерва неоткрытых месторождений, но, вероятно, и необходимостью ревизии существующих концепций и поисковых моделей, приведения их в соответствие с современными геологическими данными.

Рецензируемая книга, в которой анализируется накопленный за последние десятилетия материал по геологии карбонатитов и кимберлитов, в полной мере отвечает этим задачам. В данном фундаментальном труде после общих сведений о карбонатитах и кимберлитах (глава 1) приведе-

на геологическая характеристика крупнейших карбонатитовых и кимберлитовых провинций мира. Особое внимание обращено на геолого-тектонические условия размещения двух формационных типов пород, их зональность, возрастные взаимоотношения и главные эпохи того и другого типа магматизма в геологической истории отдельных регионов (глава 2). Важные итоги этого раздела — фиксация закономерных различий в положении карбонатитов и кимберлитов по отношению к основным элементам внутриплитной тектоники и констатация близкосоизменного развития кимберлитового и карбонатитового магматизма в большинстве провинций.

Дальнейшая детализация взаимоотношений карбонатитов и кимберлитов при *сравнительном рассмотрении структур рудных полей и месторождений двух формаций* (глава 3) свидетельствует о том, что в структурно-морфологическом отношении эти образования имеют больше индивидуальных черт, чем общих. Различия между породами двух формаций касаются как размеров их выходов на земную поверхность, так и степени дифференцированности магматических проявлений и масштабов сопутствующего им метасоматоза. Необычайно большое разнообразие оруденения по сравнению с слабо дифференцированными кимберлитами связано с глубокой дифференциацией и длительным многофазным становлением карбонатитовых комплексов.

Вместе с тем, в субвулканических условиях в обеих формациях появляются весьма сходные тела трубообразной и дайковой форм, сложенные близкими по составу породами брекчиевого или автолитового строения. Присутствие в двух формациях таких конвергентных пород (кимберлиты—пикритовые порфириты; редкометалльные карбонатиты—кимберлитовые карбонатиты) нередко создает значительные проблемы при их формационной идентификации и минерогенетическом прогнозировании.

Первая часть книги, посвященная анализу геологических аспектов рассматриваемых формаций, завершается разработкой оригинальной модели развития внутриплитного карбонатитового и кимберлитового магматизма в рамках единого процесса магматической активизации мантии, являющейся следствием глобального тектогенеза. Существенные элементы этой модели — подъем мантийных плюмов и формирование платформенных мегасводов, рифтогенез в осевой части сводов и развитие карбонатитового магматизма непосредственно в зоне рифта, кимберлитового — на бортах сводовых поднятий, а траппового — в сопряженных синеклизах в соответствии с тектонофизическими условиями в этих структурных элементах древних кратонов. Несмотря на некоторую умозрительность такой модели, далеко не все элементы которой реально наблюдаются во всех провинциях, в целом она адекватно отражает основные закономерности локализации различных проявлений внутриплитного магматизма.

Вторая часть книги посвящена одному из важнейших аспектов взаимоотношений карбонатитов и кимберлитов — *проблеме конвергентности этих формаций*. Данная проблема имеет ключевое значение при минерогенетических исследованиях, и, хотя с ней связано большое количество неточных ошибочных прогнозов алмазности территорий из-за отсутствия четкой методики минерогенетической идентификации щелочных ультраосновных магматитов, но она и сегодня не утратила своей актуальности. Главный результат второй части книги — разработка оригинальной

петрогеохимической методики формационно-минерогенетического анализа семейства кимберлитов и конвергентных с ними пород (глава 5).

Первое, что необходимо было сделать при решении такой задачи — провести ревизию структуры формационного семейства, чтобы она была адекватна современным данным, в результате чего на основе сравнительного изучения классических или эталонных проявлений щелочного ультраосновного магматизма авторами предложена современная структура семейства кимберлитов и конвергентных с ними пород, в котором выделено два формационных сообщества или подсемейства. Первое из них включает традиционные формационные типы платформенного щелочного ультраосновного магматизма — алмазносные кимберлиты, пикрит-альнеитовые породы, ассоциирующиеся с редкометалльными карбонатитовыми комплексами (альпикриты), а также обширный класс щелочных пикритоидов, которые занимают промежуточное положение между первыми двумя формациями и не обладают явно выраженной минерогенетической специализацией (кимпикриты). Вторая группа формаций представлена алмазносными оливиновыми лампроитами, оранжеитами и более редкими маджгаванитами.

Одна из существенных особенностей предложенной структуры заключается в том, что понятие «кимберлит» используется в ней в узком смысле, ограничиваясь породами, содержащими алмаз и минералы алмазного парагенезиса и отличающимися специфическими петрогеохимическими признаками. Такое определение кимберлитов предлагается не впервые, однако именно сегодня подобный подход вполне обоснован и подготовлен прогрессом минералогических и петрохимических исследований, направленных на более надежную диагностику алмазносных пород. Преимущество подобного подхода состоит в том, что он позволяет не только более точно обозначить объект минерогенетического прогнозирования и геологических поисков, но и дать более четкое определение главных категорий глубинной петрологии и минерогенеза.

На основе современных петрохимических и геохимических данных, характеризующих эталонные формационные петротипы, авторами разработаны петрогеохимические критерии, индикаторные параметры и диагностические диаграммы, которые составляют методический аппарат формационно-минерогенетического анализа щелочных ультраосновных магматитов, позволяющий идентифицировать породы с тем или иным формационно-минерогенетическим типом и прогнозировать их потенциальную алмазность или редкометаллоносность.

Предложенные критерии и диагностические диаграммы апробированы на примере как хорошо изученных, так и новых перспективных щелочных ультраосновных провинций (Якутская и Архангельская алмазносные России; Великие Африканские рифты; Альто Паранаиба, Бразилия; Колорадо-Вайоминг, США; Слейв, Канада и др.) Результаты апробации, приведенные в главе 6, соответствуют выводам, полученным независимыми геологическими методами, что позволяет согласиться с авторской рекомендацией широкого использования предложенной методики в прогнозно-минерогенетических исследованиях. Во второй части книги рассмотрены и петрогеохимические взаимоотношения кимберлитов с оливиновыми лампроитами и оранжеитами, дан сравнительный анализ редкометалльных и кимберлитовых карбонатитов и приведены новые данные об алмазносных карбонатитах Тянь-Шаня.

Третья часть книги — *прогнозно-минерагеническая* — охватывает широкий круг вопросов, связанных с сырьевой базой алмазов и редких металлов, геолого-промышленными и минеральными типами месторождений, масштабностью и продуктивностью рудных объектов, ведущими эпохами рудообразования карбонатитов и кимберлитов (глава 7). Некоторые разделы данной главы, например, посвященный типоморфным особенностям алмаза, содержат уникальную информацию, позволяющую использовать типоморфизм алмаза в целях прогнозирования.

Вопросы прогнозирования месторождений алмаза и редких металлов рассмотрены в главе 8. В ней содержатся сведения о региональных и локальных критериях прогнозирования месторождений двух формаций. В числе первых сравниваются положение кимберлитов и карбонатитов по отношению к главным структурным элементам кратонов и особенностям строения земной коры, региональная зональность магматизма кратонных областей, взаимоотношения с трапповым магматизмом. Среди локальных критериев рассматриваются структурные, тектонофизические, минералогические, петрографические, петрохимические, геохимические, петрофизические и геофизические.

Глава содержит ряд оригинальных новшеств, которые могут повысить эффективность традиционных методов прогнозирования месторождений алмаза и редких металлов. Так, в числе минералогических критериев наряду с минералами-спутниками впервые привлекаются сведения о типоморфизме алмаза. В разделе «Петрохимические критерии» представлена оригинальная методика формационно-минерагенического анализа кимберлитов и конвергентных пород, существенно дополняющая традиционные минералогические методы прогнозирования и поисков месторождения алмаза. Геохимические критерии содер-

жат первые сведения о контрастных геохимических типах кимберлитов, представленных породами традиционных алмазоносных районов Якутии, с одной стороны, и недавно открытыми здесь геохимически аномальными кимберлитами Накынского поля, а также Золотицкого поля в Архангельской провинции, с другой.

Заключительный раздел книги посвящен *перспективам выявления новых объектов на территории России*. Составлены схемы размещения рудных объектов Восточно-Европейской и Сибирской провинций и обосновано выделение перспективных площадей для поисков месторождений алмаза и редких металлов. Приведенные материалы свидетельствуют о реальных возможностях новых открытий в этой области.

Четвертая часть представляет собой многофакторную *информационную базу данных* по карбонатитам и кимберлитам мира. Она включает геологические и рудные параметры 150 карбонатитовых массивов и около 200 кимберлитовых трубок. Статистический анализ банка данных позволил получить достоверные оценки тектонических, возрастных и структурных критериев прогноза магматических комплексов, полей, районов и провинций карбонатитов и кимберлитов.

Говоря о книге в целом, нельзя не отметить ее насыщенность тщательно подобранным фактическим материалом и прекрасно выполненными графическим иллюстрациями.

Новая книга о карбонатитах и кимберлитах, несомненно, будет способствовать более глубокому пониманию сложных проблем петрологии глубинных щелочных ультраосновных пород, а также решению практических вопросов минерагении и прогнозирования месторождений алмаза и редких металлов. Она послужит хорошим помощником в исследовании карбонатитов и кимберлитов и в работе геологов-поисковиков.

От редколлегии Новые книги в библиотеке журнала «Отечественная геология»

Авторы статей, опубликованных в «Отечественной геологии», нередко присылают в редакцию журнала свои книги. Редколлегия журнала, выражая признательность за внимание, приняла решение периодически публиковать краткие обзоры присланных работ. Публикуемый в данном номере журнала обзор касается книг, присланных геологами-дальневосточниками.

Небольшая по объему, но весьма емкая по содержанию книга Ю.И.Бакулина [1] по своей сути и структуре напоминает известное произведение Ю.А.Косыгина «Опыт интеллектуальной автобиографии», которое было издано в 1993 г. Принципиальные отличия определяются, как нам кажется, тем, что за 12 лет, разделяющих эти работы, отечественная геология и отечественные геологи испытали ряд преобразований, которые, как полагают некоторые исследователи, привели к завершению «золотого века геологии» не только в России, но и в других странах.

В начале книги Ю.И.Бакулин утверждает, что сомнение служит началом любого творческого процесса, в чем принципиально расходится с Н.Л.Добрецовым, в недавнем интервью которого буквально сказано следующее [2]:

«Геология в последние годы наконец-то стала «логией», то есть наукой. Долгое время это была геогнозия — описание увиденного, полунанука, полуйскусство. Говорили: сколько геологов, столько и мнений. Ничего подобного! За рубежом, где отбор достаточно жесткий, плохих геологов практически не осталось (*а у нас?* — ОГ), поэтому на каждом обнажении либо одно мнение, либо не хватает данных, чтобы его составить, неоправданные предположения редки».

В отличие от этой оценки, Ю.И.Бакулин демонстрирует широту и многовариантность подходов. Он излагает свои понимания природы творчества и критерии истинности научных построений, предлагает разумно доступный компромисс между классической геотектоникой и крайним мобилизмом, отводя ведущую роль в формировании земной коры гравитационным факторам. Автор дает систематизированное изложение представлений о рудообразовании и его эволюции в истории Земли, что относительно слабо связано с материалами разделов геотектонического содержания. Трудно не согласиться с Ю.И.Бакулиным в том, что рудообразование представляет собой естественную часть процессов литогенеза, а базовое положение о рассеивании и концентрировании рудного вещества заставляет вспомнить давнее высказывание А.И.Тугаринова о том, что источнику рудного вещества отвечает одна из его остановок в процессах постоянного геологического круговорота масс.

Очень краткие разделы о жизни, воде, науке фиксируют общие подходы Ю.И.Бакулина к сложнейшим проблемам. В разделах «Общество» и «Человек» дана авторская оценка новейшей истории России и реформ в области отечественной геологии, что представляет известный интерес не только для геологического сообщества.

Книга содержит множество фотографий, охватывающих более чем полувековую историю геологов-дальневосточников, а также перечень работ автора.

В разделе «Закключение» Ю.И.Бакулин задает себе вопрос — зачем он написал книгу? — и пытается на него ответить. Очевидно, что читатели могут дать и свои оценки, возможно, менее пессимистичные.

Э.Л.Школьник с соавторами [3] посвятили свой труд оценке роли микроорганизмов в накоплении золота в рудах Витватерсранда. Работа основана на детальном изучении с помощью сканирующего электронного микроскопа углеродистых пород (тухлитов), слои которых мощностью до 4—6 см (со средним содержанием Au 5—10 г/т) непосредственно подстилают золотоносные конгломераты, горизонтально слоистых углеродистых пород между пачками конгломератов и фрагментов углеродистых пород в конгломератах. В книгу включены многочисленные оригинальные микрофотографии углеродистых пород, а также уникальные снимки различных форм золота в них. Золото слагает пластинки и пучки нитей, иногда пустотелых, местами выполняет пустоты, наплывает на углеродистые столбики и приспособливается к ним, а иногда оно представлено явными биоморфозами по нитям углеродистых столбиков. В последние годы в них американскими микробиологами установлены ДНК цианобактерий, а в ИГЕМ РАН характерные биомаркеры — ванадилпорфирины.

Изучение галофильных цианобактериальных матов лагуны Сиваша позволило получить весьма близкие морфологические аналоги столбчатых углеродистых слоев. Циановые маты, обычно растущие горизонтально, при опреснении лагуны начинают расти вверх. После спада уровня воды в лагунах и восстановления засоления, вертикальные части быстро каменеют, а мат восстанавливает рост в горизонтальной плоскости. По-видимому, перед началом формирования конгломератов в бассейн Витватерсранда поступали пресные воды, что приводило к кратковременному вертикальному росту цианобактериальных матов. После спада уровня воды маты высыхали, а растворенное золото отлагалось между нитями мата. Окаменевшие части мата с золотом разрушались при образовании конгломератов и в виде галек включались в их состав. В углеродистых фрагментах конгломератов описано золото такого же характера и строения, как и в углеродистых столбчатых слоях.

Концентрирование золота в углеродистых слоях авторы считают наиболее продуктивным процессом накопления этого металла в осадочных толщах, включая формирование типичных биоморфоз.

В качестве источника золота рассматриваются подстилающие раннеархейские гранитно-метаморфические комплексы, обеспечившие после разрушения при выветривании поступление значительных количеств растворенного золота, которое при отмирании и фоссилизации цианобак-

териальных матов побережья отлагалось в их межклеточном пространстве.

Следует отметить, что в ряде работ ЦНИГРИ, на часть которых в книге имеются ссылки, была показана возможность накопления золота на прибрежных циановых матах при поступлении этого металла по модели апвеллинга из, так называемых, курильщиков — зон рассеянного спрединга. По сути такие же процессы используются в технологических схемах извлечения золота (осаждение на активированном угле, «углерод в пульпе»), так что человечество лишь повторяет действия природы.

Что касается генезиса руд Витватерсранда, то кажутся недооцененными построения Д.Кэмпбелла и А.Д.Щеглова, которые при разных подходах обосновали принадлежность руд Ранда к продуктам колчеданообразующих процессов. При их реализации в обстановке относительного мелководья разгрузка системы сопровождается отложением кремнистых металлоносных эксгалитов и частыми эксплозиями, влекущими за собой формирование, так называемых, конгломератов и округлых обломков пирита. Подобные образования, включая рудокласты, в свое время были вскрыты на ряде медноколчеданных месторождений Урала и широко обсуждались в работах многих исследователей (М.Б.Бородаевская, Н.В.Петровская, С.Н.Иванов и др.). Рассматриваемая работа дополняет эту модель, обосновывая первичное концентрирование золота из остаточных флюидов на циановых бактериальных матах.

Независимо от генетических интерпретаций, дальнейшие исследования биоморфизма золота в осадочных толщах и россыпях представляются весьма актуальными, о чем убедительно свидетельствует рассматриваемый труд.

Коллективом авторов — Э.Л.Школьник, Е.А.Жегалло, Б.А.Богатырев и др. [4] — изложены результаты изучения под сканирующим микроскопом биоморфоз в бокситах различных генетических типов и разного возраста из месторождений Австралии, Северной и Южной Америк, Азии, Африки и Европы.

В монографии изложена история изучения биоморфных структур в бокситах и освещены современные представления об условиях и главнейших факторах формирования бокситов. В трех главах дано подробное описание биоморфоз в кайнозойских бокситах Индии, Вьетнама, Кубы, Бразилии, Гвинеи, Австралии, США, Дальнего Востока России, Ямайки; в мезозойских бокситах Сибирской платформы, Енисейского кряжа, Мугоджар, Казахстана, Среднего Урала и Черногории; в палеозойских и протерозойских бокситах Курской магнитной аномалии, Северо-Онежско-

го района, Южного и Северного Урала, Среднего Тиммана, Восточного Саяна, Енисейского кряжа и Монголии.

Биоморфозы обнаружены во всех генетических классах бокситов (латеритных и, частично, некоторых осадочных) любого возраста из разных регионов. Отмечаются псевдоморфозы минералов бокситов по различным организмам, но наиболее важная в количественном отношении роль принадлежит биоморфозам прокариотных микроорганизмов, что отражает их значительно большую распространенность в верхних частях кор выветривания.

Главный вывод сформулирован следующим образом: важная роль микроорганизмов проявляется на разных этапах формирования и сохранности бокситов, на некоторых этапах бокситы практически целиком сложены биоморфозами. При этом микроорганизмы осуществляют две функции. Первая деструктивная — разрушение минералов бокситоматеринских пород — хорошо известна по многочисленным публикациям. Впервые выяснилось, что микроорганизмы участвуют и в разрушении кристаллического гибсита, образующегося уже в процессе латеритизации. И, другая, не менее важная — функция накопления, сохранения бокситового вещества (что до сих пор не обсуждалось в проблеме бокситообразования, поскольку почти не наблюдалось) — минерализация тел организмов после их отмирания.

Книга вносит существенный вклад в теорию экзогенного рудообразования и представляет значительный интерес для широкого круга исследователей.

В целом, проведенные исследования в области биоморфизма рудного вещества открывают новое направление в теории рудогенеза — взаимодействия и взаимосвязи органической и неорганической сред литогенеза.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бакулин Ю.И. Земля. Человек. Общество. Размышления на тему: «Мои первотропы». — Владивосток: ДВИМС, 2006. — 72 с., ил.
2. Поиск. № 3 (869). 20.01.06.
3. Школьник Э.Л., Жегалло Е.А., Герасименко Л.М., Шувалова Ю.В. Углеродистые породы и золото в них бассейна Витватерсранд, ЮАР — исследование с помощью электронного микроскопа. — М.: Эслан, 2005. — 120 с., 125 ил.
4. Биоморфные структуры в бокситах (по результатам электронно-микроскопического изучения) / Авторы: Э.Л.Школьник, Е.А.Жегалло, Б.А.Богатырев, Ю.Ю.Бушельский, А.Д.Слукин, В.М.Новиков, Э.А.Еганов, А.Ф.Георгиевский, В.В.Жуков, В.И.Мыскин, Б.Н.Одокий. — М.: Эслан, 2004. — 184 с., библи. — 148 назв., фототаблиц — 70.

95-летие Льва Исааковича Красного

4 апреля 2006 г. исполнилось 95 лет Льву Исааковичу Красному — члену-корреспонденту Российской академии наук, лауреату Ленинской премии и Государственной премии России, главному научному сотруднику ВСЕГЕИ.

Л.И.Красный родился в 1911 г. в Санкт-Петербурге в семье учителя. С этим городом связаны многие страницы его жизни: учеба в Ленинградском горном институте и аспирантуре ВСЕГЕИ, участие в обороне Ленинграда во время Великой Отечественной войны, многолетняя работа во ВСЕГЕИ. В 1936 г. после окончания института он был направлен на работу в Дальневосточное геологическое управление. Успехи в решении ряда важнейших проблем геологии Востока нашей страны принесли Л.И.Красному заслуженное признание. В 1956—1990 гг. он возглавлял оргкомитеты I—IV Дальневосточных стратиграфических совещаний, существенно повлиявших на повышение уровня геологосъемочных работ. По инициативе Л.И.Красного в Хабаровске в период его работы в ДВИМС (1970—1974 гг.) были организованы Дальневосточный филиал НРС ВСЕГЕИ и региональная стратиграфическая комиссия.

В 1975—1990 гг. он руководил Советом по координации научно-исследовательских и тематических работ в районе Байкало-Амурской железнодорожной магистрали Мингео СССР. Проведенные под его руководством исследования закончились выходом в свет в 1988 г. двухтомной монографии «Геология зоны БАМ» и «Атласа карт геологического содержания зоны БАМ». Продолжением и развитием этих исследований стало составление в 1990—1996 гг. под редакцией Л.И.Красного и Пэн Юньбяо совместно российскими и китайскими геологами «Геологической карты Приамурья и сопредельных территорий масштаба 1:2 500 000».

В течение многих лет Л.И.Красный во главе большого коллектива ученых различных организаций изучал проблемы геологии Тихого океана и его обрамления. В 60—70-х годах вышли в свет подготовленные под его редакцией и при его участии геологическая и структурно-формационная карты северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса масштаба 1: 1 500 000, четырехтомная монография «Геология Северо-Восточной Азии», двухтомная монография «Геология Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана», серия карт Тихого океана и Тихоокеанского подвижного пояса масштаба 1: 10 000 000. В конце 80-х годов под редакцией Л.И.Красного были подготовлены и изданы крупные обобщающие монографии — том 8 «Восток СССР» и том 10 «Геологическое строение СССР» десятилетия «Геологическое строение и закономерности размещения полезных ископаемых СССР».

Труды Л.И.Красного существенно обогатили геотектонику. Еще в 1962 г. он впервые обратился к вопросам тектонической систематики и терминологии, и спустя 10 лет вышло в свет первое, а в 1977 г. второе издание книги «Проблемы тектонической систематики».

В середине 60-х годов Лев Исаакович на основе материалов по Восточной Азии выдвинул концепцию блоковой делимости литосферы Земли. В дальнейшем в книге «Глобальная система геоблоков» (1984) была обоснована схема геоблокового строения Земли в целом и особо подчеркнуто значение межгеоблоковых систем. В 1990 г. опубликованы и первые результаты проведенного Л.И.Красным анализа минерагенических аспектов геоблоковой концепции. В 1997 г. в докладе «Основные черты геологии и минерагении мира» Л.И.Красный показал принципиально важные глобальные закономерности размещения важнейших полезных ископаемых и предложил приступить к составлению «Геолого-минерагенической карты мира» масштаба 1:15 000 000. Всего через три года эта карта демонстрировалась на XXXI сессии Международного геологического конгресса.

Лев Исаакович Красный — активный участник почти всех форумов, посвященных геологии Востока России, Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана, различных всесоюзных, всероссийских и международных совещаний, конференций и сим-



позиумов. Пропагандируя достижения российской геологической науки, он входит в состав Национального комитета Тихоокеанской научной ассоциации, участвует в семи сессиях Международного геологического конгресса и трех Тихоокеанских научных конгрессах. Л.И.Красный ведет большую общественную работу: он был членом Межведомственного тектонического комитета с его основания, состоит членом Межведомственного стратиграфического комитета, членом редколлегии журнала «Отечественная геология».

Заслуги Л.И.Красного перед Родиной отмечены многими боевыми и трудовыми наградами, среди которых ордена «Отечественной войны», «Почета», «Дружбы народов». Среди его учеников немало докторов и кандидатов наук, руководителей производства.

В 2000 г. по инициативе Л.И.Красного и при его живейшем участии была организована подготовка Энциклопедического словаря «Планета Земля», не имеющего мировых аналогов. В 2004 г. вышел из печати том «Тектоника и геодинамика», редакторы которого Л.И.Красный, О.В.Петров, Б.А.Блюман не только объединили и привели в систему материалы многих выдающихся отечественных исследователей, но и сами подготовили ряд ключевых разделов. Ведется работа по подготовке томов «Земля — космическое тело», «Глубинное строение Земли», «Минерагения континентов». Этому тому Л.И.Красный уделяет особое внимание. В нем, как кажется, отражены его давние устремления к познанию процессов рудообразования и значительный вклад в создание и развитие отечественной минерально-сырьевой базы.

Поздравляем Л.И.Красного со славным юбилеем, желаем ему больших успехов в реализации творческих замыслов и крепкого здоровья.

*Коллегия МПР РФ
Ученый совет ВСЕГЕИ
Редколлегия журнала*

75-летие Михаила Владимировича Шумилина

Исполнилось 75 лет Михаилу Владимировичу Шумилину — профессору, доктору геолого-минералогических наук, одному из крупнейших специалистов в области геологии урана и методики поисков и разведки рудных месторождений.

В 1954 г. М.В.Шумилин окончил геологоразведочный факультет Московского института цветных металлов и золота. До 1962 г. он работал в полевых круглогодичных партиях Сосоновской экспедиции 1-го Главного геологоразведочного управления Министерства геологии СССР. Михаил Владимирович — участник, а затем и руководитель работ по разведке первых месторождений урана в Забайкалье (Дурулгуевское и Оловское).

В 1962 г. М.В.Шумилин переходит на преподавательскую работу в Московский институт цветных металлов и золота, а в 1963 г. в Московский геологоразведочный институт, когда в него была передана подготовка инженеров-геологов. При участии М.В.Шумилина в МГРИ начинают готовить специалистов нового профиля — экономика и организация геологоразведочных работ, организуются специальные курсы, разрабатываются учебные задания по этой специальности.

Одновременно Михаил Владимирович ведет большую научно-исследовательскую работу, разрабатывая научные основы ускоренной разведки месторождений урана. В 1963 г. он без отрыва от преподавательской деятельности успешно защищает кандидатскую диссертацию. В 1964—1973 гг. он в составе научно-исследовательской группы института под руководством А.Б.Каждана принимает непосредственное участие в разведке и подсчете запасов большинства разведывавшихся в те годы урановых месторождений: Ватутинское и Северинское на Украине, Стерльцовское в Забайкалье, Грачевское в Казахстане, месторождения Эльконского района в Якутии и др. Параллельно М.В.Шумилин много работает в качестве эксперта государственной комиссии по запасам полезных ископаемых, участвуя в экспертизе материалов разведки многих крупнейших рудных месторождений: Норильск, Тирны-Ауз, Сухой Лог, Жайремское и др.

В 1974 г. М.В.Шумилин назначается заместителем начальника — главным геологом 1-го Главного геологоразведочного управления Мингео СССР и работает в этой должности до 1990 г. Под его руководством и при непосредственном участии открыт и разведан ряд новых месторождений урана в Казахстане, Узбекистане, в Украине и России, в т.ч. Новокоптяновское, Антей, Аргунское, Инкайское, Косачинское, Камышовое и др. Планы прироста запасов урана, устанавливаемые Правительством, в этот период неизменно перевыполняются, а подсчеты запасов новых месторождений утверждаются Государственной комиссией по запасам с высокими оценками.



За достигнутые успехи в развитии сырьевой базы урана М.В.Шумилину с группой специалистов Мингео и Минсредмаша в 1981 г. была присуждена Государственная премия. В 1986 г. по итогам работ пятилетки он награжден орденом «Знак Почета».

Находясь на административной работе, М.В.Шумилин не оставляет научную деятельность. В 1976 г. выходит в свет его первая книга «Разведка и опробование урановых месторождений» (соавтор Л.Ч.Пухальский), затем «Подсчет запасов урановых месторождений» (соавтор В.А.Викентьев), «Экспертиза подсчетов запасов» (соавтор И.А.Карпенко), «Зарубежные месторождения урана» (соавторы Н.П.Лаверов, А.О.Смилкстын) и ряд др. По совокупности опубликованных работ М.В.Шумилину в 1983 г. присуждается ученая степень доктора геолого-минералогических наук.

В 1989 г. М.В.Шумилин избирается по конкурсу заведующим одной из кафедр МГРИ и возвращается к преподавательской работе.

Им разрабатывается и впервые читается в вузах новый курс «Разведка и оценка месторождений в условиях рынка». На материалах этого курса подготавливаются затем работы: «Геолого-экономические основы горного бизнеса» (1998) и «Бизнес в ресурсодобывающих отраслях» (2001) и др., получившие широкую известность.

В настоящее время Михаил Владимирович продолжает активно трудиться, занимая должность помощника руководителя ФГУГП «Урангео» и передавая свой опыт новым поколениям геологов.

*Коллегия Роснедра
Ученый совет ВИМС
ФГУГП «Урангео»
Редколлегия журнала*

ВНИМАНИЮ АВТОРОВ!

Требования к статьям, представляемым в редакцию журнала «Отечественная геология»

При оформлении статей необходимо руководствоваться следующими правилами:

1. Рукопись представляется с установленными сопровождающими документами руководством организации или лично автором (авторами).
2. Статья подписывается автором (авторами), в конце ее необходимо написать фамилию, имя и отчество автора полностью, место работы, занимаемую должность, ученую степень, адрес и телефоны (домашний и служебный).
3. Объем статьи не должен превышать 15 страниц, включая таблицы и список литературы. Оставляются поля: сверху (2 см), снизу (2 см), справа (1 см) и слева (3 см). Все страницы рукописи нумеруются. В редакцию представляются два экземпляра статьи: распечатка с принтера, а также текст на дискете в Text format (*.rtf) или 8,0/98 (*.doc) с использованием шрифта Times New Roman Cyr. (размер 12, полуторный межстрочный интервал). В отдельные файлы помещаются статья, таблицы. По окончании работ дискеты по желанию автора возвращаются. Возможна передача статей по электронной почте: e-mail: tsnigri@pol.ru, tsnigri@tsnigri.ru.
4. Точность приведенных цитат должна быть заверена подписью автора на полях рукописи, обязательно указывается источник по списку литературы.
5. Для набора математических формул и химических символов рекомендуется использовать Microsoft Equation 2.0
6. Список литературы дается сквозной нумерацией в алфавитном порядке. Иностранная литература помещается после отечественной. Ссылки в тексте на источник из списка литературы приводятся соответствующим порядковым номером в квадратных скобках. В список не следует включать неопубликованные работы.
7. Рисунки и другие графические материалы (не более 4) прилагаются к статье в двух экземплярах в отдельном конверте. На обратной стороне каждого рисунка карандашом указываются его порядковый номер, фамилия автора и название статьи. Размер оригиналов рисунков не должен превышать формата страницы журнала. Рисунки принимаются в виде фотокопии (на глянцевой бумаге), на дискетах с распечаткой на бумаге. Цифры и буквы в условных обозначениях, вынесенных за пределы рисунка, даются курсивным шрифтом. Текстовые и цифровые надписи на рисунках набираются на компьютере. Размер букв и цифр должен быть не менее 2 мм, толщина линий рисунка не менее 0,2 мм. Каждый рисунок помещается в отдельный файл в одном из следующих форматов: TIFF bitmap (*.tif), Encapsulated Post Script (*.eps), Corel Draw (*.cdr), Диаграмма Microsoft Excel (*.xls). Графика должна быть прямо связана с текстом и способствовать его сокращению. Оформление и содержание иллюстративного материала должны обеспечивать его читаемость после возможного уменьшения. Ксерокопии и сканированные ксерокопии не принимаются.
8. Подрисуночные подписи печатаются на отдельной странице (текстовый файл, после списка литературы). Рисунки, не удовлетворяющие требованиям редакции, возвращаются автору.

Contents

Extract from Order # 3 dy the Ministry of Natural Resources of the Russian Feleration dated Febenary 28, 2006	3
---	---

METALLIFEROUS AND NONMETALLIFEROUS DEPOSITS

<i>Korovkin A.A.</i> Uranium-polymetallic ore-forming systems of riftogenous structures of southern Far East of Russia.	5
<i>Konyshev V.O.</i> Fyodorovsko-Kedrovskoye goldfield — lithological and stratigraphic control of gold potential	13

LITHOLOGY, PETROLOGY, MINERALOGY, GEOCHEMISTRY

<i>Yegorov K.N., Rotman A.Ya., Zinchuk N.N., Nosyko S.F., Soneyeva L.A.</i> Geochemistry (ICP-MS) and mantle source of kimberlites, north-eastern Angola	20
<i>Tombasov I.A.</i> Autonomous anorthosites of southern Aldanian shield — their formational specification (exemplified by Kalarsky massif) ..	29

GEOPHYSICS AND DEEP STRUCTURE

<i>Baryshev L.A.</i> Physical-geological models in oil and gas seismic survey (Kovyktinskoye deposit)	35
--	----

GEOLOGY AND GEOPHYSICS OF THE WORLD OCEAN

<i>Uglov B.D.</i> Geological-geophysical regionalization of the World ocean floor for metallogenic analysis	42
--	----

GEOECOLOGY

<i>Gangnus N.P., Vilenkina Yu.V., Savushkina E.Yu.</i> Use of light-element stable isotope method in environmental studies	52
---	----

DISCUSSIONS

<i>Bychinsky V.A., Karpov I.K., Kopteva A.V., Chudnenko K.V.</i> Total and metastable equilibrium of hydrocarbons in the Earth's crust and upper mantle	65
--	----

BRIEF COMMUNICATIONS

<i>Negrutsa V.Z.</i> Prospecting at geology/cosmology boundary	75
<i>Ruban D.A.</i> Geoconservation as a method for Russian geological heritage preservation	78
<i>Boishenko A.F.</i> Minerals of Mongolia	82

REVIEWS

<i>Bogdanov Yu.V., Kazakov A.N.</i> Priority geological problems and their solution	86
<i>Kharkiv A.D.</i> A new book on carbonatites and kimberlites	90
New books in the library of «Otechestvennaya geologiya» magazine	93

95 th anniversary of Lev Isaakovich Krasny	95
75 th anniversary of Mikhail Vladimirovich Shumilin	96