

Отечественная ГЕОЛОГИЯ



Журнал выходит один раз в два месяца

Основан в марте 1933 года

1/2010

Учредители:

Министерство природных ресурсов и
экологии 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.И.Казанский, *А.А.Кременецкий*, *Г.А.Машковцев*,
Н.В.Милетенко (зам. главного редактора),
А.Ю.Розанов, *Г.В.Ручкин* (зам. главного
редактора), *В.И.Старостин*

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

75-летие Центрального научно-исследовательского геологоразведочного института цветных и благородных металлов (ЦНИГРИ)	3	ЛИТОЛОГИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ	
К ШЕСТИДЕСЯТИПЯТИЛЕТИЮ ПОБЕДЫ			
<i>Козловский Е.А.</i> Геология от Победы до наших дней	6		
РУДНЫЕ И НЕРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ			
<i>Макарьев Л.Б., Вояковский С.К., Павлов М.В., Илькевич И.В.</i> Редкоземельно-урановое оруденение Чинейского массива (Кодаро-Удоканский прогиб)	15	<i>Миляев С.А., Чекваидзе В.Б., Исакович И.З.</i> Сопряженные системы: рудное тело — первичный ореол—вторичный ореол—поток рассеяния на примере Наталкинского рудного поля (Северо-Восток России)	47
<i>Акулов Н.И.</i> Алмазоносность Ангариды	23	ДИСКУССИИ	
<i>Валиева Д.С.</i> Систематизация золоторудных месторождений Казахстана	29	<i>Соловьев В.А., Соловьева Л.П.</i> Открытия и гипотезы в геологии	55
СТРАТИГРАФИЯ, РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТОНИКА		<i>Лурье М.А., Шмидт Ф.К.</i> Содержание, металлоносность, изотопия углерода и серы нефтей как показатели их генезиса	62
<i>Уфимцев Г.Ф., Щетников А.А., Филинов И.А.</i> Баргузинская впадина, ее соотношения с Байкальским рифтом и особенности кайнозойского рифтогенеза на юге Восточной Сибири	32	<i>Бакулин Ю.И.</i> О природе превращений золота в рудогенезе	67
<i>Турченко С.И.</i> Палеопротерозой (2,5—1,65 млрд.лет) — время смены тектонического и металлогенического стилей развития постархейской континентальной коры	38	<i>Образцов А.И.</i> К дискуссии по статье «Критические замечания по тектонике плит с позиции пульсационного развития Земли»	69
		85-летие Анатолия Антоновича Шаркова	71
		70-летие Георгия Владимировича Ручкина	73
		К 100-летию со дня рождения Нины Васильевны Петровской	75
		Александр Петрович Карпинский	78
		Памяти Владислава Михайловича Яновского	79
		Порядок оформления статей, представляемых в журнал «Отечественная геология»	80

Редакция: Р.В.Добровольская, Т.М.Папеско
Верстка и оригинал-макет Н.П.Кудрявцева

Журнал включен в Реферативный журнал и Базы данных ВИНТИ

Подписано в печать 27.01.2010. Формат 60 88/8. Бумага мелованная.
Печать офсетная.

Адрес редакции: 117545 Москва, Варшавское шоссе, 129 кор. 1
Телефон: 315-28-47. Факс: 313-43-47. E-mail: tsnigri@tsnigri.ru
Сайт научной электронной библиотеки: <http://elibrary.ru>

Отпечатано ООО «Арт Медиа Хауз»

75-летие

Центрального научно-исследовательского геологоразведочного института цветных и благородных металлов (ЦНИГРИ)

В марте 1935 г. основан ЦНИГРИ на правах отдела в составе треста «Золоторазведка», а с 1 января 1936 г. выделен в самостоятельную хозрасчетную единицу — НИГРИЗолото в качестве базовой научной организации по обеспечению страны золотодобычей. В процессе развития НИГРИЗолото преобразовался в специализированный комплексный научно-исследовательский геологоразведочный институт по широкому спектру проблем геологии, прогноза, поисков, оценки, разведки месторождений благородных, цветных металлов и алмазов, геофизических методов и аппаратуры, техники и технологий горноразведочных и буровых работ, технологий обогащения и методов анализа руд. Комплексные исследования проводились во всех союзных республиках. Научно-производственные базы института (филиалы, экспедиции, отделения и партии) располагались в городах: Москва, Чита, Тула, Баку, Мирный, Семипалатинск, Заравшан, Архангельск, Магадан.

В разные годы институтом руководили Н.Н.Горностаев (03.1935—03.1936), Ю.К.Краукле (03.1936—04.1938), О.А.Дубровский (07.1938—09.1940), Г.К.Славин (09.1940—03.1944), Я.Н.Спиваков (03.1944—03.1951), Е.А.Савари (03.1951—12.1964; 06.1971—05.1972), И.С.Рожков (12.1964—06.1971), П.Ф.Иванкин (05.1972—12.1980), В.А.Нарсеев (12.1980—12.1988). Директором ЦНИГРИ с января 1989 г. и по настоящее время является И.Ф.Мигачев.

В 1972 г. постановлением ГКНТ СССР институт был определен головной организацией Мингео СССР. К 50-летию ЦНИГРИ в нем трудилось около 3000 сотрудников, 70% из них — в региональных подразделениях. К этому времени в институте сформировались и эффективно развивались научные школы, созданные трудами выдающихся исследователей, пользующихся высоким авторитетом геологического сообщества России, стран ближнего и дальнего зарубежья:

Прикладная металлогения, модели рудообразующих систем и месторождений: Д.И.Горжесевский, А.И.Кривцов, Н.К.Курбанов, И.Ф.Мигачев, Г.В.Ручкин, Н.А.Фогельман, С.Д.Шер, Л.И.Яковлев.

Прогноз, поиски и оценка месторождений благородных и цветных металлов: М.Б.Бородаевская, Н.И.Бородаевский, С.С.Вартанян, Г.П.Воларович, М.Н.Годлевский, П.Ф.Иванкин, С.А.Кашин, М.М.Константинов, В.А.Нарсеев, Ю.М.Щепотьев.

Прогноз, поиски и оценка месторождений алмазов: В.И.Ваганов, Н.Н.Зинчук, Ф.В.Каминский, Б.И.Прокопчук, И.С.Рожков, В.С.Трофимов, Е.В.Францессон.

Экзогенная золотоносность: Ю.П.Казакевич, С.Г.Мирчинк, Н.М.Риндзюнская, Е.Я.Синюгина, И.Б.Флеров, Т.П.Шевцов.

Методика разведки, подсчет запасов и геолого-экономическая оценка месторождений: А.П.Божинский, В.Н.Иванов, П.Л.Каллистов, М.П.Просняков, И.З.Самонов, В.В.Стефанович.

Генетическая и прикладная минералогия: П.С.Бернштейн, Л.А.Николаева, Н.В.Петровская, Г.С.Румянцев.

Аналитические исследования пород и руд, обогащение и переработка минерального сырья: А.И.Берлинский, В.И.Зеленов, Н.Г.Клименко, А.И.Никулин, Е.А.Савари, Г.В.Седельникова.

Создание геофизических методов и аппаратуры: В.И.Векслер, Е.М.Ершов, А.Д.Петровский, А.Ф.Постельников, В.И.Пятницкий, В.И.Седова.

Техника и технология геологоразведочных и буровых работ, охрана труда: И.Н.Засухин, Б.П.Макаров, В.М.Минаков, В.П.Кренделев, В.А.Сипягин, Ю.Т.Смирнов.

В 1991 г. ЦНИГРИ был передан в ведение Госкомгеологии РСФСР, а в 1998 г. — в систему Министерства природных ресурсов Российской Федерации; с 2004 г. включен в состав организаций, подведомственных Федеральному агентству по недропользованию Министерства природных ресурсов России.

Научными школами интенсивно развивались опережающие научные исследования в сфере фундаментальных знаний об условиях образования и закономерностях размещения месторождений алмазов, благородных и цветных металлов. Созданы научные основы, методы, технологии и технические средства для проведения геологоразведочных работ и оценки месторождений. Разработаны мо-

дели рудообразующих систем, модели месторождений алмазов, благородных и цветных металлов, комплексного использования минерального сырья и др. Созданы методические руководства по оценке прогнозных ресурсов золота, серебра, МПГ, никеля, меди, свинца и цинка. В последние годы вышли в свет 50 монографических изданий научно-методической и прикладной направленности.

Геолого-генетические разработки реализованы в системе «прогноз—поиски—оценка» и прогрессивных технологиях геологоразведочных работ — прогноз-поисковые комплексы (ППК), обеспечивающие выполнение требований к результатам геологоразведочных работ по стадиям (А.И.Кривцов, В.А.Нарсеев, И.Ф.Мигачев и др.).

За последние 30 лет в России и СНГ выявлено и изучено более 460 месторождений золота, из них при участии сотрудников ЦНИГРИ — 360, месторождений меди соответственно из 307 — 257, свинца и цинка из 151 — 103, серебра из 64 — 52.

С 2000 г. начато создание актуализированной системы управления развитием минерально-сырьевой базы — долгосрочные прогнозы минерально-сырьевого обеспечения экономики, основы национальной минерально-сырьевой безопасности, программно-целевые системы воспроизводства минерально-сырьевой базы, методы и методики оценки и переоценки прогнозных ресурсов (Б.И.Беневольский, С.С.Вартанян, В.И.Кочнев-Первухов, А.И.Кривцов, И.Ф.Мигачев и др.).

В ЦНИГРИ (организация-координатор) в 2004 г. была разработана «Долгосрочная государственная программа изучения недр и воспроизводства минеральной сырьевой базы России на основе баланса потребления и воспроизводства минерального сырья (2005—2010 гг. и до 2020 года)». По заданиям этой программы институт координирует деятельность отраслевых научных и производственных организаций по воспроизводству минерально-сырьевой базы 37 видов твердых полезных ископаемых, осуществляет научно-методическое обеспечение федеральных геологоразведочных работ и мониторинг недропользования. При этом рабочими группами института реализуются ранее созданные и новые методические подходы научного опережения геологоразведочных работ (Б.И.Беневольский, А.Г.Волчков, В.С.Звездов, И.А.Карпенко, С.Г.Кряжев, А.И.Романчук, С.Ф.Стружков и др.).

Институт выполняет работы по переоценке прогнозных ресурсов, геолого-экономической оценке месторождений стратегического значения, стоимостной оценке запасов и ресурсов, оценке состояния и прогнозу производства и потребления минерального сырья на ближнюю и дальнюю перспективу, обоснованию эффективных направлений геологоразведочных работ на твердые полезные ископаемые, обеспечивающие формирование годовых планов геологоразведочных работ Роснедра и сопровождение лицензионного недропользования.

По госзаказам и в инициативном порядке ЦНИГРИ разрабатывает инновационные технологии (в том числе нанотехнологии) для повышения полноты извлечения и использования высоколиквидного минерального сырья, осуществляет прогноз и поиски месторождений новых и нетрадиционных типов, включая рудные скопления дна Мирового океана.

Разработки института обеспечивают реализацию «Основ государственной политики в области минерального сырья и недропользования» (2003). На основе созданной системы управления воспроизводством минерально-сырьевой базы твердых полезных ископаемых осуществляется формирование информационных ресурсов для реализации ряда функций Минприроды России и Роснедра в части обеспечения национальной минерально-сырьевой безопасности России.

Результаты работ ЦНИГРИ получили высокое общественное признание. Работы «Экзогенная золотоносность и платиноносность Российской Федерации — комплект карт» (2001) и «Научное обоснование, создание и реализация системы прогноза и воспроизводства минерально-сырьевой базы благородных и цветных металлов Российской Федерации» (2007) были удостоены премий Правительства Российской Федерации; книга «Национальная минерально-сырьевая безопасность» отмечена премией им.А.Н.Косыгина и дипломом Российского геологического общества (2001).

За последние 10 лет лауреатами премий Правительства России стали 15 сотрудников ЦНИГРИ (из них 5 — дважды), 11 сотрудникам присвоено звание «Почетный разведчик недр», 3 сотрудника были награждены орденами России.

Уникальность и высокий уровень научно-методических разработок и их практическая направленность определяют перспективы развития института. Создана и постоянно совершенствуется систе-

ма организации выполнения научно-исследовательских и геологоразведочных работ, включающая научное опережение, научно-методическое обеспечение и внедрение рациональных методов и технологий. Организационное и информационное сопровождение и обслуживание научно-исследовательских и геологоразведочных работ обеспечивает востребованность разработок института геологоразведочным производством. Этому в значительной степени способствуют накопленные информационные ресурсы, интеллектуальный потенциал и комплексный характер исследований, которые служат гарантией эффективной деятельности коллектива ЦНИГРИ.

Институт обладает уникальными информационными ресурсами: книги и журналы — 90 000, отчеты по НИОКР — 13 000, геологические карты — 100 000, литфонд музея — 4000 единиц; Институт является соучредителем журнала «Отечественная геология» и учредителем «Руды и металлы».

Большое внимание ЦНИГРИ обращает на подготовку и воспроизводство научных кадров высшей квалификации через аспирантуру. С 1967 г. на диссертационных советах института защищено 280 диссертаций, из них 45 докторских и 235 кандидатских.

В настоящее время численность института 400 человек, в том числе 21 доктор и 91 кандидат наук, 20 лауреатов премий Правительства Российской Федерации, Совмина и Мингео СССР, 3 лауреата премии им. А.Н. Косыгина, 9 Заслуженных деятелей науки и Заслуженных геологов России, 24 Почетных разведчика недр, 72 Отличника разведки недр, 19 действительных членов и членов-корреспондентов общественных академий наук.

В последние годы ЦНИГРИ принял участие в 31 международной и 17 российских выставках, на которых его экспозиции отмечены 25 дипломами и 15 медалями. Результаты научных и прикладных исследований докладывались на десятках международных форумов, научно-практических конференций, совещаний, круглых столов, научных чтений.

Свой юбилей ЦНИГРИ встречает как комплексная научная организация, успешно разрабатывающая и решающая актуальные прикладные проблемы геологии и металлогении и обеспечивающая эффективное проведение и координацию геологоразведочных работ на твердые полезные ископаемые.

Редколлегия и редакция журнала поздравляет коллектив института с юбилеем

Геология от Победы до наших дней

Е.А.КОЗЛОВСКИЙ

В 1946 г. состоялись первые послевоенные выборы в Верховный Совет СССР. На предвыборном собрании избирателей 9 февраля выступил И.В.Сталин. В своей речи он подвел главные итоги только что закончившейся Великой Отечественной войны и дал анализ причин ее возникновения. Он рассказал о планах работы на ближайшее будущее, об основных задачах нового пятилетнего плана, отметив, что «...нам нужно добиться того, чтобы наша промышленность могла производить ежегодно до 50 млн.т чугуна, 60 млн.т стали, до 500 млн.т угля, до 60 млн.т нефти. Только при этом условии можно считать, что наша Родина будет гарантирована от всяких случайностей. На это уйдет, пожалуй, три новых пятилетки, если не больше. Но это дело можно сделать, и мы должны его сделать».

Основная задача четвертого пятилетнего плана заключалась в том, чтобы «восстановить пострадавшие районы, восстановить довоенный уровень промышленности и сельского хозяйства, и затем превзойти тот уровень в значительных размерах». Подчеркнем, что названные И.В.Сталиным контрольные цифры были достигнуты досрочно, а затем и значительно перевыполнены.

В этой связи интересно высказывание А.Верта, находившегося в Советском Союзе с июля 1941 по 1946 г. как корреспондента газеты «Санди Таймс» и радиостанции Би-би-си. Так, он в заключение книги «Россия в войне 1941—1945 гг.» пишет: «...Надежды военного времени на мир между Большой Тройкой уступили место реальности холодной войны и «железного занавеса»... И все же, несмотря на разочарования, наступившие за жестокой, но героической национальной войной 1941—1945 гг., эта война остается хоть и самым страшным, но и самым гордым воспоминанием советского народа; это была война, которая при всех ее жертвах превратила СССР в величайшую державу Старого Света».

Самым удивительным было то, что Центральный Комитет партии и Совет Министров СССР 6 августа 1947 г. поручили Госплану СССР составить Генеральный план развития народного хозяйства страны, рассчитанный на 20 лет. К работе по созданию Генерального хозяйственного плана были привлечены ученые Академии наук СССР, отраслевые научно-исследовательские институты, министерства, ведомства, республиканские плановые комиссии, местные партийные и советские органы, Совет научно-технической экспертизы Госплана СССР.

О грандиозности размаха этих работ можно судить хотя бы по тому, что на заседании Государственной плановой комиссии в августе 1947 г. было создано 80 подкомиссий для разработки отдельных проблем Генерального плана.

Мощный и сложный организм, призванный осуществить небывалую по масштабам работу по планированию экономического развития страны, был создан и начал действовать. Всего в освобожденных районах за короткий срок было восстановлено 1047 угольных шахт с годовой производительностью 44 млн.т угля, 13 доменных печей с общей мощностью 2,3 млн.т чугуна, 70 сталеплавильных печей на 2,8 млн.т стали, 28 прокатных станов с годовой производительностью 1,7 млн.т стального проката, восстановлено 40 тыс.км железно-дорожных путей (40% от общей протяженности довоенных линий в СССР).

На долю советских геологов выпала тяжелая задача: ускоренными темпами разведать и подготовить к отработке месторождения местных строительных материалов и изыскать источники водоснабжения для восстанавливаемых населенных пунктов и промышленных предприятий; принять участие в подготовке к эксплуатации затопленных и разрушенных шахт и рудников; компенсировать разведкой запасы ряда полезных ископаемых, значительно подорванных в годы войны, и одновременно вести поиски новых источников минерального сырья, в т.ч. принципиально нового (уран, алмазы) и альтернативного.

Следует подчеркнуть, что, несмотря на тяготы войны, геологическая служба страны не сворачивала своей деятельности. Об этом может свидетельствовать даже такой косвенный факт, как численность ее персонала: к концу войны она не только не сократилась, но даже несколько возросла.

Одной из задач геологической службы страны в первый послевоенный период было развертывание поисково-разведочных работ на уран, возобновленных еще в 1943 г. — в самый разгар военного противостояния. В последующие годы объемы работ на уран еще более возросли — они, по-существу, стали одной из главных задач вновь образованного Министерства геологии СССР.

В короткий срок проблема создания минерально-сырьевой базы ядерной промышленности была решена. Напомним, что в этом отношении стартовые позиции Советского Союза уступали американским; в распоряжении последних оказались богатейшие урановые концентраты, полученные из руд месторождения Шинколобве в Бельгийском Конго (Центральная Африка).

Другая главнейшая задача геологической службы страны — развитие сырьевой базы нефтяной отрасли. Уже в 1943 г. отрасль стала получать значительно больше материальных и людских ресурсов. К выпуску нефтяного оборудования подключались военные заводы, принято решение о демобилизации специалистов-нефтяников и возвращении их на прежние рабочие места. В результате этих мер во втором полугодии 1943 г. добыча возросла на 4% по сравнению с первым полугодием.

Углеводороды искали и в Западной Сибири. Еще 12 июня 1942 г. начальник Главнефтеразведки Г.Е. Дикенштейн подписал приказ «О форсировании разведочных работ на нефть в Западной Сибири». В 1943 г. на территории Тазовского и Пуровского районов работала первая геологическая экспедиция Главного управления Северного морского пути. На основании полученных данных начальник геологической партии Тазовской экспедиции В.Н. Сакс сделал вывод о нефтеносности изучаемого региона. Он предлагал: «Наиболее целесообразно дальнейшие нефтепоисковые работы на севере Западно-Сибирской низменности направить в пределы намечающихся впадин — Приенисейской, включая бассейны Массо и Таза, и Нижнеобской, возможно, захватывающей и бассейн Надыма». Это был правильный прогноз поисков, увенчавшийся в дальнейшем открытием крупнейших газовых объектов.

Забуренная в октябре 1952 г. опорная скважина на окраине пос. Березово на глубине 1318 м вскрыла кору палеовыветривания, а в интервале 1324—1344 м — породы кристаллического фундамента палеозойского возраста.

Открытие Березовского газа существенно повысило веру в ранее только предполагаемую перспективность Западно-Сибирской провинции. Оно благоприятно сказалось на внедрении новых методов в геофизику, таких как метод теллурических токов в электроразведке, речная и авиадесантная сейсморазведка, гидромониторное погружение зарядов в грунт. Геологи стали «оживать»!

В конце 1957 г. министр геологии СССР П.Я. Антропов создал комиссию по проверке направлений геологоразведочных работ по поискам нефти и газа в Сибири. Ее возглавил известный ученый, доктор геолого-минералогических наук А.А. Бакиров. Комиссией было одобрено усиление работ на Севере, а южная часть Западной Сибири признана неперспективной.

Продолжатели этих работ Ю.Г. Эрвье, Л.И. Ровнин, Ф.К. Салманов и много других совершили профессиональный подвиг, возглавив в течение многих лет последовательную научно-практическую работу по раскрытию потенциала Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции.

Развитие сырьевой базы успешно решалось и за счет оперативной разведки месторождений Поволжья и Предуралья («Второе Баку»). В Башкирской АССР в девонских отложениях было открыто новое Серафимовское месторождение, и продолжалась добыча нефти с применением нового метода разработки — законтурного заводнения. В Коми АССР добыча нефти в 1950 г. возросла более чем в 7 раз, в Дагестане — в 3,3 раза.

В Чечено-Ингушетии и Красноярском крае уровень довоенной добычи нефти был достигнут в 1949 г., в Грузии и Киргизии — в 1950 г. По сравнению с довоенной значительно возросла добыча нефти в Узбекистане, Туркменистане и Казахстане.

Третья задача — восполнение сырьевой базы, подорванной за годы войны, когда отрабатывались наиболее богатые и легкодоступные участки месторождений, минерально-сырьевой базы цветной металлургии. В 1949 г. начали воссоздаваться районные геологоразведочные управления (РайГРУ). На основе бывшего геологического управления Дальстроя создано Северо-Восточное геологическое управление (СВГУ), переподчиненное Министерству геологии и охраны недр СССР.

Наряду с ключевыми проблемами обеспечения минерально-сырьевой базы (нефть, уголь, железные руды) решались и локальные вопросы, связанные с ее укреплением. Так, для того чтобы заинтересовать геологоразведчиков в проведении работ на свинец, им были предоставлены значительные льготы: 20% надбавки к зарплате, исходная база для премирования была предусмотрена на уровне 80% от планового задания, введены персональные звания и доплата за выслугу лет, награждения орденами и медалями и др.

Объем геологических и геологоразведочных работ, выполнявшихся новым министерством геологии, значительно возрос. Оно уже было в состоянии выявлять и оперативно разведывать крупные месторождения, комплексно оценивать целые регионы, в т.ч. и с новыми типами минерального сырья. Кроме разведочных работ на уран, министерством были развернуты крупномасштабные работы на нефть во «Втором Баку», начаты интенсивные поиски кимберлитовых трубок в Восточной Сибири, проводилась ревизия старых горнорудных районов на цветные и редкие металлы; осуществлялись целеустремленные работы по выявлению возможности создания третьей железорудной (кроме Кривого Рога с Курской магнитной аномалией (КМА) еще и Урала) базы, резко увеличились объемы гидрогеологических работ (в первую очередь для обеспечения во-

доснабжением крупных городов), возросли ассигнования на выявление месторождений химического сырья, велись интенсивные поиски месторождений пьезооптических материалов и многое другое. Как отмечает В.П.Федорчук, многие новые направления в геологической науке зародились в годы Великой Отечественной войны. Так, получили дальнейшее развитие такие направления, как разработка методики крупномасштабного прогнозирования скрытого оруденения на основе структурных карт рудоконтролирующих поверхностей (А.В.Королев и П.А.Шехтман), выявление структурных условий рудолокализации (В.И.Смирнов, А.В.Пэк, Ф.И.Вольфсон и др.), теория индикаторов скрытых рудных залежей (А.А.Сауков, В.Э.Поярков и др.), новых генетических концепций в отношении отдельных типов месторождений полезных ископаемых — скарно-метасоматических (Д.С.Коржинский, Л.Н.Овчинников, Х.М.Абдуллаев, Н.В.Нечелюстов и др.), стратиформных медных и полиметаллических (К.И.Сатпаев и др.), ртутных (В.И.Смирнов и др.), осадочных (В.И.Попов и др.) и т.д.

За сорокалетний период (1945—1985), истекший после окончания Великой Отечественной войны, за мирные годы послевоенных пятилеток Советский Союз добился новых успехов в развитии экономики. Опираясь на использование минеральных богатств, выявленных геологами в недрах страны в течение послевоенных десятилетий, добывающие отрасли СССР вышли на новые высокие рубежи (табл. 1).

1. Добыча и производство минеральных богатств СССР (в млн.т)

Показатели	1945 г.	1955 г.	1965 г.	1975 г.	1985 г.	Рост за 40 лет, раз
Добыча угля	149,3	390	578	701	—	4,8
Добыча нефти (включая газоконденсат)	19,4	70,8	243	491	628	32
Добыча газа, млрд.м ³	3,3	9	128	289	632	190
Добыча железной руды	15,9	71,9	153	235	247*	15,4
Выплавка стали	12,3	45,3	91	141	154*	12,5
Производство минеральных удобрений**	0,25	2,3	7,4	22	30,8*	123
Производство цемента	1,8	22,5	72,4	122	132	73

*Фактическое выполнение в 1984 г.

**В пересчете на 100% питательных веществ.

Этому в значительной степени способствовало наведение порядка в учете и списании запасов. Задачи сырьевого обеспечения послевоенного восстановления потребовали совершенствования ее организационной структуры.

Советский период с его сложной историей развития дает основание для осмысления пройденного пути: завершена централизация геологических и геологоразведочных работ - почти полностью они оказались в ведении Министерства геологии и охраны недр СССР. В распоряжении отраслевых министерств и ведомств осталась лишь эксплуатационная разведка на разрабатываемых месторождениях;

создана мощная, хорошо технически оснащенная геологическая служба страны с разветвленной сетью территориальных организаций: на конец XII пятилетки общий объем производственных фондов страны геологической службы достиг почти 10 млрд.руб., из них 4,6 млрд.руб. приходилось на активную их часть; технический потенциал отрасли был представлен 530 тыс. единиц основного оборудования и транспортных средств, в т.ч. 11 105 буровых станков (из них 1647 для глубокого бурения), 76 204 автомобилей, 9 208 тракторов, 17 механических заводов (обслуживающий их персонал достиг 142 тыс. человек);

численность работников отрасли превысила 700 тыс. человек. Кадры для геологической службы страны готовились в вузах по 112 специальностям и в техникумах — по 108;

сформирована разветвленная сеть научно-исследовательских институтов: общее число их только в Мингео СССР достигло 42, число сотрудников в институтах — 39,7 тыс. человек. Отрасль стала почти самой наукоемкой (после медицины) в стране. Всего в ней работало 16 527 научных сотрудников, из них 4396 кандидатов и 515 докторов наук;

была создана геологическая служба во всех республиках Советского Союза, со всеми вспомогательными техническими и лабораторными службами, с собственными региональными и отраслевыми научно-исследовательскими институтами; в республиканских вузах готовились для них кадры по всем основным геологическим специальностям;

геологическая служба Советского Союза не замыкалась «на себя»: она активно развивала взаимовыгодные связи со многими странами, и в первую очередь с государствами со слабо развитой экономикой (Африка, Азия) и странами социалистического лагеря (Восточная Европа, Азия, Куба). Оказывалась безвозмездная помощь ряду стран — бывших колоний, для них готовились кадры специалистов как в СССР, так и на местах, заключались контракты на проведение геологоразведочных и горнодобычных работ. Мингео СССР осуществлялись такие работы более чем в 40 странах;

к концу рассматриваемого периода на геологической карте страны уже не оставалось «белых пятен»: вся ее территория была заснята в среднем и мелком масштабах (1:10 000 до 1:500 000) и начала реализовываться программа крупномасштабных геологических и специализированных съемок. Этим была создана основа для дальнейших глубинных поисков;

глубинность поисков была обеспечена крупными теоретическими достижениями геологической науки, базирующимися на результатах научно-технического прогресса в отрасли, позволявших осуществить программу сверхглубокого бурения, геофизических геотраверсов, аэрокосмических съемок и др.;

началось изучение и промышленное освоение минерально-сырьевых ресурсов Мирового океана. Осуществлялось разбуривание нефтегазоносных структур шельфа, был разведан ряд глубоководных залежей железомарганцевых конкреций, изучались проявления других видов полезных ископаемых океанического дна (фосфор, цветные и редкие металлы и др.). Приступили к использованию геотермальной энергии (Паужетская ГЭС на Камчатке, термальные воды Кавказа). Выявлены крупные придонные залежи газогидратов;

общемировым смотрам достижений советской геологической науки явилась XXVII сессия Международного геологического конгресса, состоявшаяся в августе 1984 г. в Москве. В ней приняли участие 5239 геологов из 107 стран мира.

Мы сейчас скромно умалчиваем о главном факторе наших побед — огромной организующей роли КПСС, Советского правительства. Именно эти факторы, помноженные на энтузиазм нашего народа, позволили подготовить экономическую платформу к началу Великой Отечественной войны, выстоять в войну и восстановить народное хозяйство после Великой Победы. Такая недооценка, а зачастую просто игнорирование этого вклада в Победу — большая ошибка в освещении современной истории новой России!

К началу «перестройки» наша страна пришла со следующими показателями: добыча нефти с конденсатом — 624 млн.т (в 13 раз выше уровня предвоенного 1940 г.); добыча газа — 727 млрд.м³ (в 227 раз); добыча угля — 700 млн.т (в 4,6 раза); добыча железной руды — 251 млн.т (в 8 раз); производство минеральных удобрений выросло в 45 раз по сравнению с 1940 г.

На 1990 г. намечался дальнейший рост добычи перечисленных выше (и других) видов минерального сырья: нефти — до 625—742 млн.т, газа — до 835—850 млрд.м³, угля — до 780—800 млн.т и т.д.

Необходимо еще и еще раз подчеркнуть, что природные ресурсы, в первую очередь минерально-сырьевые, составляют основу существования человечества и определяют будущее мировой цивилизации.

В середине 80-х годов XX в. Россия была одной из наиболее индустриально развитых стран мира. Промышленное производство России составляло около 50% от уровня США, а в расчете на душу населения — около 75% и соответствовало уровню промышленного производства на душу населения в США в первой половине 1970-х годов. По СССР в целом промышленное производство на душу населения составляло в середине 1980-х годов немного меньше 70% от американского уровня.

Жизненный уровень в России перед началом «перестройки» был осязаемо ниже, чем в США и самых богатых странах Европы, но он вовсе не был низким, а вот потребление непродовольственных потребительских товаров в СССР — России было действительно многократно (в 4 с лишним раза) меньше, чем в США, и примерно в 2 раза ниже, чем в Италии.

В то же время СССР — Россия 1980-х годов — это мировой лидер в области производства товаров инвестиционного назначения (минерально-сырьевая продукция, строительные материалы, прокат для стальных конструкций, разного рода инвестиционное оборудование). В расчете на душу объем инвестиций в основные фонды в СССР в 1984 г. в 1,3 раза, а в России примерно в 1,5 раза превышал уровень США. По абсолютным размерам инвестиций в основные фонды производственного сектора экономики (без жилищного строительства) Россия в 1984 г. не уступала США, а в 1990 г. если и уступала, то очень немного (в ценах 2004 г. инвестиции в экономику России в 1984 г. составляли не менее 1 трлн.долл.).

Подсчитано, что при уменьшении инвестиционной нагрузки всего лишь на 1/5 производство непродовольственных предметов потребления могло быть увеличено в 2 раза (в т.ч. предметов потребления из промышленного сырья в 5 раз), продажи всех категорий предметов потребления — примерно в 1,5 раза.

Грустно, но приходится признать, что Россия на пути своего исторического развития в переломные моменты всегда демонстрировала, как ни странно, нежелание считаться с историческими закономерностями. Нельзя отрицать, что исторический опыт развития, его социально-экономические закономерности объективно существуют!

Вполне обоснованно считается, что современная экономика и политическая система Запада являются конечным результатом многовекового развития, и нельзя его механически переносить на предварительно не трансформированную почву. Нет необходимости повторять весь путь, пройденный Западом, тем более что это не сократит разрыв, а, возможно, даже увеличит его. Для России необходима особая «догоняющая» модель общественного развития. Такую модель успешно реализовала в свое время Япония, а вслед за ней Южная Корея и ряд других азиатских стран.

В конце 1994 г. на Западе появилось «Заявление нобелевских лауреатов». В числе подписантов был наш соотечественник В.В.Леонтьев (1905—1999). Он не устал обосновывать необходимость сочетания плана и рынка, убедительно доказывал, что планирование на всех уровнях — от предприятия до национальной стратегии развития экономики страны — жизненно необходимо, поскольку экономические действия, не имеющие цели, бессмысленны.

Позицию о роли государства в экономике предельно четко изложил Дж.Гэлбрейт в интервью журналу «Проблемы теории и практики управления»(1999, № 5): «Если брать нормальные условия, а не нынешнее кризисное состояние России, то общая формула такова: в капиталистическом обществе экономика обычно функционирует успешно, если государство контролирует около 50% ВВП».

Критикуя российский подход к реформированию, Дж.Стиглиц с большой похвалой отзывался о китайском подходе. Контраст между стратегиями (и результатами развития) двух крупнейших стран — России и Китая, считает он, является весьма поучительным. За десять лет (1989—1999) ВВП Китая почти удвоился, а России сократился почти в два раза. В начале периода ВВП России более чем в два раза превышал ВВП Китая, в конце его он оказался меньше на треть. Дж.Стиглиц подчеркнул, что Китай сумел выстроить свой собственный путь развития без использования «рецептов» консультантов из МВФ. Китай преуспел не только в обеспечении быстрого экономического роста, но и в создании полнокровного негосударственного сектора предприятий.

Главные же выгоды — впереди, при полном исполнении блока долгосрочных мер на 1999—2010 гг. по «освоению восточных территорий».

Откуда такая настырность? Не говоря уже о геополитических целях, экономическая перспектива толкает к агрессии. Обратите внимание на наличие ресурсов и их потребление (табл. 2). Из табл. 2 следует, что сегодня

США, ЕС с 20% населения планеты Земля потребляют 80% ее ресурсов, из них только 16% своих, а 64% изымают у «развивающихся стран». И эти страны третьего мира могли бы стать почти «развитыми», если бы свои ресурсы расходовали для собственного населения.

Спрашивается, если наша страна действительно ведет торговлю с иностранными государствами, то как так получается, что на протяжении практически всех лет «перестройки» эта самая внешняя торговля носит ярко выраженный характер неэквивалентного обмена?

Следует понять, что, принимая на себя обязательства относительно свободного доступа иностранных инвесторов, Россия резко ослабляет воз-

можности собственных предприятий и финансовых структур в конкуренции за доступ к месторождениям отечественных энергетических ресурсов. В качестве примера следует привести такой факт. Статья 9 Договора к Энергетической хартии (ДЭК) декларирует открытость рынка капиталов, содействие инвестициям в энергетическом секторе, особенно на территории стран, экономика которых находится на переходном этапе. При этом договаривающаяся сторона может принимать и продолжать программы льготного доступа к государственным кредитам, субсидиям, гарантиям или страхованию в целях поощрения торговли или инвестиций за границы.

В подобных условиях иностранный капитал довольно быстро займет доминирующее положение на отечественном рынке энергетических ресурсов, вытеснив российские энергетические компании и российские финансовые структуры из этой сферы деятельности. Анализ показывает, что нынешнее экономическое положение не дает России возможности воспользоваться положениями Договора для улучшения деятельности российских предприятий на рынках энергетических ресурсов.

Рассмотренные выше данные отражают только официальную статистику. На практике из страны вывозится еще более значительное количество богатств. Таким образом, возникает ряд проблем, которые могли бы быть решены государством:

2. Наличие и потребление ресурсов (в %)

Страны	Население	Наличие ресурсов	Потребление ресурсов
США	5	6	40
ЕС	15	10	40
РФ	3	25	5
Третий мир	77	59	15
Весь мир	100	100	100

возврат к государственному планированию основных показателей народнохозяйственного развития, как это делается во всех развитых странах;

определение и контроль уровня цен на товары и услуги, чем собственно и устанавливается уровень «жесткости» планирования. Следует установить твердые цены и тарифы на энергоресурсы, топливо, нефтепродукты, услуги транспорта и другую продукцию естественных монополий, а также предельные розничные цены на потребительские товары первой необходимости;

осуществление срочной государственной поддержки аграрного сектора экономики; на основе государственного регулирования цен обеспечить необходимый паритет между ценами на сельскохозяйственные продукты и ценами на промышленную продукцию для агропромышленного комплекса;

ужесточение государственного регулирования внешней торговли, введение государственной монополии на экспорт энергоресурсов, топлива, нефтепродуктов, черных и цветных металлов, других стратегических материалов;

пересмотр политики привлечения иностранных инвестиций, установив, что они должны идти в основном на приобретение и внедрение передовой техники и технологии, а также в целях расширения экспорта продукции обрабатывающих отраслей;

обеспечение приоритетного и всестороннего развития экономических связей России со странами СНГ, дальнейшее укрепление союза России и Республики Беларусь, разработка совместного со странами содружества макроструктурного прогноза на среднесрочную перспективу.

Естественно, это не полный перечень проблем, которые обязано было бы решать государство. Возникает вопрос о механизме их решения, это, конечно, должен быть орган высшего предназначения. Госплан? А почему бы нет? Ведь все возникает с политической цели!

В результате формальная приватизация собственности не привела в России к приватизации экономической ответственности. Как пишет новосибирский экономист Г.Ханин, «ныне частный сектор паразитирует на государственном секторе, а новые экономические институты являются псевдорыночными и крайне неэффективными... В сущности, это большой мыльный пузырь».

С распадом СЭВ и СССР, образованием новых независимых государств на территории бывшего Советского Союза, Центральной и Восточной Европы ситуация изменилась. Российская Федерация, образовавшаяся на основе административных границ бывшего СССР, сместилась вглубь Евразийского континента, ослабив свое стратегическое влияние по всем направлениям.

Следует иметь в виду, что надежды осуществить быструю структурную перестройку и модернизацию национальных экономик на волне массированного притока иностранных инвестиций и связанных с ними современных технологий, прорыва с их помощью на мировые товарные и инвестиционные рынки, интеграцию с мировой экономикой — не оправдались.

Мировые рынки сырья и инвестиционные проекты в области недропользования жестко поделены, а их наиболее привлекательные сегменты характеризуются высоким накалом конкурентной борьбы. Глобализация мирового минерально-сырьевого комплекса является, таким образом, объективно состоявшейся реальностью. В настоящее время около 100 транснациональных корпораций контролируют более 70% мировой добычи и переработки полезных ископаемых. Для большинства видов минерального сырья характерна ситуация, когда несколько стран удовлетворяют не менее 60—70% мировой потребности в нем. Так, например, ЮАР и Казахстан обеспечивают до 80% потребности мировой экономики в хромовом сырье, Россия и ЮАР — в металлах платиновой группы и алмазах, Россия, Канада и Австралия — в никеле, Китай — в вольфраме, олове и сурьме, а также графите, магнезите и ряде других видов нерудного минерального сырья, страны Персидского залива — в нефти и т.д.

Мировой рынок в настоящее время практически насыщен всеми видами минерального сырья. В этих условиях крупнейшие мировые продуценты из индустриальных стран, способные влиять на торговую политику своих государств, не заинтересованы в появлении новых продавцов, предлагающих сырье по низким ценам.

Анализ показывает, что сырьевая специализация российского экспорта носит временный характер, предельна и может привести к падению экспортных доходов и, в итоге, снизить эффективность экономики России. В занимаемой нише сырьевых товаров и продукции первого передела Россия испытывает возрастающую конкуренцию многих развивающихся стран, в которых добыча сырья и производство первичной продукции требует меньше затрат, чем в России (более качественные запасы, благоприятные горно-технические и географо-экономические условия разработки месторождений, менее затратоемкое создание инфраструктуры, дешевая рабочая сила и другие факторы).

Таким образом, специализация на вывозе сырья и полуфабрикатов является наиболее уязвимой в плане объемов и стабильности экспортных доходов и малоперспективной в контексте тенденций развития глобального рынка.

В основе идеи о полной «открытости» национальных экономик лежит индивидуализм, присущий западной культуре. Такая «открытость» глобальному рынку в перспективе ведет к исчезновению народов и возникно-

вению всемирного классового общества. Хозяйство стран в ходе этого процесса перестает быть национальным, а само понятие «страна» стирается.

Таким образом, идеологи глобализации достаточно «специфически» подходят к концепции государства и перестройке системы международного права. С социальной точки зрения глобализация означает переход к гораздо более жестокой эксплуатации и гораздо менее эгалитарным отношениям, нежели в буржуазном обществе — даже в период дикого, «манчестерского» капитализма.

России нужна новая государственная минерально-сырьевая политика, основанная на долговременной системе исследования недр, научно и организационно входящая исполнительным звеном в эту систему. Геология всегда была вперёдсмотрящей экономики! Унижения геологии последних лет связаны с некомпетентностью управления и непониманием ее роли в перспективном развитии страны. Это хроническая болезнь страны и чем скорее мы ликвидируем ее симптомы, тем четче и ярче представится перспектива выхода на путь новейших технологий, используя минерально-сырьевой потенциал. В этом, по всей видимости, и заключается одна из первоочередных политических и экономических задач.

Автору представляется, что надо внести ясность по некоторым определяющим понятиям.

Во-первых, неправильно рассматривать развитие энергетической стратегии и минерально-сырьевого комплекса, в частности, в отрыве от политической и экономической стратегии развития государства. До сих пор мы не знаем провозглашенных правительственными органами целей: какое государство мы строим, какие экономические параметры сопровождают политические цели?

Во-вторых, правительство должно осознать, что нельзя говорить о развитии государства и общества, не имея прогнозных параметров развития по таким важнейшим показателям, как валовой внутренний продукт, пропорции развития промышленности и сельского хозяйства, социальная ориентация и т.п. К этому следует добавить, что с начала реформ правительством ни разу не разрабатывался энергетический баланс страны на перспективу. Все это в совокупности, как нам представляется, входит в систему национальной безопасности и должно являться предметом особой заботы правительства.

В-третьих, для России с точки зрения экономических перспектив всегда была важна общенациональная система управления геологическими исследованиями территории государства. Разрушение государственной геологической службы привело к тому, что за последние годы геологоразведочные работы сократились в три раза и продолжают сокращаться.

В-четвертых, продолжающийся спад производства минеральных ресурсов и продуктов их переработки, ухудшение сырьевых баз действующих предприятий, ожидаемое выбытие добывающих мощностей, катастрофическое снижение объемов геологоразведочных работ чреваты дальнейшими разрушительными последствиями для всей экономики. До 2025 г. произойдет почти полное исчерпание ныне разведанных запасов нефти, газа и свинца, почти трех четвертей запасов молибдена, никеля, меди, олова. Известные запасы алмазов и золота могут оказаться полностью исчерпанными к 2015 г., а серебра и цинка — к 2020 г.

Как следует из прогнозных построений, по большинству основных полезных ископаемых Россия в будущем может столкнуться с масштабной проблемой дефицита рентабельных запасов, если в ближайшее время не будут реализованы радикальные меры в сфере отечественной системы недропользования и создания эффективных экономических механизмов.

Как нам представляется, основной задачей государственного регулирования отношений в недропользовании является стратегическое исследование недр, обеспечение воспроизводства минерально-сырьевой базы, ее рациональное использование и охрана недр в интересах нынешнего и будущего поколений народов России и других стран СНГ. В этой связи целесообразны комплексные изменения в государственной политике использования недр, совершенствование законодательства и структуры государственного управления и контроля в этой области, создания эффективного механизма привлечения инвестиций.

Поэтому разработку и реализацию антикризисных мер необходимо увязать с Концепцией-2030, внести в нее коррективы, направленные на структурную перестройку и модернизацию экономики на инновационной основе.

Надо признать, что практика обеспечения национальной безопасности нуждается в экономическом инструментарии, позволяющем более эффективно использовать накопившийся научный потенциал, а разработка новых инструментов проектирования системы экономической безопасности России приобретает особую актуальность.

Причины же угроз безопасности во многом обусловлены не только прошлым развитием, но и ошибками проводимого за годы реформ экономического курса, неопределенностью текущей научно-промышленной политики, потерей управляемости экономики, как: отсутствие концепции, стратегии и программы социально-экономического развития с реально достижимыми целями; перманентное отставание в разработке, бессистемность и несовершенство нормативно-правового обеспечения регулирования экономики; разрушение системы воспроизводства производственного потенциала (в первую очередь его активной части) вследствие низкой инвестиционной активности и др.

Указанные тенденции привели к тому, что, например, Россия в 1,5–2,0 раза отстала от развитых стран по уровню потребления минерального сырья на одного жителя. Между тем высокий уровень потребления полезных ископаемых является, прежде всего, материальной основой экономики и национальной безопасности ведущих государств мира.

Анализ показывает, что основными факторами, создавшими эту обстановку являются: отсутствие глубоко продуманной государственной политики в области обеспечения страны на перспективу стратегическими минерально-сырьевыми ресурсами; недопонимание значения геологии в развитии экономики страны, особенно в обеспечении ее безопасности и экономического потенциала в перспективе; слабая координация работ по главным минерально-сырьевым направлениям, представляющим интерес как для России, так и всех других стран Содружества; развал производственно-технической службы обеспечения деятельности поисковых геологических организаций и т.п.

А, понимая, возникает вопрос: что делать?

Во-первых, необходимо активизировать деятельность геологической службы страны, перестроив систему управления процессом исследования недр. Императивом должно быть рассмотрение не только проблем воспроизводства минерально-сырьевой базы, но и всего комплекса геологических исследований и геологического изучения недр в системном единстве научного, практического, кадрового, технико-технологического и информационного контуров.

Во-вторых, понимая первое, крайне важно поднять уровень исследования недр, образовав «Государственный Комитет по геологии и недропользованию» (Министерство геологии и недропользования), возложив на него:

- восстановление системы стратегического исследования недр с целью создания перспективного задела обеспечения страны важнейшими видами полезных ископаемых;

- научно-аналитическую разработку минерально-сырьевой политики на длительную перспективу (20, 30, 50 лет);

- анализ и оценку перспектив потребления, экспорта, импорта минерального сырья и разработку предложений по покрытию дефицита;

- разработку предложений по созданию запасов минерального сырья и материалов для обеспечения деятельности государства в особых условиях;

- разработку приоритетных интересов государства по минерально-сырьевым ресурсам и материалам в других регионах и странах, выработку политических и экономических предложений для проведения в жизнь поставленных задач;

- отработку стратегических и тактических лагов государства, исходя из главной задачи — поступления в страну минерального сырья, особенно стратегически важного;

- анализ и оценку действующих нормативно-правовых документов на соответствие их стратегическим целям государства и выработку предложений по их усовершенствованию;

- контроль и оценку государственного минерально-сырьевого баланса и т.д.;

- обеспечение защиты геологических интересов России на мировом уровне и др.

В-третьих, необходима перестройка структурно-функциональной схемы управления исследованием недр, воспроизводством минерально-сырьевой базы и недропользованием, которая должна представлять вертикально интегрированную систему, включающую отраслевые федеральные органы исполнительной власти и научно-производственные предприятия и объединения им подведомственные или ими координируемые.

С разрушением СССР мировое равновесие оказалось нарушенным. И как считают некоторые аналитики, именно это послужило началом мирового кризиса. Негативных прогнозов развития кризиса предостаточно. Так, в начале декабря 2008 г. Командование объединенных сил США обнародовало доклад «Объединенная оперативная обстановка — 2008: вызовы и последствия для объединенных сил будущего», в котором особо подчеркивается, что одной из наиболее серьезных угроз американской нации является «закрытый доступ» к общемировым инфраструктурам и ресурсам (нефть, газ, металлы и др.). Аналитические документы явно предполагают большие изменения в политической, военной и экономической сфере. А мы это понимаем, прогнозируем, укрепляемся морально и физически?

И сегодня в мире на нас смотрят как на поставщиков минерального сырья. По подсчетам покойного академика Д.Львова, ресурсный потенциал России составляет 340—380 трлн.долларов. Если его сопоставить с численностью населения, то на среднестатистического россиянина нацбогатств приходится в 2 раза больше чем в США, в 6 раз — чем в Германии и в 22 раза больше чем в Японии. Даже по доле лесных массивов мы впереди планеты всей, производим около 20% возобновляемого кислорода, тогда как потребляем всего 5%. А вот по доле ВВП картина абсолютно противоположная: из 200 стран мы примерно на 100-м месте.

Казалось бы, есть природные ресурсы (в первую очередь минерально-сырьевые), трудовой народ, видевший горе и лучшую жизнь — напрягитесь, дайте народу ясную перспективу и создайте возможность эффективного труда.

И дело в том, что элита у нас стратегически безответственная, она не ощущает ответственности за то, что будет со страной в долгосрочной перспективе, и не осознает всей глубины падения.

Важнейшей причиной пассивного восприятия россиянами разрушительного для страны политического курса, навязанного стране американскими и натовскими стратегами, является систематическая, тотальная обработка населения с целью создать у нас новый массовый тип личности, характерными чертами которой являются бездуховность, индивидуализм и эгоизм, конформизм и космополитизм, блокирующие формирование коллективных форм сознания и массовый организационный протест. А ведь это должно вызывать явный протест! В чем дело? Этот феномен ученые объясняют достаточно убедительно.

В 70-е годы прошлого века эксперименты американского исследователя С.Милграма буквально потрясли ученых. Его опыты показали, что, умело манипулируя ситуацией, можно нормальных, психически здоровых людей, представляющих разные слои общества, быстро превратить в жестоких истязателей и палачей даже тогда, когда людям не грозит никакое наказание за непослушание. В свете выводов С.Милграма становятся вполне объяснимыми массовые превращения в годы второй мировой войны немецких военнослужащих, в т.ч. врачей, в исполнителей и соучастников ужасных преступлений, творимых по отношению к узникам концлагерей, военнопленным.

Эффективная политика России в сфере национальной минерально-сырьевой безопасности требует учета последствий глобализации минерально-сырьевых ресурсов и определения роли нашей страны в будущем мировом минерально-сырьевом обеспечении. Россия имеет огромные природные ресурсы, которые, с одной стороны, являются прочным фундаментом для рачительного хозяйствования, а с другой, притягательной силой для сотрудничества и желаемым лакомым куском для «новых агрессоров».

Именно минерально-сырьевые и другие природные ресурсы нашей страны являются не только главным рычагом выхода из затянувшегося кризиса и перехода к новым технологиям, но и огромной оборонительной силой России. А желающие повторить агрессивный опыт Великой Отечественной войны, к сожалению, есть. И это надо помнить!

Опыт создания системы исследования недр в советский период, особенно во время Великой Отечественной войны, это величайший научно-практический вклад в развитие нашей Родины, который мы, к сожалению, не использовали на новом витке развития государства.

И не мешало бы вспомнить то, что нас объединяло — великое общенациональное чувство патриотизма к своей Великой стране — СССР, позволившее выстоять в годы военных испытаний в Великой Отечественной войне!

В конце концов, ради чего мы положили столько жизней людей в расцвете сил? Ради стойкости и процветания России — Родины, с которой мы связываем надежды на будущее!

Редкоземельно-урановое оруденение Чинейского массива (Кодаро-Удоканский прогиб)

Л.Б.МАКАРЬЕВ, С.К.ВОЯКОВСКИЙ, М.В.ПАВЛОВ, И.В.ИЛЬКЕВИЧ (ФГУП ВСЕГЕИ; 199106, Санкт-Петербург, Средний пр., 74; e-mail: ogumr@vsegei.ru)

В западной части Чинейского анортозит-габбро-норитового массива впервые установлено масштабное развитие редкоземельно-уранового оруденения среди ванадий-титан-железородных залежей известного месторождения Этырко. Руды по составу браннерит-уранинитовые, обогащенные цериевыми редкими землями. Прогнозируется урановое и комплексное (с TR) оруденение в новой нетрадиционной обстановке.

Ключевые слова: Чинейский расслоенный массив, ванадий, титан, железо, уран, редкие земли.

Rare earth-uranium mineralization of the Chiney Massif (Kodar-Udokan depression)

L.B.MAKARIEV, S.K.VOYKOVSKY, M.V.PAVLOV, I.V.ILKEVICH

In the west Chiney anorthosite-gabbro-norite massif large-scale rare earth-uranium mineralization has been identified in the vanadium-titanium-iron ore of the Etyrko deposit. The ore is brannerite-uraninite enriched in cerium rare earth. Uranium and complex with TR mineralization is predicted in new non-traditional setting.

Key words: Chiney sheeted massif, vanadium, titanium, iron, uranium, rare earth.

Кодаро-Удоканский рифтогенный прогиб, сформированный на сочленении архейд западной части Алданского щита и протерозойских структур Становой складчатой области [2], широко известен крупными и уникальными месторождениями меди, черных и редких металлов, составляющими минерально-сырьевую базу Кодаро-Удоканского центра экономического развития [1]. На его территории в Намингинском узле Удоканского горнорудного района (рис. 1), сосредоточены крупнейшие в России и мировой практике разведанные месторождения медистых песчаников, железо-титан-ванадиевых и медно-сульфидных руд Чинейского расслоенного массива. По набору полезных ископаемых и установленной ураноносности Чинейский массив не имеет аналогов среди подобных расслоенных плутонов. Результаты специальных исследований, проведенных авторами, свидетельствуют о масштабном развитии в массиве уранового (с TR) оруденения, не известного в таких обстановках и представляющего собой новый, нетрадиционный тип урановых и комплексных концентраций.

Фактическую основу предлагаемой статьи составили данные комплексных работ, выполняемых в настоящее время ФГУП ВСЕГЕИ на территории Кодаро-Удоканского прогиба. Эти работы включали детальные исследования в западной части Чинейского массива на железорудном месторождении Этырко. Особое внимание обращалось на изучение вещественных особенностей руд и околорудных обра-

зований месторождения с использованием современных методов аналитических исследований, проведенных в лабораториях ВСЕГЕИ.

Геология и рудоносность. Чинейский массив (площадь около 150 км²) расположен к югу от ст.Новая Чара, с которой связан железнодорожной веткой протяженностью около 70 км. Массив локализован в узле пересечения Чина-Ингамакитского и Катугинского глубинных разломов. Он дискордантно залегает среди карбонатно-терригенных отложений нижнепротерозойского удоканского комплекса, рассекается разновозрастными дайками долеритов, а на юго-западе прорван интрузией позднепалеозойских гранитоидов (см. рис. 1).

Чинейский массив весьма необычен высокой железистостью слагающих его пород, совмещением месторождений оксидных и сульфидных пород, отличаюсь также от классических расслоенных плутонов невыдержанностью общей структуры. Его западный и юго-восточный блоки выделяются наличием отчетливо расслоенных пород с повышенным содержанием титаномагнетита, а в центральном и восточном блоках доминируют слабуродоносные массивные разновидности. Массив имеет форму асимметричного лополита, расчленяется (снизу вверх) на габбро-норитовую, железистую и лейкогаббровую серии, состоящие из шести зон: базальная, габбро-норитовая, нижняя, средняя и верхняя расслоенные, завершающая лейкогаббровая [9].

В геологической практике принято [5] двухфазное становление массива: вышеперечисленные образования рассматриваются в составе первой (главной) фазы, а ко второй относятся ограниченно развитые габбро-диориты, формирующие небольшой шток в восточной части массива. По мнению Б.И. Гонгальского [4], массив образован не менее чем четырьмя разновозрастными группами пород. Первая из них представлена ксенолитами измененных анортозитов

и пироксенитов. Породы второй группы составляют основной объем массива. Это железистые и высокотитанистые габброиды с разноранговой ритмичностью и расслоенностью, с которыми связаны титаномагнетитовые месторождения. Габбронориты третьей группы с вкрапленной титаномагнетитовой минерализацией также ритмичного строения, образованы внедрением более позднего магнезиального расплава, ответственного за медно-сульфидное оруденение

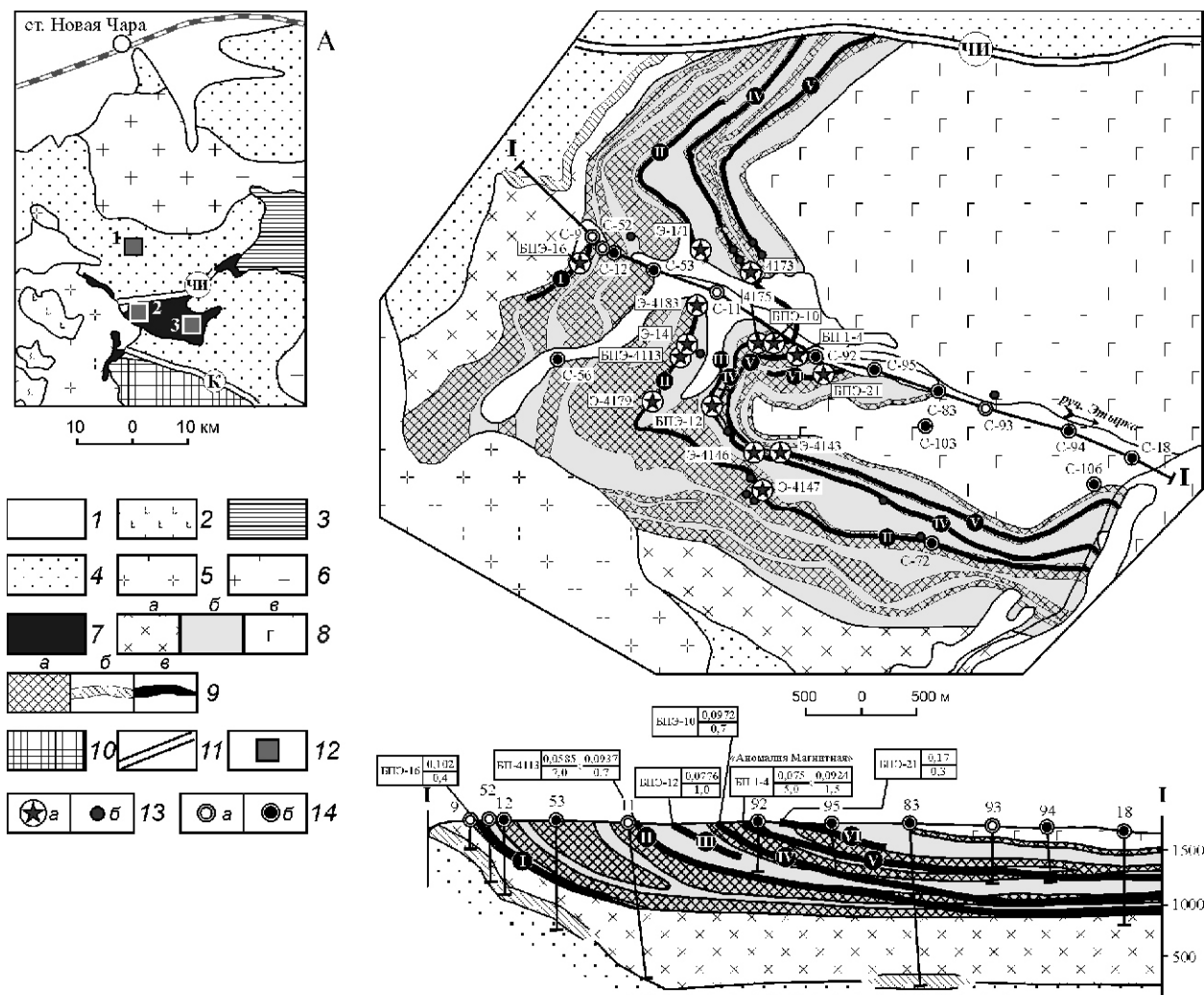


Рис. 1. Схематическая геологическая карта западной части Чинейского массива с данными по ураноносности:

I — четвертичные отложения; 2 — вулканические породы, N—Q; 3 — карбонатные отложения, V—Є₁; 4 — карбонатно-терригенные отложения удоканского комплекса PR₁; 5 — позднепалеозойский ингамакитский комплекс монзонит-гранитовый; 6 — протерозойский кодарский комплекс рапакиви-гранитовый; 7 — протерозойский чинейский комплекс анортозит-габбро-норитовый (Чинейский массив и сателлиты), в т.ч.: 8 — серии: а — габброноритовая, б — железистая, в — лейкогаббровая; 9 — рудные залежи: а — титаномагнетитовые (месторождение Этырко), б — платиноидная медно-сульфидная (месторождение Контактное), в — ураноносные, их номера (римские цифры в кружках) по данным авторов; 10 — гранитоидно-метаморфические образования (AR₂—PR₁); глубинные разломы: 11 — Чина-Ингамакитский (ЧИ) и Катугинский (К); 12 — крупнейшие месторождения (1 — Удоканское, 2 — Этырко, 3 — Магнитное); 13 — опробованные рудные линзы (а) и отдельные радиоактивные аномалии (б); 14 — скважины Удоканской ГРЭ (а), в т.ч. вскрывшие радиоактивные интервалы (б); места отбора и номера бороздовых (БП) и штучных проб; результаты бороздового опробования: слева — номер пробы, в числителе — содержания урана (в %), в знаменателе — мощность опробованного интервала (в м); I—I — линия бурового профиля; на врезке А — схема расположения Намингинского рудного узла

в эндоконтактных зонах массива. Завершающие образования — дайки и силлы слюдястых лампрофиров, флюидно-магматические брекчии в приподнятой части массива, с которыми ассоциируют экзоконтактовые халькопиритовые руды, обогащенные платиноидами. Достоверный (раннепротерозойский) возраст установлен пока только для высокотитанистых габброидов. Их датирование в Изотопном центре ВСЕГЕИ по цирконам (SHRIMP) и с помощью Sm-Nd метода показало, что породы железистой серии были сформированы 1858–17 млн. лет назад [7].

В Чинейском массиве разведано комплексное титаномагнетитовое и платиноидное медно-сульфидное оруденение важнейших геолого-промышленных типов. Прогнозируется редкоземельно-урановое оруденение с самостоятельной ролью урана в качестве главного компонента.

Титаномагнетитовое (железо-титан-ванадиевое) оруденение представлено месторождениями Магнитное и Этырко, образующими обширные рудные поля в габброидах железистой серии на западе и юго-востоке массива. Месторождение Магнитное характеризуется более высокими содержаниями главных полезных компонентов, однако основные запасы руды (80%) сконцентрированы на месторождении Этырко. Руды титаномагнетитовые с ильменитом и небольшим количеством сульфидов, причем на месторождении Этырко по составу пироксен-титаномагнетитовые, в основном вкрапленные, а на Магнитном месторождении — плагиоклаз-титаномагнетитовые со слоями и линзами мономинеральных титаномагнетитов. По общим запасам железной руды данные месторождения относятся к категории крупных, а по запасам, ресурсам и содержанию ванадия (до 1% V_2O_5 и более) являются уникальными и одними из крупнейших в мире [9].

Платиноидное медно-сульфидное оруденение локализовано в кровле массива, где выделяются эндо- и экзоконтактовые руды. Экзоконтактовые руды характеризуются более высокими концентрациями меди (до 7–10%), платиноидов (в основном палладия), золота и серебра. Главные минералы руд — халькопирит и пирротин при второстепенной роли пентландита и пирита. Благороднометалльная минерализация представлена самородными серебром, золотом и платиной, электрумом, гёсситом, фрудитом, котульскитом, меренскитом, паоловитом и др. Преобладание халькопирита и практически чисто медный состав сульфидных месторождений Чинейского массива отличает их от типовых медно-никелевых месторождений в связи с расслоенными ультрамафит-мафитовыми комплексами [6]. Промышленное оруденение прослежено в восточной, западной и южных контактных зонах массива на участках Рудный, Контактный, Сквозной и Солнечный. Рудное и Контактное месторождения по прогнозным запасам меди и сопутствующих металлов относятся к категории крупных комплексных [5].

Редкоземельно-урановое оруденение. Признаки ураноносности на участке месторождения Этырко выявлены при проведении поисково-оценочных работ Удоканской геологоразведочной экспедицией ПГО «Читагеология». В нескольких скважинах были зафиксированы радиоактивные аномалии интенсивностью от 100–400 до 1330 мкР/ч, причем наиболее значимые на профиле вдоль руч. Этырко (см. рис. 1). Спецпартией ПГО «Читагеология» при прослеживании вскрытых скв. 92 радиоактивных аномалий на поверхности было открыто рудопроявление урана, получившее название «Аномалия Магнитная» и рекомендованное для дальнейшей оценки [5, 7]. Авторами публикации в 2007–2008 гг. проведены площадные геолого-радиометрические поиски в пределах рудного поля Этырко. Кроме дополнительно изучавшегося рудопроявления «Аномалия Магнитная», выявлен ряд новых радиоактивных аномалий и впервые выделены еще 5 ураноносных залежей, субсогласных с расслоенностью вмещающих пород железистой серии и имеющих форму пластов. Ураноносные пласты заметно выделяются зеленоватым цветом метасоматизированных вмещающих пород и радиоактивностью от 10–25 мкР/ч и более на обычном низком фоне 2–4 мкР/ч. Внутри пластов радиоактивность дифференцированная, превышающая 100 мкР/ч в рудных линзах и отдельных гнездах. Практически все опробованные пласты содержат рудные линзы с кондиционным урановым оруденением (см. рис. 1, табл. 1).

Нижний пласт (I) обособлен в краевой западной части массива и прослежен на 1 км вдоль нижнего контакта пород железистой серии. В одной из рудных линз размером 3–7 м, где радиоактивность до 800 мкР/ч, установлено содержание U 0,102% на мощность 0,4 м при максимальном U 0,116%. Предполагается, что именно этот пласт подбурен скважинами 12 и 53. Пласт II (мощность 52 м) непрерывно прослежен в коренном залегании более чем на 1,2 км при средней радиоактивности 80–100 мкР/ч. Он образован многочисленными сближенными рудными линзами. Одна из них имеет мощность 15 м, протяженность 50 м, радиоактивность до 1200 мкР/ч и характеризуется содержаниями U 0,0585% на мощность 7 м при максимальном U 0,0937% на мощность 0,7 м. Пласт III по радиоактивным развалам прослеживается на расстоянии 750 м. На поверхности обнажена одна рудная линза видимой мощностью 2 м и длиной 15 м при радиоактивности 500–1500 мкР/ч. В этой линзе содержится U 0,0776–0,136% на всю видимую мощность. В пласте IV (мощность не менее 10 м) выявлены 4 сближенные рудные линзы радиоактивностью от 400 до 2000 мкР/ч. Линза с радиоактивностью 2000 мкР/ч прослежена на 5 м при содержании U 0,061% на мощность 2 м и 0,0972% на мощность 0,7 м. Пласт V включает рудопроявление «Аномалия Магнитная» и непрерывно протягивается

1. Содержания в ураноносных пластах (по данным штуфного и бороздового опробования)

Пласты	Пробы	Длина, м	Содержания							Th/U
			%				г/г			
			TiO ₂	TRce	TRy	TR	Nb	U	Th	
VI	БПЭ-21	0,3		2,33	0,05	2,39	297	1710	591	0,35
	Э-21-1	Штуф	14,7	0,75	0,03	0,77		552	212	0,38
	Э-21-2		18,6	1,07	0,03	1,1		802	744	0,93
V	Э-4143						502	231	0,46	
	Э-8/1						1540	93,8	0,06	
	Э-8/2			2,3	0,07	2,36	306	1750	261	0,15
	БП-1*	1,5	15,62			1,27	320	627	106	0,17
	БП-2*	1,5	21,25			1,75	350	924	128	0,14
	БП-3*	1	14,0			1,06	330	594	197	0,33
	БП-4*	1	16,98			1,3	350	652	61	0,09
IV	БПЭ-10	0,7	1,41	1,03	0,04	1,07	214	972	61,1	0,06
	Э-10-1	Штуф	19,7	1,05	0,03	1,09		749	60,4	0,08
	Э-4146						455	97,4	0,21	
	Э-4173						980	73,5	0,07	
	Э-4174						622	119	0,19	
	Э-4175						1070	30,7	0,03	
III	БПЭ-12	1,0	6,7	0,98	0,03	1,01	402	776	464	0,6
	Э-12/1	Штуф		2,01	0,05	2,06	324	1360	556	0,41
II	БП-4113	0,7	7,0	1,27	0,04	1,31	453	937	462	0,49
	БП-4113-1	0,5	15,8	0,75	0,02	0,77		573	77,3	0,13
	БП-4113-2	0,5	13,8	0,61	0,01	0,62		402	25,9	0,06
	БП-4113-3	0,5	13,0	0,52	0,01	0,54		315	12,3	0,04
	БП-4113-4	0,5	11,9	0,5	0,01	0,52		271	26,2	0,1
	БП-4113-5	0,5	17,5	0,79	0,02	0,81		797	17,6	0,02
	БП-4113-6	0,5	16,4	0,72	0,02	0,74		542	24,2	0,04
	БП-4113-7	0,5	18,0	0,87	0,02	0,89		556	189	0,34
	БП-4113-8	0,5	15,7	0,71	0,02	0,73		574	32,4	0,06
	БП-4113-9	0,5	14,6	0,75	0,02	0,77		552	41,2	0,07
	БП-4113-10	0,5	15,0	0,66	0,02	0,68		474	49,4	0,1
	БП-4113-11	0,5	22,0	1,18	0,03	1,21		817	128	0,16
	БП-4113-12	0,5	20,8	1,21	0,03	1,24		837	219	0,26
	БП-4113-13	0,5	19,2	1	0,03	1,02		747	103	0,14
	БП-4113-14	0,5	17,8	1,02	0,03	1,05		734	215	0,29
	Э-14-1	Штуф	14,5	0,78	0,03	0,8		436	806	1,85
	Э-14-2		21,3	0,96	0,03	0,98		931	4,33	0,00
	Э-4147							2260	435	0,19
	4179							974	1910	1,96
	4183							727	407	0,56
	Э-1/1		1,53	0,68	0,02	0,70	101	530	31,6	0,06
	Э-16-3			19,7	1,19	0,03	1,23		1160	795
	I	БПЭ-16	0,4	7,31	1,34	0,04	1,37	261	1020	271

Примечание: Методы: XRF — рентгено-спектральный флуоресцентный (U, Th); ICP MS — масс-спектрометрия с индуктивно-связанной плазмой (TR, Nb); полный силикатный анализ (TiO₂); *Данные ПГО «Читагеология», остальное по результатам работ ФГУП ВСЕГЕИ.

к югу от рудопроявления на 1,1 км. Непосредственно рудопоявление обнажено в правом борту руч.Этырко, где представлено мощной (около 35 м) залежью с четырьмя рудными телами длиной до 60—70 м. В них бороздовым опробованием ранее установлено кондиционное оруденение с содержаниями U 0,0594—0,0924%. Пласт VI в обнаженной части имеет длину 500 м и ширину около 15 м. Он объединяет 3 сближенные рудные линзы радиоактивностью 250—1300 мкР/ч. Протяженность линз от 5 до 32 м при мощности 1,2—2 м. Максимальное содержание U 0,171% на мощность 0,3 м.

Наиболее мощные пласты II, IV и V прослеживаются (с перерывами) в левом борту руч.Этырко и в долине руч.Гремячий (см. рис. 1), где по данным штучного опробования содержат U от 0,01—0,05 до 0,226%. Общая протяженность каждого из них может достигать 5—6 км. Пласты IV и V образуют местами практически единую радиоактивную зону шириной от 100—120 до 200 м, вскрытую в скв. 92 на глубине 28—56 и 141—164 м. Верхний радиоактивный интервал (28 м) на уран не опробовался, но проведенный авторами анализ сохранившихся радиоактивных обломков керна из этого интервала показал концентрации U до 0,08% (Th не более 0,01%). В нижнем радиоактивном интервале (23 м) установлены следующие содержания U (в %): 0,03 (на мощность 2,35 м), 0,052 (0,5 м) и 0,112 (0,1 м). В валовой керновой пробе из этого интервала средневзвешенное содержание U 0,01% (при 0,004% Th) на стволовую мощность 15,3 м.

На основе полученных материалов и имеющихся первичных данных [5, 7] проведена авторская оценка прогнозных ресурсов урана охарактеризованных шести рудных пластов, составивших в сумме ориентировочно около 40 тыс.т, из которых примерно 10 тыс.т сформированы кондиционным оруденением с содержаниями U 0,06—0,1%.

Устанавливаются следующие геологические закономерности: развитие уранового оруденения исключительно в породах железистой серии Чинейского плутона; приуроченность к железорудным залежам месторождения Этырко с богатым вкрапленным оруденением пироксен-титаномагнетитового состава; локализация в зонах субпластовой пропилитизации.

Ураноносные пропилиты характеризуются массивным, неравномернозернистым сложением и почти нацело состоят из новообразований эпидота, цоизита (клиноцоизита), хлорита, карбоната, титанита (сфена), перовскита и лейкоксена, иногда с серпентинитом. В виде реликтов в этих метасоматитах сохраняются титан-авгит, титаномагнетит и ильменит. Титан-авгит, как правило, замещается хлоритом и цоизитом. Лейкоксен (иногда совместно с анатазом) почти полностью замещает ильменит и частично новообразованные титанит и перовскит. Перовскит обычно окружен кристаллической массой титанита, по которому развиваются хлорит и карбонат.

Титанит и перовскит выступают в роли породообразующих и даже главных минералов пропилитов, что весьма характерно и отличительно для околорудных метасоматитов месторождения Этырко. Еще одна особенность — массовое концентрирование в пропилитах редких земель (при некотором накоплении ниобия) в виде примесей в радиоактивных, рудных и породообразующих (титанит, перовскит) минералах, отчасти в собственных минеральных формах.

Проведенные минералогические исследования с применением микрондового анализа показали наличие в пределах всех выделенных ураноносных пластов собственных минералов урана в форме оксидов и титанатов — уранинитов и браннерита. Образование титанатов урана в обстановке высокотитанистых вмещающих пород вполне закономерно. Необычно установленное повсеместное развитие в рудах оксидных форм. Радиографическое изучение свидетельствует о том, что во вмещающей массе пород (пропилитов) урановая минерализация формирует густую и достаточно равномерную тонкую вкрапленность (рис. 2).

Ураниниты образуют мелкокристаллические вкрапления, тяготеющие к участкам развития титанита и перовскита (рис. 3, а—г). Они представлены несколькими разновидностями, включая торийсодержащие типа бреггерита. Бесториевые ураниниты содержат (в %): Ce_2O_3 3,08—8,21; PbO 5,15—15,56; торийсодержащие: ThO_2 12,16—22,64 (редко до 36); PbO 13,43—17,35; Ce_2O_3 2,9—6,23; Nd_2O_3 до 1,86. Имеются наблюдения более позднего развития «чистых» уранинитов относительно торийсодержащих (см. рис. 3, д). По периферии кристаллов уранинитов довольно часто обнаруживаются каемки U-Ti-Si состава (см. рис. 3, е), обогащенные UO_2 (24,56—33,42%).

Браннерит ассоциирует с уранинитом (рис. 4, а) или обособлен в виде вкрапленности агрегатов неправильных форм в сплошных массах титанита и лейкоксена (см. рис. 4, б—г). Характеризуется бесториевым составом с примесями Ce_2O_3 (1,36—4,72%) и Nd_2O_3 (до 1%).

В составе перовскита, образующего иногда сплошную рудную массу (см. рис. 4, д), в среднем содержится около 2% Ce_2O_3 и Nb_2O_5 . Среди титанитов выделяются ниобийсодержащая (Nb_2O_5 0,37—1%) и редкоземельная разновидности. Редкоземельная разновидность — кейльгаут (Ce_2O_3 10—13,63%) — обогащена ураном (UO_2 0,5—1,78%). Лейкоксен также обогащен примесями UO_2 (до 6,05%) и Ce_2O_3 (до 1,45%).

Среди редкоземельных минералов отмечаются ортит, развивающийся совместно с эпидотом—цоизитом, и в небольших количествах (отдельные зерна) церит и монацит. Более распространенным оказался титанат редких земель — минерал Ce-Ti состава (Ce_2O_3 19,2—30,85%; Nd_2O_3 3,44—8,38%; TiO_2

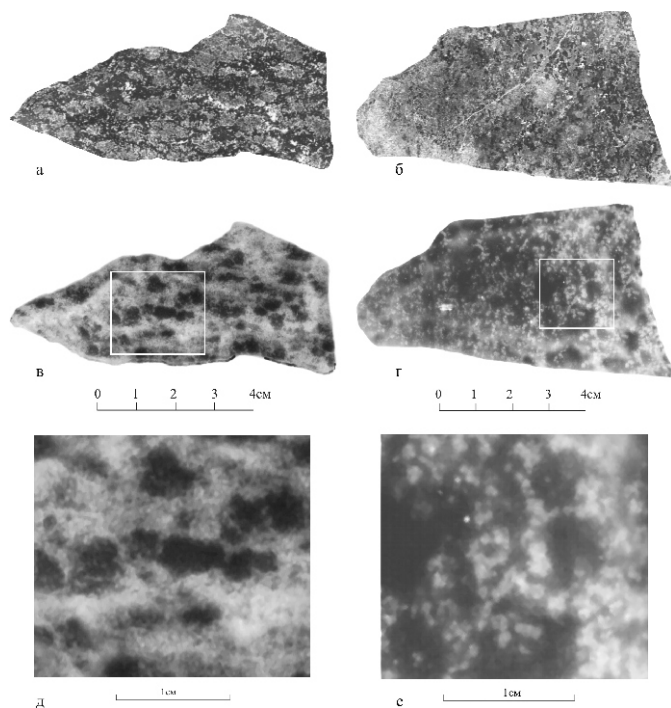


Рис. 2. Характер развития урановой минерализации в ураноносных пластах месторождения Этырко:

образцы радиоактивных пропилитов (черное — рудная минерализация исходных пород): а — пласт V (образец Э-8/1, U 0,154%), б — пласт III (образец Э-12/1, U 0,136%); в—г — радиографии образцов (позитивы); д—е — увеличенные фрагменты радиографий

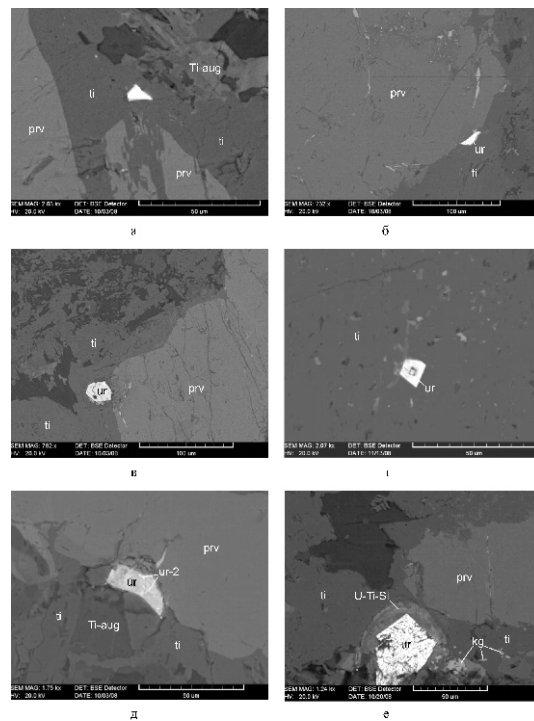


Рис. 3. Характер развития уранинитов. Фото в отраженных электронах:

а—д — мелкокристаллическая вкрапленность уранинитов (ur) в титаните (ti) и на границе зерен титанита и перовскита (prv). Ti-aug — титан-авгит; д — выделение позднего уранинита (ur-2) в торийсодержащем уранините (ur); г — обрастание уранинита (ur) минералом U-Ti-Si состава, рядом вкрапленность кейльгуаита (kg)

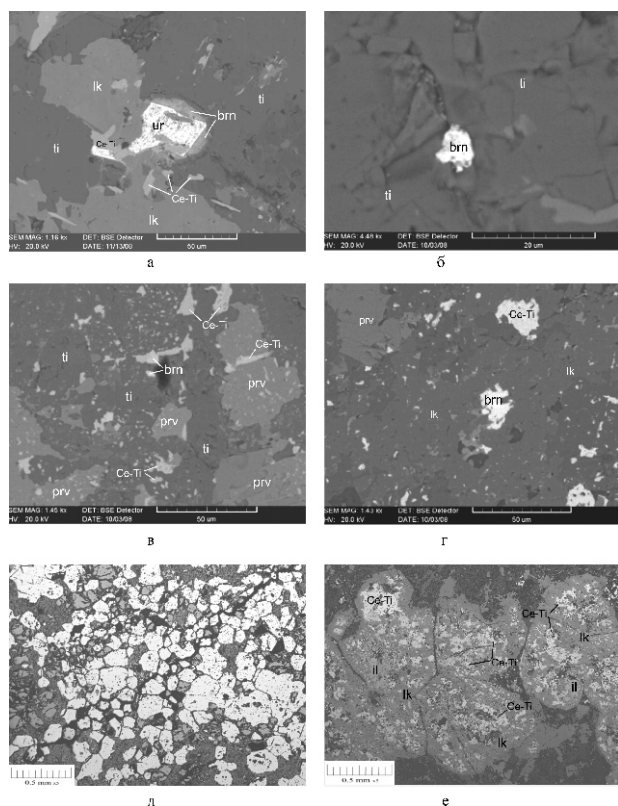


Рис. 4. Характер развития браннерита и некоторых TR-содержащих минералов в отраженных электронах (а—г) и отраженном свете (д—е):

а — уранинит (ur) в окружении браннерита (brn) и титаната редких земель (Ce-Ti) в титанит (ti)-лейкоксоновой (lk) массе; б — вкрапленность браннерита (brn) в титаните (ti); в—г — вкрапленность браннерита (brn) и титаната редких земель (Ce-Ti) в массе титанита (ti) и лейкоксоновой (lk); prv — перовскит; д — перовскит в сплошных зернистых агрегатах (светлое); е — тонкая вкрапленность титаната редких земель (Ce-Ti) в лейкоксоновой (lk), замещающем ильменит (il)

2. Содержания редкоземельных элементов (в г/т) в ураноносных пластах. По данным ICP MS анализа

Пласты	Пробы	TRce				TRcy										
		La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y
VI	БПЭ-21	8730	12100	752	1760	149	33,1	109	14,5	45,9	6,2	14,1	1,55	7,96	0,9	126
	Э-21-1	2540	3870	297	756	70	13,6	51,5	7,06	24,9	3,74	7,95	1,34	6,14	0,63	97,3
	Э-21-2	3540	5600	437	1110	95,3	17,1	73	10,7	31,1	4,26	8,89	0,84	4,17	0,71	88,7
V	Э-8/2	8130	12200	790	1870	176	39,4	132	17,6	59,9	9,07	20,7	2,37	11,8	1,28	185
IV	Э-10-1	4090	5230	360	865	84	20,7	62	8,61	31,3	4,58	9,35	1,42	7,28	0,68	112
III	Э-12/1	7130	10600	694	1680	150	29,8	112	14,7	38,5	6,91	15,6	1,69	9,19	1,12	141
II	БП-4113-1	2980	3670	251	563	49,1	11,8	38,3	6,14	18,4	3,27	7,3	0,75	3,79	0,56	69,6
	БП-4113-2	2520	2960	186	386	31,9	10,1	25,6	4,21	12,4	1,67	4,63	0,6	2,26	0,31	53,8
	БП-4113-3	2110	2580	165	358	34,5	9,26	23,2	4,28	12,1	1,82	3,39	0,57	2,96	0,38	51,6
	БП-4113-4	2020	2490	160	357	34,1	8,25	25	3,98	11,7	1,92	4,45	0,42	2,64	0,24	46,6
	БП-4113-5	3370	3740	237	518	48,6	12,3	80,8	4,82	14,9	2,71	5,97	0,93	4,11	0,53	68,3
	БП-4113-6	3150	3360	224	474	46,1	10,9	33,6	5	14,3	2,97	6,07	0,66	3,69	0,43	63,6
	БП-4113-7	3530	4220	279	621	58,4	12,6	43,5	6,46	16	2,76	5,55	0,73	3,98	0,49	71,5
	БП-4113-8	2840	3490	230	509	47,8	11,3	36,1	5,11	13,6	2,34	6,44	0,77	3,34	0,52	62,2
	БП-4113-9	3050	3640	234	528	49,2	10,1	79,3	5,14	13,4	2,66	5,61	0,63	2,29	0,6	59
	БП-4113-10	2740	3170	213	486	47,3	10,6	33,8	4,77	16,9	2,12	5,09	0,58	3,05	0,42	60,2
I	БП-4113-11	4980	5630	362	813	79,8	16,8	56,8	7,75	25,2	3,34	8,32	1,02	4,65	0,7	88,6
	БП-4113-12	4930	5920	392	894	87,6	16	58,7	7,97	26	3,91	8,21	0,92	4,97	0,59	87,2
	БП-4113-13	4160	4770	311	719	70,4	13,9	47,4	6,65	22,1	2,84	7,35	0,98	4,76	0,45	79,6
	БП-4113-14	3690	5230	382	923	89,4	15,4	55,1	8,79	26,8	3,58	7,92	0,95	4,86	0,52	83,2
	БП-4113-15	281	461	39,9	112	13,7	2	9,31	1,11	5,01	0,82	2,25	0,3	1,21	0,3	23,5
	Э-14-1	2900	3920	283	668	61	10,3	90	6,35	14,8	2,6	5,73	0,61	3,25	0,49	60,7
	Э-14-2	4140	4490	278	654	60,4	19,4	49,4	6,91	25,2	3,6	8,82	1,18	5,87	0,71	104
	Э-16-3	4120	6220	453	11140	101	17,2	70,5	10	29,7	3,57	9,36	1,26	6,03	0,44	89,1

53,78—68,41) с примесями UO_2 (1,57—11,18%), ThO_2 (редко до 2,34%) и Nb_2O_5 (до 0,5%). Этот минерал наиболее часто ассоциирует с лейкоксеном и ильменитом, образуя в лейкоксене густую «сыпь» (см. рис. 4, е). Собственно ниобиевые минералы (колумбит, пирохлор) описаны на рудопроявлении «Аномалия Магнитная» [7].

Сульфиды характерны для ураноносных пластов, но не образуют заметных скоплений. Представлены кобальт-пиритом (Co до 4—5%), галенитом, халькопиритом и сфалеритом.

Установлена устойчивая положительная корреляция в рудах U с TR и TiO_2 и полное отсутствие таковой между U и Th. По торий-урановым отношениям руды существенно урановые до торий-урановых с преобладанием урана (см. табл. 1). Аномальная титанистость (TiO_2 до 21,2%) и повышенная общая железистость объясняются исключительно составом исходных вмещающих пород. Концентрирование редких земель носит скорее эпигенетический характер. Среднее содержание редкоземельных элементов в сумме составляет около 1,5% (от 0,52 до 2,39%) при преобладании TR_{Ce} (табл. 2). Исследования радиоактивных проб на благородные металлы показали, что содержания Au (в г/т) не превышают 0,01—0,052, Ag 1—2, Pd 0,13—0,36 и Pt 0,064—0,14.

Сложный генезис урановых проявлений на месторождении Этырко в полной мере относится и к другим рудным объектам Чинейского массива. Их взаимосвязанность в пространстве вполне объяснима в условиях длительного телескопирования рудно-магматических систем [3]. Находки в рудах Чинейского массива [8] разнообразных фаз редкоземельных и урановых минералов (в виде микровключений в титаномagnetите, халькопирите и др.) могут свидетельствовать о концентрировании U и TR еще на магматических стадиях становления массива. Формирование редкоземельного оруденения скорее всего связано с высокотемпературным эпигенезом, выраженным проявлением щелочного метасоматоза в габброидах (альбитизация, развитие щелочного амфибола и др.) и сопряженного с ним скарнирования вмещающих пород. Собственно урановый (браннерит-уранитовый) тип оруденения в пропилитах мог образоваться, например, на стадии становления интрузии позднепалеозойских гранитоидов ингамакитского комплекса, прорывающей Чинейский массив.

В заключение следует подчеркнуть, что на железо-титан-ванадиевом месторождении Этырко в западной части Чинейского массива впервые выявлено браннерит-уранитовое оруденение, отличающееся редкоземельно-урановым составом. Перспективы этого оруденения на редкие земли окончательно не выяснены. Масштабное развитие браннерит-уранитовой минерализации с кондиционными содержаниями урана установлено среди вкрапленных титаномagnetитовых руд в нескольких пластообразных

залежах, три из которых (пласты II, IV, V) располагают значительными ресурсами урана и представляют несомненный практический интерес уже на данной стадии изученности.

Это обстоятельство подчеркивает необходимость проведения поисково-оценочных работ в западной части Чинейского массива и позволяет надеяться на выявление промышленных урановых и комплексных (с редкими землями) месторождений нового формационного типа в связи с расслоенными интрузиями, в т.ч. в контурах подсчитанных запасов месторождения Этырко.

Полученные результаты обеспечивают дополнительную информацию по комплексной отработке ванадий-титан-железорудных месторождений и должны быть учтены в лицензионных соглашениях по объектам Чинейского массива, планируемых для вовлечения в эксплуатацию.

Установленная ураноносность Чинейского массива открывает возможности открытия подобного оруденения в менее изученных, но распространенных в Кодаро-Удоканском прогибе протерозойских расслоенных интрузиях.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Богатство недр России. Минерально-сырьевой и стоимостный анализ. Пояснительная записка к геолого-экономическим картам.* —С-Пб: изд-во ВСЕГЕИ, 2007.
2. *Геологическое строение и полезные ископаемые Читинского участка БАМ (аналитический обзор).* —Чита, 2002.
3. *Гонгальский Б.И., Кривоуцкая Н.А.* Телескопирование рудно-магматических систем в районе Кодаро-Удоканского прогиба // Актуальные проблемы рудообразования и металлогении. Тезисы докладов международного совещания, (г.Новосибирск, 10—12 апреля 2006 г.). —Новосибирск: «Гео», 2006. С. 63—64.
4. *Гонгальский Б.И., Кривоуцкая Н.А., Арискин А.А. и др.* Строение, состав и формирование Чинейского анортозит-габброноритового массива в Северном Забайкалье // Геохимия. 2008. № 7. С. 691—720.
5. *Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Изд. 2-е. Серия Удоканская. Лист О-50-XXXV (Наминга) / Объяснительная записка.* —С-Пб, 2004.
6. *Крупные и суперкрупные месторождения рудных полезных ископаемых. Т. 2. Стратегические виды рудного сырья.* —М., 2006. С. 97—132.
7. *Макарьев Л.Б., Миронов Ю.Б., Вояковский С.К. и др.* Перспективы выявления новых типов комплексного уранового оруденения в Кодаро-Удоканской минералогической зоне (Чинейский массив) // Материалы по геологии месторождений урана, редких и редкоземельных металлов. Вып. 152. —М., 2008. С. 117—124.
8. *Татаринев А.В., Яловик И.И., Четкин В.С.* Динамометаморфическая модель формирования расслоенных массивов основных пород (на примере Чинейского в Северном Забайкалье). —Новосибирск: Наука, 1998.
9. *Четкин В.С., Харитонов Ю.Ф.* Геолого-экономическая оценка и перспективы освоения Читинского участка зоны БАМ // Разведка и охрана недр. 2000. № 1. С. 12—18.

Алмазоносность Ангариды

Н.И.АКУЛОВ (Институт земной коры СО РАН; 664033, Иркутск, ул.Лермонтова, 128, Россия;
e-mail: akulov@crust.irk.ru)

Приведены сведения о геологическом строении и алмазах содержащихся в среднепалеозойских осадочных толщах Сибирской платформы. Возникновение Ангариды — результат среднепалеозойской коллизии Сибирской платформы с Икат-Еравнинской островной дугой. Сибирская алмазоносная провинция целиком приурочена к Ангариде, поэтому поиски кимберлитовых трубок на Сибирской платформе необходимо вести в ее пределах. Маловероятно обнаружение кимберлитов на площадях, которые в позднем девоне и раннем карбоне были морями, заливами или озерами.

Ключевые слова: коллизия, палеогеография, магматизм, алмаз, кимберлит, Ангариды, Сибирская платформа.

The diamond potential of the Angaris paleo-continent

N.I.AKULOV

In the article information about the geological structure and the diamonds of those being containing in the Middle Paleozoic sedimentary thicknesses of Siberian platform is given. Appearance of Angarida — result of the Middle Paleozoic collision of Siberian platform with the Ikat-Eravnsinsk island arc. Siberian diamond-bearing province is wholly timed to Angarida; therefore the searches for kimberlitic tubes on the Siberian platform must be conducted in its limits. A search for kimberlites on areas, which were seas, gulfs and lakes at the Late Devonian and the Early Carboniferous period is unpromising.

Key words: collision, paleogeography, magmatism, diamond, kimberlite, Angarida, Siberian platform.

Многочисленные данные о строении и составе докембрийских и палеозойских отложений как по Сибирской платформе, так и по окружающим ее геологическим структурам, позволяют по-новому взглянуть на историю ее палеогеографического развития в период позднепалеозойской кимберлитовой интервенции на ее территории. Объединение разнородных, но синхронных геологических данных в единую систему познания последовательности становления осадочного чехла Сибирской платформы — основное направление, которого придерживался автор при разработке данной проблемы. Подобного направления придерживался и австрийский геолог Эдуард Зюсс [26]. В своем классическом 3-томном труде «Лик Земли» он воссоединил многочисленные разнородные, но синхронные геоморфологические и палеогеоморфологические данные различных участков Земли с историей их геологического развития и ввел в геологическую терминологию множество новых понятий — плита, щит, Ангариды и т.д. Согласно его представлениям Ангариды — суша (материк), омываемая со всех сторон морями, существовавшая в Северной Азии в междуречье Енисея и Лены. Свое название Ангариды получила по р.Ангара, современное русло которой расположено вблизи центральной части древней суши. Согласно ранее проведенным исследованиям установлено, что, возникнув в начале силурийского периода, она просуществовала вплоть

до мезозоя (около 190 млн.лет) [2]. В мезозойскую эру мощные горноскладчатые сооружения представленные Урало-Сибирскими и Монголо-Тяньшанскими герцинидами, воссоединили Ангариды с многочисленными пространствами суши и она, преобразовалась в Лавразию.

История Ангариды сложна и во многих деталях запутана, но попытаемся реконструировать палеогеографические условия позднедевонской и раннекаменноугольной эпох ее развития в связи с формированием в те времена на ее территории богатейших коренных и россыпных месторождений алмазов.

Основная задача данной статьи — проследить историю становления Ангариды и ее алмазоносности.

Возникновение Ангариды. Геодинамическая интерпретация Байкальской складчатой области позволила установить, что один из основных этапов ее формирования был связан с аккрецией Икат-Еравнинской островной дуги к байкалидам, которая началась в ордовике—силуре и закончилась перед началом карбона [14]. К сожалению, для силурийского времени известно мало палеомагнитных данных и этот период отсутствует в уже известных глобальных фанерозойских моделях Л.П.Зоненшайна [13] и Е.Р.Канасевича [25]. Тем не менее, они вычислили средние линейные скорости перемещения материков от их расположения в ордовикском периоде сразу к девонскому. Оказалось, что в это время максималь-

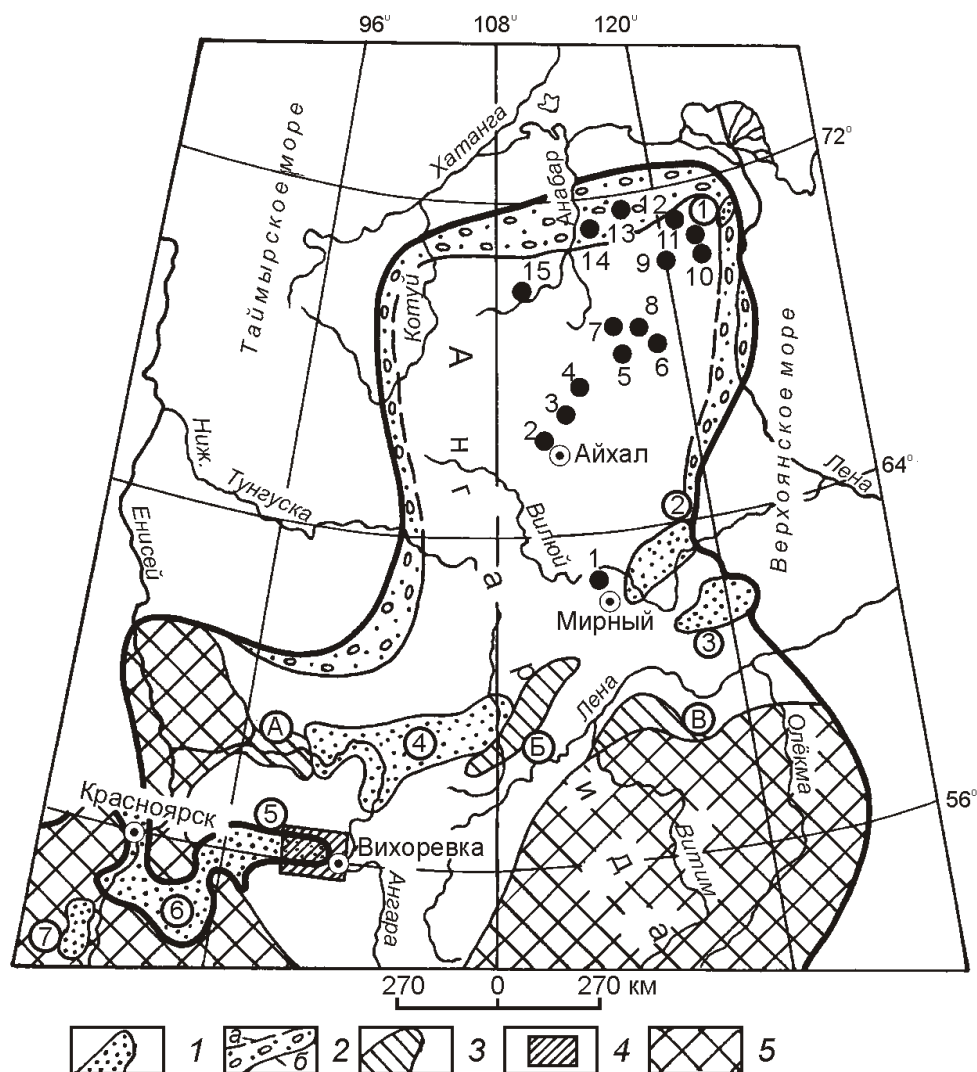


Рис. 1. Схема расположения Ангарида в турнейском веке (ранний карбон):

1 — осадочные бассейны (цифры в кружках): 1 — Кютюндинский, 2 — Ыгыаттинский, 3 — Кемпендйский, 4 — Ангаро-Тунгусский, 5 — Поймо-Бирюсинский, 6 — Рыбинский, 7 — Минусинский; 2 — прибрежно-морские россыпи: а — предполагаемые, б — выявленные; 3 — зоны смятия осадочного чехла платформы (буквы в кружках): А — Иркинеевская, Б — Непская, В — Уринская; 4 — Чукшинский залив Поймо-Бирюсинского осадочного бассейна (см. рис. 2); 5 — горноскладчатые сооружения; кимберлитовые поля, проявившиеся в позднем девоне—раннем карбоне: 1 — Мало-Ботуобинское, 2 — Алакитское, 3 — Далдынское, 4 — Верхнемунское, 5 — Чомурдахское, 6 — Молодинское, 7 — Огонер-Юряхское, 8 — Мерчимденское, 9 — Толуопское, 10 — Западно-Укукитское, 11 — Куойское, 12 — Восточно-Укукитское, 13 — Томторское, 14 — Эбеляхское, 15 — Среднекуонапское

ную скорость имела Сибирская плита до 7 см/год, а у Гондваны она составляла 2,7—5,6 см/год. Коллизия Сибирской плиты с Икат-Еравнинской островной дугой вызвала глыбово-складчатые тектонические движения фундамента платформы, разломообразование и магматизм. Весь комплекс нижнепалеозойских терригенно-карбонатных отложений в районе коллизии был прорван Баргузинским батолитом, состоящим из гранитов, гранодиоритов, диоритов, габбро и монцитов. Граниты доминируют среди всех разно-

видностей магматических образований, а по данным абсолютных датировок, выполненных U-Pb методом, их возраст достигает 426 24 млн. лет (ранний силур) [18].

Восходящие тектонические движения гигантских блоков фундамента платформы вызвали регрессию мелководного моря, заливавшего Сибирскую платформу, что привело к возникновению на ее территории стабильной континентальной страны — Ангарида (рис. 1). В состав Ангарида входила не только платформенная часть суши, но и прилегающие к ней горноскладчатые сооружения. На протяжении всего силурийского периода на Ангариде господствовали мощные процессы эрозии и денудации, а в раннедевонскую эпоху на ее территории началось развитие процессов рифтогенеза. По данным А.А.Воронцова и его коллег [7], процессы девонского рифтогенеза проявились в юго-западном обрамлении Сибирской платформы существенно шире, чем считалось ранее. По их мнению, правомочно выделение Южно-Сибирской рифтовой системы, объединившей все проявления девонского риф-

тогенеза в пределах Сибирской платформы и ее южного обрамления. Континентальный режим, существовавший на Сибирской платформе, полностью подтверждается литологическим составом отложений, формировавшихся в интракратонных осадочных бассейнах Ангарида (Поймо-Бирюсинский, Канско-Тасеевский, Ангаро-Тунгусский и др.) и наличием продуктов коры выветривания.

Выполненные литолого-палеогеографические исследования показали, что в раннем девоне Иркинеев-

ская, Непская, Уринская и другие зоны складчатых дислокаций осадочного чехла платформы, а также Непско-Ботуобинское, Мурское, Анабарское и другие поднятия входили в состав огромной холмистой равнины [3]. Анализ мощностей показал, что глубина эрозионного среза пород нижнего палеозоя в пределах Иркутского амфитеатра составляет около 850 м, в районе Непской складчатой зоны 600 м, а на площади Непско-Ботуобинского поднятия (Мирнинское кимберлитовое поле) она не превышает 300 м. Это свидетельствует о более высоком древнем рельефе в начале девонского периода вблизи зоны коллизии, чем в удаленных от нее частях Ангарида (см. рис. 1). Обломочный материал, сносимый с горных сооружений, аккумуляровался в предгорьях древних Саяно-Байкальских и Енисейских горноскладчатых сооружений (карымовская и орночеканская свиты) и частично поступал в континентальные, прибрежно-морские и лагунные палеобассейны Ангарида, а также в многочисленные моря, омывающие ее со всех сторон (Таймырское, Верхоянское, Даурское и др.). По данным документаций скважин в Рыбинском перикратонном палеобассейне, нижняя подсвита карымовской свиты (D_{1-2}) почти целиком состоит из крупногалечных конгломератов, мощность которых достигает 200 м, а мощность всей грубообломочной пачки, вмещающей пласты и прослои разнозернистых песчаников — 700 м (молассовая формация). Толща красноцветных крупногалечниковых конгломератов с включением валунов отмечена и на платформенной части примыкающей к северной оконечности оз. Байкал. Так, в бассейнах рек Нижняя Ирель, Сухая и Кунерма (Прибайкальский перикратонный палеобассейн) на глубоко эродированной поверхности складчатого кембрия и ордовика залегают красноцветные слабосцементированные конгломераты, гравелиты и песчаники орночеканской свиты (D_{1-2}). Мощность «монолитных» конгломератов также 200 м, а свиты 655 м. Породы простираются вдоль Байкальского хребта. Валунно-галечный материал слабо окатан, плохо отсортирован и разнообразен по составу. По своему внешнему облику, мощности и гранулометрическому составу орночеканская свита полностью сопоставима с молассовыми отложениями нижней части карымовской свиты Рыбинского палеобассейна [3].

Обобщая все известные данные по процессам среднепалеозойского выветривания на Ангарида, необходимо подчеркнуть относительную небольшую мощность (средняя мощность около 2 м, а максимальная не превышает 10 м). При этом состав глинистых фракций из наиболее выветрелых пород на юге Ангарида каолинистый и монтмориллонит-каолинистый, а в центральной и северной частях каолинит-монтмориллонитовый. Всюду верхняя зона профиля коры выветривания сильно ожелезнена, а в некоторых случаях «бронирована» кирасой,

мощность которой в районе ст. Чуна (р. Паренда) достигает 0,8 м. Вследствие интенсивного окисления кимберлиты из аналогичных зон по своему облику напоминают «желтую землю», хотя в невыветрелых горизонтах они обычно голубовато- и грязно-серого цвета.

Среднепалеозойские алмазы Ангарида. Процесс коллизии сопровождался проявлением магматизма не только в горноскладчатых областях, но и на континентальной части платформы (Ангарида). Так, в Среднем Приангарье (междуречье Ковы и Ангары) обнаружено поле трахибазальтов, приуроченных к зоне дробления осадочных пород ордовика, абсолютный возраст которых 380–40 млн. лет [8]. Проявление щелочно-ультраосновных пород обнаружено при изучении осадочных коллекторов Ангаро-Удинского междуречья (правобережье р. Тарма) [10]. Однако самым главным событием этого времени было внедрение щелочно-ультраосновных пород на «ослабленной», с точки зрения тектонических напряжений, северо-восточной периферии Ангарида (Якутская кимберлитовая провинция). Именно здесь кимберлитовые тела прорывают кембрийские и ордовикские отложения, ксенолиты которых присутствуют в кимберлитовых брекчиях. Кимберлитовые брекчии часто содержат обломки трахибазальтов, состав которых подобен эффузивным образованиям аппаинской свиты, их возраст по данным К-Аг метода 418–8 млн. лет. (Б.В. Олейников, 1973). По данным Г.Л. Девиса и его коллег [8], абсолютный возраст основных промышленных кимберлитовых трубок 402,8–344 млн. лет (Мир — 361,5 млн. лет, Таежная — 402,8 млн. лет, Интернациональная — 360 млн. лет, Фестивальная — 344 млн. лет, Светлая — 344,2 млн. лет, Коллективная — 358,1 млн. лет). Внедрению магматических очагов всегда сопутствовала активизация глубинных разломов. Разрывным нарушениям различных порядков принадлежит важная роль в «размещении» кимберлитовых тел. Как отметил М.И. Лелюх с соавторами [17], данные эксплуатационных разведок, проведенных на трубках Айхал и Удачная, подтверждают наличие зон интенсивной трещиноватости в отложениях, вмещающих кимберлитовые тела. Кроме того, удалось установить, что кимберлитовые поля приурочены к ослабленным трещиноватым участкам верхней части коры, а их формирование связано с образованием выступов фундамента [23].

В настоящее время наиболее отчетливо выделяются следующие зоны древних тектонических разломов: Ангаро-Вилуйская, Аян-Непская, Ереминская, Каймановская, Непская, Вилуйско-Котуйская, Тунгусско-Гаженская, Ахтарандинская, Лено-Пясинская, Лено-Анабарская и др. Ангаро-Вилуйская зона разломов — главнейший линеамент юга Ангарида, который, простираясь с юго-запада на северо-восток, пересекает весь свод Непско-Ботуобинской антеккли-

зы. По геофизическим данным глубина ее заложения достигает 40 км и выходит за пределы мощности земной коры. Многочисленные глубинные разломы зафиксированы на восточном склоне Ботуобинско-Мархинского поднятия (Вилуйско-Мархинская флексура). Вдоль этой флексуры геофизиками установлен ряд крупных погребенных смещений фундамента платформы с амплитудой до 2 км, а в осадочном чехле развиты многочисленные протяженные (до 100 км) разломы, в пределах которых расположены кимберлитовые тела [4].

Подобная флексура (Окино-Вихоревская) находится на юге Ангарида, где она входит в состав Ангаро-Катангской зоны разломов. Данная флексура прослежена на расстояние около 600 км с амплитудой смещения до 400 м [12]. Ее особенность заключается в том, что она погружается в строго меридиональном направлении. Так, если в районе ст.Зима падение пластов на флексуре составляет 6 м на 1 км; около г.Братск — 50 м, то вблизи дер.Седаново — более 150 м. Окино-Вихоревская флексура расположена над ослабленной зоной земной коры, что сказалось на приуроченности к ней железорудных месторождений (Красноярское, Седановское и др.). Вполне возможно, что данная флексура аналогично Вилуйско-Мархинской, связана и с кимберлитовым магматизмом, тем более что почти по всей полосе ее простирания известны находки кристаллов алмазов и их спутников. Особенно выделяется Тангуй-Удинский участок, примыкающий к Окино-Вихоревской флексуре с запада. Данный участок расположен в пределах ранее существовавшего здесь Чукшинского залива Поймо-Бирюсинского палеобассейна. Основываясь на находках алмазов (317 кристаллов) и их спутников в четвертичных отложениях данного района, оконтурен ореол их распространения, который не выходит за пределы площади древнего залива (рис. 2). Кроме того, в результате проведенных в начале 60-х годов прошлого столетия геолого-съемочных работ, здесь оконтурена Чукшинская алмазоносная россыпь, выявленная протяженность которой от устья р.Чукша составляет около 70 км. В русловом аллювии р.Чукша было обнаружено 45 кристаллов алмазов, а к настоящему времени их число составляет 105. Вполне очевидно, что источником терригенного материала, в т.ч. и алмазов с их спутниками, являются поднятия расположенные на восточной окраине палеобассейна, которые приурочены к Окино-Вихоревской флексуре.

Важным моментом в истории ордовикско-силурийской коллизии явилось образование складчатых зон в осадочном чехле платформ Непская, Иркинская, Уринская. Очень контрастные складки Непской зоны зафиксированы в толщах ордовика и верхнего кембрия в бассейнах рек Илга, Чукша, Илим, Уда, Бирюса и верховьев р.Лена. По данным И.Н.Сулимова и его коллег [23], в верхоленской (C_{2-3}), усть-кут-

ской (O_1), братской (O_{2-3}) и других свитах наблюдаются многочисленные дислокации, представленные крутыми складками с размахом крыльев 10—70 м, флексурными изгибами слоев, а в единичных случаях — разрывными нарушениями. Почти всюду складчатость имеет северо-восточное простирание согласно с простиранием основных структур Саяно-Байкальской горной области. Юго-восточные крылья антиклинальных складок всегда круче северо-западных и достигают 55°. В то же время наблюдается общее затухание интенсивности складкообразования в осадочном чехле платформы в направлении к центральной части платформы. Повышенный интерес к данному типу дислокаций осадочных комплексов, обусловлен тем, что в современном аллювии многих рек этих складчатых зон обнаружены алмазы и их спутники. Например, в зоне Непских дислокаций алмазы и их спутники выявлены в устье р.Ика (левый приток р.Непа), а в зоне Иркинских дислокаций на Чадобецком поднятии выявлены кимберлиты [15].

По данным Е.И.Бориса и А.А.Константиновского [5], главная эпоха эрозионного среза кимберлитовых трубок приходится на турнейский век раннего карбона, поскольку, начиная со среднего карбона, Ботуобинская седловина стала опускаться, и на ней началось площадное осадконакопление. Об этом же свидетельствуют и визе-серпуховские озерные отложе-

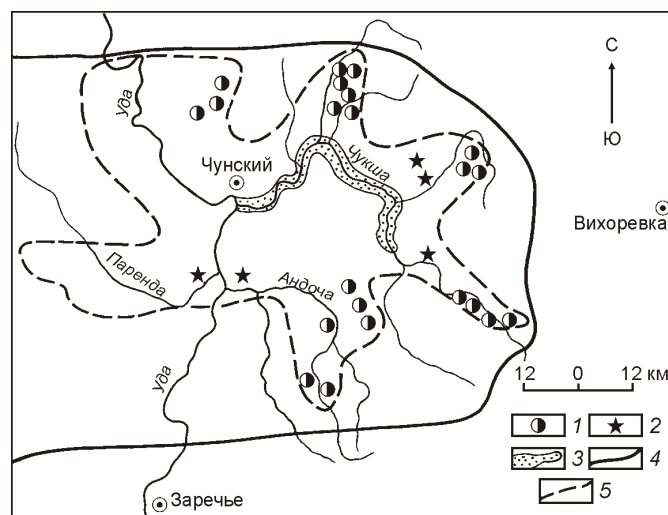


Рис. 2. Ореол распространения алмазов и их спутников в четвертичных отложениях, приуроченных к раннекаменноугольному Чукшинскому заливу Поймо-Бирюсинского палеобассейна:

1 — места скопления пиропов и других спутников алмазов; 2 — основные места находок алмазов; 3 — Чукшинская россыпь с непромышленной алмазоносностью; границы: 4 — Чукшинского залива, 5 — ореола распространения алмазов и их спутников в четвертичных отложениях; см. рис. 1

ния, обнаруженные в истоках р.Алакит в надкратерной впадине одной из кимберлитовых диатрем [6]. Переотложенные продукты коры выветривания довольно часто входят в состав серпуховских и значительно меньше визейских отложений (тушамская, мурская, белоярская и другие свиты). В связи с этим, весьма интересны озерные отложения тушамской свиты, расположенные на Ангари-Тунгусском междуречье (Ангари-Тунгусский палеобассейн). Они представлены 120-метровой толщей песчаников, переслаивающейся с алевролитами, аргиллитами, туфопесчаниками и туфоалевролитами [19]. В основании свиты постоянно присутствуют продукты переотложенной коры выветривания, сложенные белыми каолиновыми аргиллитами или светло-серыми разнотернистыми песчаниками с каолиновым цементом. В базальных песчаниках тушамской свиты, вскрытых скважинами на р.Тушаме (вблизи ее левого притока р.Верей), обнаружены спутники алмазов — пиропы. Песчаники здесь разнотернистые и представлены кварцевыми граувакками, содержащими до 60% обломков пород, около 35% — кварца и почти 5% — полевых шпатов (плагиоклазов). Низкая степень слюдистости (до 2%) — характерная черта тушамских отложений. Среди обломков пород преобладают эффузивы и осадочные разности (до 45%), меньше кремнистых пород и кварцитов. Обломки эффузивов преимущественно окатаны, реже угловатые и относятся к средним и основным разностям, иногда с сохранившимися лейстами плагиоклазов. В керне одной из скважин, пройденных вблизи северной оконечности древнего Тушамского озера, обнаружен кристалл алмаза [21]. Он найден в средней части тушамской свиты в мелкозернистых песчаниках на глубине 92 м. Кристалл алмаза находился в сростке с муассанитом в ассоциации с корундом, шпинелью и муассанитом. Его размер достигает 0,6 мм. Кроме этого, выявлен шлиховой ореол из пиропов, расположенный вдоль восточного побережья Тушамского палеоозера (верховье р.Ангари) [21]. Он приурочен к выходящему на дневную поверхность контакту налегания тушамской свиты на верхоленскую (средний—верхний кембрий). Пиропы кимберлитового типа, но их размер и окатанность свидетельствуют о значительном механическом износе, которому они подвергались внутри этого древнего водоема. В связи с этим перспективным участком для обнаружения кимберлитов является вся площадь, сложенная нижнепалеозойскими осадками, прилегающая к северо-восточному борту древнего озера, в т.ч. и район Ереминского поднятия.

Данные, полученные в результате проведения фациального анализа потенциально алмазоносных отложений юга Сибирской платформы, свидетельствуют о том, что в раннекаменноугольное время на территории Ангари существовали реки [1]. Большинство аллювиальных комплексов пород в последующие эпохи

были размыты, но местами отдельные фрагменты палеодолин сохранились. Примером может служить аллювиальный комплекс (конгломераты, конглобрекции, разнотернистые песчаники и т.д.) мурской свиты (Мурско-Ковинское междуречье). В породах свиты кристаллов алмазов пока не найдено, но они содержат большое количество пиропов и пикроильмениты. Кроме того, русло р.Ко́ва проходит вдоль Окино-Вихоревской флексуры. По геолого-структурным данным, особенностям шлихоминералогических ассоциаций и составу минералов Мур-Ковинский район отнесен к перспективным районам на поиск мантийных магм кимберлитового типа [10].

Береговая линия Ангари существовавшая в раннекаменноугольную эпоху местами отчетливо трассируется по останцам прибрежно-морских конгломератов (см. рис. 1). Первые находки глыб конгломератов были сделаны еще в 1966 г. геологами Амакинской экспедиции Якутского геологического территориального управления (ЯГТУ) (И.М.Корякин, И.П.Плакин, Ю.П.Белик и др.) и научно-исследовательского института геологии Арктики (НИИГА) (Л.И.Рубенчик и др.) в бассейне р.Эбелях (северная часть Ангари). В 1967 г. такие же конгломераты были найдены Б.И.Прокопчуком, В.А.Скосыревым, И.А.Бухмиллером и другими в бассейне рек Кумах-Юрэх, Биллях и Маят. Позднее И.А.Галкин и Б.И.Прокопчук обнаружили подобные конгломераты на левобережье р.Анабар и в долине р.Попигай. Такое пристальное внимание к данным конгломератам обусловлено тем, что в их составе обнаружены спутники алмазов (пикроильменит, пироп и др.). Конгломераты представляют собой очень плотную породу светло-серого цвета, содержащую гастроподы и колонии водорослей, которые позволили отнести их к раннему карбону [20].

Маломощные нижнекаменноугольные прибрежно-морские отложения древнего Таймырского моря, обнаружены и к востоку от Енисейского кряжа (бассейн р.Тычана, правый приток Подкаменной Тунгуски). По данным А.В.Крюкова и Л.Н.Петерсон [15], на Шушукском поднятии они сложены алевролитами, мелкозернистыми песчаниками, глинистыми доломитами и мергелистыми известняками, объединенными в шушукскую свиту мощностью 25—40 м. На восточном борту поднятия отложения свиты полностью размыты. Алевролиты и мелкозернистые песчаники, преобладающие в составе свиты, состоят из обломков кварца, роговиков, микрокварцитов, полевых шпатов и аргиллитов. Цемент пород обычно базальный глинисто-известковый с лимонитом и каолинитом. По особенностям литологического состава осадки свиты относятся к мелководным, прибрежно-морским [15]. Важно отметить, что в бассейне протекающей здесь р.Тычана найдено множество алмазов. Таким образом, весьма перспективным для поисков кимберлитов является также северо-восточный участок Ангари, примыкающий к

береговой границе Таймырского раннекаменноугольного моря, вдоль которой простирается обнаруженная красноярскими геологами Тычанская площадь россыпных алмазов.

О.Г.Салтыков и Ю.М.Эринчек провели весьма интересное исследование [22]. По совокупности находок минералов-спутников алмаза в среднедевонских, раннекаменноугольных и более молодых терригенных коллекторах на юге Сибирской платформы ими выявлено 17 среднепалеозойских ореолов кимберлитовых минералов. Авторы однозначно указывают на возможность обнаружения на юге Сибирской платформы среднепалеозойских кимберлитов.

Подводя итог проведенным исследованиям, необходимо подчеркнуть, что представленный материал позволяет по-новому взглянуть на Сибирскую алмазоносную провинцию. Отмечено, что внедрение всех известных на Сибирской платформе среднепалеозойских кимберлитов было приурочено к высоко стоящей и стабильной в то время континентальной стране — Ангариде.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Акулов Н.И. Фациальный анализ верхнепалеозойских промежуточных коллекторов алмазов Ангарида // Советская геология. 1990. № 5. С. 48—56.
2. Акулов Н.И. Ангарида как среднепалеозойский материк Северного полушария // Докл. РАН. 2003. Т. 389. № 3. С. 341—344.
3. Акулов Н.И. Палеогеография и условия накопления девонских осадков на юге Сибирской платформы // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2004. № 3. Т. 12. С. 26—36.
4. Борис Е.И. Перспективы алмазоносности верхнего палеозоя восточного борта Тунгусской синеклизы // Геология промежуточных коллекторов алмазов. —Новосибирск: Наука, 1994.
5. Борис Е.И., Константиновский А.А. О новых перспективах россыпной алмазоносности Мало-Ботуобинского района / Геология, алмазоносность и металлогения Сибирской платформы и ее обрамления. —Иркутск, 1981. С. 56—57.
6. Ващенко Е.М., Крючков А.И., Лелюх М.И. и др. Первая находка нижнекаменноугольных отложений в Далдыно-Алакитском районе Сибирской платформы // Докл. АН СССР. 1991. Т. 316. № 1. С. 180—183.
7. Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Сандимирова Г.П. Базальт-трахириолит-комендитовая ассоциация хребта Кропоткина (Восточный Саян) и проблема девонского рифтогенеза в южном обрамлении Сибирской платформы // Докл. РАН. 2008. Т. 423. № 2. С. 222—227.
8. Девис Г.Л., Соболев Н.В., Харьков А.Д. Новые данные о возрасте кимберлитов, полученные уран-свинцовым методом по цирконам // Докл. АН СССР. 1980. Т. 254. № 1. С. 175—179.
9. Домышев В.Г. Эпоха среднепалеозойской активизации юга Сибирской платформы и прилегающей складчатой области // Проблемы кимберлитового магматизма. —Новосибирск, 1989. С. 43—59.
10. Егоров К.Н., Меньшагин Ю.В., Секерин А.П. и др. Новые данные по минералогии осадочных коллекторов алмазов юго-западной части Сибирской платформы // Докл. РАН. 2002. Т. 382. № 4. С. 531—534.
11. Егоров К.Н., Денисенко Е.П., Меньшагин Ю.В. и др. Новое проявление щелочно-ультраосновных пород на юге Сибирской платформы // Докл. РАН. 2003. Т. 390. № 1. С. 75—78.
12. Замаев С.М., Кузнецов Г.А. О крупнейшей флекуре юга Сибирской платформы / Материалы по геологии и полезным ископаемым Красноярского края. —Красноярск, 1961. С. 151—159.
13. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 1. —М.: Недра, 1990.
14. Зорин Ю.А., Беличенко В.Г., Турутанов Е.Х. и др. Строе-ние земной коры и геодинамика Байкальской складчатой области // Отечественная геология. 1997. № 10. С. 37—44.
15. Крюков А.В., Петерсон Л.Н. Новый тип разреза основания верхнепалеозойского чехла в Тунгусской синеклизе // Докл. АН СССР. 1978. Т. 238. № 3. С. 663—665.
16. Лапин А.В. О кимберлитах Чадобецкого поднятия в связи с проблемой формационно-металлогенического анализа платформенных щелочно-ультраосновных магматитов // Отечественная геология. 2001. № 4. С. 30—35.
17. Лелюх М.И., Крючков А.И., Устинов В.И. Закономерности пространственного размещения кимберлитов в Айхальском районе / Проблемы кимберлитового магматизма. —Новосибирск, 1989. С. 88—97.
18. Неймарк Л.А., Рыцк Е.Ю., Ризванова Н.Г. и др. О полихронности Ангаро-Витимского батолита по данным U-Pb метода по циркону и сфену // Докл. РАН. 1993. Т. 333. № 5. С. 634—648.
19. Павлов С.Ф., Ломоносова Т.К., Акулов Н.И. Угленосная формация юго-восточной окраины Тунгусского бассейна. —Новосибирск: Наука, 1990.
20. Прокопчук Б.И., Колесников С.К., Левин В.И. и др. Новые данные о масштабах каменноугольного осадконакопления на севере Сибирской платформы // Докл. АН СССР. 1983. Т. 269. № 5. С. 1168—1173.
21. Рыбаков В.Г., Калмыков С.М., Денисенко Е.П. Новые данные по алмазоносности бассейна верхнего течения р.Нижней Тунгуски / Геология промежуточных коллекторов алмазов. —Новосибирск, 1994. С. 21—25.
22. Салтыков О.Г., Эринчек Ю.М. Перспективы выявления среднепалеозойских кимберлитов на юге Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 3. С. 240—251.
23. Сафронов А.Ф., Смелов А.П., Зайцев А.И. Проблемы тектонического контроля алмазоносных кимберлитов Сибирской платформы // Отечественная геология. 2001. № 5. С. 3—5.
24. Сулимов И.Н., Сулимова И.Е., Воробьева В.Н. Мелкая складчатость в нижнем палеозое Иркутского амфитеатра / Материалы по региональной геологии Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. —М., 1972. С. 57—59.
25. Kanasevich E.R., Havskov, Evans M.E. Plate tectonics in the Phanerozoic // Can. Y. Earth. 1978. Vol. 15. № 6. Pp. 919—955.
26. Sless Ed. Das Antlitz der Erde. Bd. 3. Hdlfte. Prag, Wien, Leipzig, 1901.

Систематизация золоторудных месторождений Казахстана

Д.С.ВАЛИЕВА (РЦГИ «Казгеоинформ», Комитет геологии и недропользования, Министерство энергетики и минеральных ресурсов Республики Казахстан; *e-mail*: valieva5@mail.ru)

Золоторудные месторождения классифицированы на группы или типы. Минеральный состав руд золота и серебра изменяется в широких пределах.

Ключевые слова: золото, сульфиды, типы руд.

Systematizing the lode gold deposits of Kazakhstan

D.S.VALIEVA

Gold-ore deposits are divided into groups and types of gold ores, mineralogical structure of gold and silver ores is varied within the very wide bounds.

Key words: gold, sulphides, types of ores.

Состав руд золота и серебра изменяется в широких пределах. По минеральному составу руды с точки зрения их обогащения могут быть подразделены на следующие группы или типы (см. таблицу):

1. Малосульфидные руды — наиболее распространенный тип золотых руд в Казахстане. Содержание сульфидов (преимущественно пирита) от десятых долей процента до 5—7%. Сульфиды тяжелых цветных металлов или отсутствуют, или их так мало, что извлекать их методом селективной флотации нецелесообразно. Несульфидная часть представлена кварцем, карбонатами, сланцами, хлоритом, каолинитом, слюдами.

Золото преимущественно связано с сульфидами или распространено между сульфидами остальной части рудной массы. Преобладающая часть самородных выделений золота имеет крупные размеры и чистую поверхность [1—4].

2. Золотопиритовые существенно сульфидные руды — в Казахстане мало распространенный тип руд. Содержание пирита в этих рудах 6—7% и более, в некоторых рудах 50%, при существенных концентрациях других сульфидов. Из несульфидных минералов главным является кварц, наряду с которым в рудах присутствуют карбонатные минералы и алюмосиликаты.

Золото в этих рудах имеет различную крупность. С пиритом обычно связано тонкодисперсное золото, нескрываемое обычным измельчением. С увеличением содержания пирита в рудах, доля мелкого золота возрастает. В некоторых существенно пиритовых рудах почти все золото представлено тонкодисперсными частичками.

3. Золотомышьяковые руды содержат до 10% арсенопирита. Из других сульфидов присутствует пирит, иногда пирротин. Сульфиды известных металлов, как правило, не имеют промышленного значения.

Несульфидная часть руды — кварц, карбонаты, сланцы. Большая часть золота связана с сульфидами. Золото мелкое и вскрывается лишь после обжига.

4. Золотомедные руды содержат до 50% сульфидов, при промышленных концентрациях золота и меди. Медь представлена преимущественно халькопиритом. Из сульфидов наиболее распространен пирит, менее арсенопирит и пирротин. Золото полидисперсное, в измельченных рудах находится как в свободном состоянии, так и связано с сульфидами.

В отдельных рудах пирит или некоторые его генетические разности объединены с золотом. Руды с повышенным содержанием арсенопирита составляют группу мышьяковистых золотомедных руд, которые характеризуются более мелким золотом, заключенным в пирите, арсенопирите, халькопирите и кварце. Свободного золота очень мало.

Частично окисленные руды имеют более сложный минеральный состав. В таких рудах присутствуют сульфиды и золотосодержащие гидроксиды железа. Золото почти в одинаковой степени связано с халькопиритом, пиритом и арсенопиритом, окисленными минералами меди и мышьяка.

Мышьяковистые золотомедные руды труднообогатимы из-за тонкодисперсности золота и связи его со многими минералами. Золото в этих рудах почти в одинаковой степени связано с халькопиритом, пиритом и арсенопиритом. Свободного золота очень мало.

5. Золотополиметаллические руды. Кроме золота в промышленных концентрациях в этих рудах присутствуют полезные компоненты: Ag, Cu, Pb, Zn и др. Содержание сульфидов в рудах до 50%.

Золото преимущественно мелкое и тонкодисперсное. В некоторых рудах крупного золота нет. Тонкодисперсное золото заключено в сульфидах: пирите, арсенопирите, халькопирите, галените, в меньшей степени в сфалерите. Редко в рудах присутствует свободное золото.

Классификация руд золоторудных месторождений Казахстана и рациональные методы их обогащения

Рудные формации	Ведущие рудные комплексы (субформации)	Минеральные типы руд (устойчивые ассоциации)	Типичные минералы околорудных изменений	Связь золота с сульфидными, крупность выделений золота	Методы технологической обработки руд	Примеры рудных месторождений и рудопроявлений
1	2	3	4	5	6	7
Кварцево-сульфидная жильного выполнения	Золоторудный	Кварцево-золотопиритовый	Кварц, хлорит, серицит, эпидот	В основном свободное 0,1—0,5 мм, менее в связи с сульфидами	Амалыгамация руды: гравитация флотация, гравитация с последующей амалыгамацией, флотация	Сарлыбай, Турсун-туре, Джаркулак, Кулер, Айманбай, Карасу, Дорожное
		Кварцево-золотокарбонатный	Кварц, кальцит, серицит и др.	В сульфидах свободное и мелкое, до тонкодисперсного	Флотация или цианирование руды, с предварительной гравитацией или амалыгамацией	Актан, Туккен
		Кварцево-золотогематитовый	Кварц, гематит	Главным образом свободное, крупное	Амалыгамация руды: гравитация с амалыгамацией концентратов	Ушшоки, Майбулак
		Золотомышьяковый	Кварц, хлорит, серицит, эпидот, адуляр	—	Гравитация с последующей флотацией и разделением цианированием флотоконцентратов и хвостов (возможен предварительный обжиг флотоконцентратов)	Джетыгара
	Золотомедный	Кварцево-турмалин-золотопиритовый	Кварц, турмалин, гематит	Главным образом свободное, крупное	Гравитация с последующей флотацией и амалыгамацией концентратов и гравиконцентратов	Дон-Чара, Кызымчек, Мыстобе
	Золотомедленно-полиметаллический	Кварцево-золотохалькопирит-галенит-сфалеритовый	Кварц	Мелкое, свободное, реже в сульфидах	Флотация (с последующим цианированием) концентрации хвостов флотации шлозах	Северный Актан, Подольское, Каратанды Озек, Тасты-Биень
		Кварцево-барит-золотохалькопирит-сфалерит-галенитовый	Кварц, барит	—	—	Джантабул
	Золотополиметаллический	Кварцево-золотогаленит-сфалеритовый	Кварц	Свободное, сульфидное	Гравитация (амалыгамация гравиконцентрата) с последующей флотацией	Зиганша
	Золоторедкометалльный	Кварцево-золото-пшеслитовый	Кварц	Главным образом свободное	Амалыгамация руды: гравитация амалыгамация флотация	Чанг
		Кварцево-золотоовисмутный	Кварц	Мелкое (0,1—0,5 мм), свободное	Гравитация флотация (амалыгамация гравиконцентратов)	Северный Джамантау

1	2	3	4	5	6	7
Жильно-метасоматическая	Золоторудный	Кварцево-золотопирит-арсенопиритовый	Кварц, сфалерит, хлорит, карбонат	Мелкое, до дисперсного, сульфидное, редко свободное	Флотация с последующим цианированием хвостов, обжигом фотоконцентратов и направлением отарков на заводы цветной металлургии или цианирование	Домбралы II, Иткудук, Западное
		Кварцево-золоторудно-малиновый	Кварц, турмалин	Мелкое, до дисперсного, сульфидное, редко свободное	Цианирование с последующей гравитацией, возможна амальгамация гравиконцентрата (при малом содержании сульфидов)	Железная горка
	Золотомедно-металлический	Кварцево-золотосфалерит-галенитовый	Кварц, турмалин, серицит	—	Гравитация флотация, цианирование	Акайнар, Кзыл
Вторичных кварцитов метасоматического замещения	Золотосеребряный	Кварцево-золотобаритовый	Кварц, барит, серицит, хлорит	В основном сульфидное, менее свободное, тонкое до дисперсного	—	Мизек
		Кварцево-пирит-золотосеребряный	Кварц, адуляр, серицит, каолинит	В основном сульфидное, менее свободное, тонкое до дисперсного	Цианирование руды, редко флотация: 1) прямое цианирование в специальном режиме; 2) цианирование после выщелачивания сульфидным извлечением и с последующим извлечением сульфидов как попутного компонента; 3) коллективная флотация сульфидов и золота с переработкой концентратов в отдельном цикле	Тасгора, Архарлы, Далабай
	Золотосурьмяно-серебряный	Кварцево-актинолит-золотосеребряный	—	—	—	Наурызбай
	Золотомедно-полиметаллический	Кварцево-золотохалькопирит-сфалерит-галенитовый	—	—	Флотация, возможна переработка на флюсы	Иглик
		Кварцево-золотобарит-полиметаллический	Кварц, барит	—	Флотация цианирование хвостов гравитация на шлюзах хвостов флотации	Мамай
Скарновая метасоматического замещения	Золотосеребряный	Кварцево-карбонат-золотосульфидный	Кварц, гранат, амфибол, карбонат	Сульфидное, редко свободное	Гравитация с последующей флотацией, возможна переработка на флюсы	Слушюкы, Таспалы
Лиственитовая метасоматического замещения	Золоторудный	Кварцево-карбонат-золотопиритовый	Кварц, карбонат, фуксит	Сульфидное	Флотация с последующей гравитацией	Маралихинское
Гитергенные зоны окисления	Золоторудный по колчеданным полиметаллическим залежам	Золототематит-арозит-лимонитовый, иногда с участием барита	—	Свободное	Цианирование с последующим извлечением золота в процессе гравитации и амальгамации гравиконцентрата, гравитация амальгамация флотация	Космурун, Акчеку и др.

6. Окисленные золотые руды — руды зон окисления и вторичного обогащения сульфидных месторождений.

Эти руды или совсем не содержат сульфидов, или содержат их в виде окисленных с поверхности зерен. Наиболее характерные минералы окисленных руд — гидроксиды и карбонаты железа, так же присутствуют глинистые минералы.

Золото различно по крупности. Оно находится как в свободном состоянии, так и связано с гидроксидами железа. Нередко золото покрыто гидроксидами железа, марганца и других минералов. Выделяют медистые окисленные руды [5].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бекжанов Г.Р. Редкие металлы Казахстана // Геология и охрана недр. 2004. № 2. С. 17—24.
2. Ужкенов Б.С., Мазуров А.К., Селифонов Е.М. Свойства, потребление и производство основных видов минерального сырья. — Кокшетау, 2003.
3. Металлогения Казахстана рудные формации. — Алматы: Наука, 1981.
4. Нарсеев В.А. Промышленная геология золота. — М.: Научный мир, 1996.
5. Валиева Д.С. Золото-серебряное оруденение Далабай-Жельдыкоринской вулcano-плутонической структуры Южной Жонгарий (Казахстан) / Автореф. дис.... канд. геол.-минер. наук. — Алматы, 2006.

Стратиграфия, региональная геология и тектоника

УДК 551.248.2(-925.16)

Г.Ф.Уфимцев, А.А.Щетников, И.А.Филинов, 2010

Баргузинская впадина, ее соотношения с Байкальским рифтом и особенности кайнозойского рифтогенеза на юге Восточной Сибири

Г.Ф.УФИМЦЕВ, А.А.ЩЕТНИКОВ, И.А.ФИЛИНОВ (Институт земной коры СО РАН; 664033, г.Иркутск, ул.Лермонтова, 128; e-mail: ufim@crust.irk.ru)

Рассмотрены морфотектонические особенности соотношений Баргузинского рифта с Байкальским. Главная особенность Баргузинского рифта — его экспансия по простиранию, на нее накладывается боковое (или ареальное) расширение соседнего Байкальского рифта. Это обуславливает в итоге объединение сопредельных рифтов и переход от «щелевого» рифтогенеза к образованию более обширных общих погружений — протобассейнов типа авлакогенов.

Ключевые слова: Байкальская рифтовая зона, Баргузинская впадина, морфотектоника, рифтогенез.

Barguzin basin, its relation with Baikal rift and features of Cenozoic riftogenesis in the south of Eastern Siberia

G.F.UFIMTSEV, A.A.SHCHETNIKOV, I.A.FILINOV

In the paper are described morphotectonics features of relation of the Barguzin basin with Baikal rift. Main feature of the Barguzin rift is its lengthwise expansion, and on it is imposed lateral expansion of Baikal rift. It causes finally association adjacent of Barguzin basin and Baikal rift and transition from trough riftogenesis to formation of more extensive general subsidence — some kind of protobasins (aulacogen type).

Key words: Baikal rift zone, Barguzin basin, morphotectonics, riftogenesis.

Обращаясь к изучению новейшего рифтогенеза на юге Восточной Сибири, сразу видна монументальность западного борта Байкальского рифта: крутой уступ Обручевского сброса с амплитудами новейших тектонических перемещений, обычно превышающими 4000—5000 м. Однако при детальном рассмотрении новейшей структуры Байкальского рифта оказывается, что его внешне невыразительный восточный борт обладает гораздо более сложной структурой и значительным многообразием составляющих его элементов [4—7]. Если на западном борту рифта вы-

деляется лишь два основных структурных элемента — собственно сбросовый уступ с узкими промежуточными тектоническими ступенями в его составе и крупные Приольхонскую и Тья-Котельниковскую краевые ступени [4], то на восточном борту рифта наблюдаются сложные сочетания блоковых полей и крупных тектонических ступеней, малых впадин-сателлитов, узких шовных горстов и сложно устроенных глыбовых поднятий святоносского типа [6], новейшей геодинамике которых присуще чередование общих с дном рифта погружений и инверсионных

воздыманий. Особенная черта новейшей структуры — выход к оз. Байкал Баргузинской впадины — крупнейшей по размерам сухоходольной впадины байкальского типа [9]. Характеристике ее морфотектоники и соотношений с Байкальским рифтом и посвящена настоящая работа.

Баргузинская секция рифтовой зоны. Баргузинская долина как крупнейшее сухоходольное понижение в Байкальской рифтовой зоне протягивается в северо-восточном направлении от восточного побережья оз. Байкал на более чем 230 км и дренируется одноименной рекой. Долина состоит из трех основных элементов: 1) собственно Баргузинской впадины протяженностью 140 км при ширине до 30—35 км, с юга ограниченной; 2) низкогорным массивом протяженностью 30 м, занимающим междуречье Гусихи и Чичкана и 3) Усть-Баргузинской впадиной изометричных очертаний длиной 30 км. Здесь, на юго-западе, Баргузинская долина выходит к оз. Байкал (см. рисунок).

В структуре рифтовой зоны Баргузинская впадина занимает особое положение, поскольку она вместе с Верхнемуйской впадиной составляет побочную и прерывистую цепь тектонических погружений [4], и является крупнейшей в ряду сухоходольных впадин, что обусловило ее первоочередное изучение как в научном отношении [9], так и в оценке нефтегазоносности. Баргузинская впадина (или рифт) и сопровождающие ее горные поднятия Баргузинского хребта на западе, Икатского и Голондинского на востоке составляют одну из секций рифтовой зоны и представляют собой связный структурный ансамбль. Баргузинский хребет — сложное (композиционное) поднятие, морфология которого заметно изменяется по простиранию (см. рисунок). Там, где он сопровождает Баргузинскую впадину, с востока ограничен высоким сбросовым уступом с редкими и обычно узкими промежуточными ступенями. Вершинная поверхность хребта полого наклонена на запад и, таким образом, он представляет собой наклонный горст. Это



Схема морфотектоники Баргузинского рифта и его окружения:

рифтовые долины, в т.ч. участки: 1 — интенсивных погружений, 2 — инверсионно поднятые, 3 — днища инициальных впадин, 4 — малые впадины, 5 — междувпадинные перемычки, 6 — краевые и 7 — денудированные (предрифтовые) ступени, 8 — внутренние глыбовые поднятия; 9 — наклонные горсты (плечи рифтов); 10 — сводовые поднятия; 11 — ступенчатые глыбовые поднятия; 12 — узкие шовные горсты; 13 — молодые разломы; цифры в кружках: 1 — Северобайкальская впадина, 2 — Баргузинский хребет, 3 — Баргузинская впадина, 4 — Икатский и 5 — подводный Академический хребты, 6 — горный массив полуострова Святой Нос, 7 — Чивыркуйский залив, 8 — Гусихинский горный массив и 9 — Устьбаргузинская впадина, 10 — Голондинский хребет, 11 — Южнобайкальская впадина и 12 — Катковский горный массив

типичное плечо-противоподняtie рифта, которое в данном случае занимает особое положение — между крупнейшими впадинами юга Восточной Сибири — Байкальская и Баргузинская. В данной ситуации любопытно то, что Байкальский рифт имеет с запада плечо-противоподняtie в виде цепи наклонных горстов Приморского и Байкальского хребтов [4], соприкасающихся с Сибирской платформой, а плечо-противоподняtie Баргузинского рифта тоже расположено западнее последнего, но между двумя впадинами и, по крайней мере, в пространственном отношении, в центральной части рифтовой зоны.

Другие морфотектонические особенности Баргузинского хребта заключаются в следующем. На северо-востоке, где хребет уже не граничит с рифтовой долиной, он трансформируется в ступенчатое глыбовое поднятие, отделенное от плеча рифта поперечным линейно-блокоразделом долин рек Томпуда и Улюгна, а у юго-западного окончания Баргузинской впадины наклонный горст ее плеча трансформируется в блоковое поле южнее поперечного блокораздела долины р.Бол.Чивыркуй.

Восточное крыло Баргузинской секции рифтовой зоны характеризуется иными соотношениями между впадиной и горными поднятиями. Северо-восточнее долины р.Ина восточное крыло рифтовой зоны составлено сводовым поднятием Икатского хребта. Здесь сводовый изгиб расширяет сферу своего влияния на восточную часть Баргузинской впадины, которая инверсионно приподнята и представляет собой систему наклонных (куэстоподобных) увалов, сложенных плейстоценовыми песками, а современное днище долины р.Баргузин с его низкой заозеренной поймой смещено в западную часть впадины. Приподнятость восточной части днища Баргузинской впадины на юг продолжается до низовьев долины р.Улан-Бурга (Нижний Куйтун), где на юг полоса низкой поймы резко расширяется. Еще южнее, где Баргузинская впадина на востоке граничит с глыбовым поднятием Голондинского хребта [6], под бортом рифта уже располагаются разновысотные остаточные тектонические ступени со свойственным им останцовым педиментированным холмогорным или низкогорным рельефом. Таким образом, можно говорить о том, что в северной части Баргузинской секции рифтовой зоны сводовый изгиб Икатского хребта расширяет сферу своего влияния на краевую часть впадины, а на юге напротив краевая часть впадины расширяется за счет сопредельного ступенчатого глыбового поднятия.

Особое значение в структуре Баргузинской секции занимают малые впадины и краевые ступени [1, 9], сопровождающие сбросовый уступ восточного склона Баргузинского хребта и представляют собой его отроги (Сахулинская ступень) или цепи горных массивов, отделенных от хребта продольными понижениями (ступень Улюнского и Передового хребтов)

[1, 4, 9]. Ступени обычно обособляются от склона Баргузинского хребта сопряженными уступами и седловинами в их основаниях. Седловины по простиранию преобразуются сначала в продольные долины, а затем в малые впадины с днищами шириной первые километры, заполненными конусами выноса из боковых долин Баргузинского хребта. Тыловые понижения выполняют роль структурных клиньев, последовательно отделяющих от Баргузинского хребта его краевые ступени-отроги. Такого рода клинообразные вхождения днищ рифтов в их горное обрамление В.В.Ламакин [2] называл местным образным термином «защерб» и они являются нередко, особенно на оз.Байкал, характерными элементами морфотектоники.

Что касается внутреннего строения краевых ступеней Улюнская и Сахулинская, то они обладают характерной блокировкой из-за поперечных разломов с последовательным разобщением и потерей высоты составляющих их блоков на северо-восток, вплоть до их погружения под осадки предгорных конусов выноса. В этом же направлении расширяются и их тыловые впадины-защербы.

Эти структурно-морфологические особенности краевых ступеней и сопряженных с ними тыловых понижений-защерб свидетельствуют об их последовательном денудационно-тектоническом разрушении и вхождении в состав днища рифта, за счет чего оно расширяется. Однако подобный процесс достаточно сложен и, по-видимому, периодически прерывается инверсионными воздыманиями. Может быть самый наглядный пример — это поднятая предгорная часть конуса выноса под склоном Улюнского хребта между поселками Баргузин и Нестериха, образующая узкую ступень в основании тектонического уступа. Возможно, такое явление обусловлено перекосом Улюнской краевой ступени из-за смещений по листрическим сбросам — об этом говорит общий наклон ее поверхности на запад под Баргузинский хребет.

На восточном борту Баргузинского рифта и склоне Икатского хребта расположены небольшие впадины-сателлиты Уланбургинская и Ясская. Уланбургинская впадина раструбообразно расширяется на юго-запад, начинаясь на северо-востоке широким блокораздельным проходом в долину р.Аргода. Днище ее заполнено толщей плейстоценовых песков, возвышается над днищем рифта более чем на 100 м, и в песчаной толще выработаны несколько речных террас. Впадина обособляется от Икатского хребта наклонный на запад к рифту (куэстоподобный) массив или отрог Аргодинского хребта. Рядом расположенная Ясская впадина полностью заключена в крыло Икатского свода, но открывается на юго-западе в днище Баргузинского рифта в результате сквозного понижения пади Жаргаланта. Днище этой впадины возвышается над днищем Уланбургинской на высоту

около 100—130 м, а р.Неруган, прорезающая горный массив между ними, имеет перепад тальвега около 100 м на протяжении 2 км. Данная ситуация близка к таковой на восточном побережье оз.Байкал, где исток из оз.Духовое, занимающее днище малой впадины [6], выработал такую же antecedentную долину.

Этим малым впадинам-сателлитам близок участок долины р.Аргода на выходе ее из гор, разделяющий куэстоподобный песчаный массив Верхнего Куйтуна от Икатского хребта. И подобное понижение тоже имеет клинообразный облик и открывается на юго-запад.

Таким образом, в Баргузинском рифте мы видим довольно упорядоченное расположение малых впадин-сателлитов, тыловых клинообразных понижений-защерб и родственных им образований: под западным сбросовым бортом рифта они открываются на северо-восток, а на восточном борту — на юго-запад. При этом они имеют косую ориентировку по отношению к общему простиранию рифта со склонением в восточных румбах. Все это позволяет предполагать, что Баргузинская рифтовая долина в целом заложена по продольной сдвиговой зоне с правосторонними смещениями, на что указывают правосторонние предуступные изгибы долин на восточном склоне Баргузинского хребта.

Днище Баргузинской впадины имеет, пожалуй, две главные особенности. Во-первых, низкие пойменные равнины с интенсивным меандрированием и ветвлением русел и сопутствующими озеровидными расширениями распространены на юго-западе, где занимают большую часть ее поверхности и указывают на интенсивные погружения. Северо-восточнее устья р.Улан-Бурга участки фуркации русла и озеровидных его расширений резко смещены к западному борту впадины и большая часть ее днища занята приподнятыми наклонными равнинами и куэстоподобными массивами куйтунов, сложенных плейстоценовыми песками. Здесь значительная часть днища впадины относительно приподнята и ее поверхность наращивает сводовый изгиб Икатского хребта. Такая ситуация особенно выражена в северо-восточной части впадины выше устья р.Гарга, где фуркация и меандрирование русла р.Баргузин проявлены минимально, а песчаные поверхности Верхнего Куйтуна занимают более половины площади днища впадины.

Такое строение днища Баргузинской впадины делает ее похожей на Верхнеангарскую, северо-восточная часть днища которой тоже приподнята в виде общей песчаной ступени, но без перекосов поверхности, а в юго-западной части впадины расположен участок интенсивных молодых погружений с сопутствующим ветвлением и озеровидными расширениями русла стволовой р.Верхняя Ангара [4].

В морфологии днища юго-западной пониженной части Баргузинской впадины есть еще одна особенность. Здесь наблюдается пологое и узкое продоль-

ное возвышение днища, которое протягивается от окончания Жаргаланта-Уланбургинского междуречья на юго-запад и отделяет от участка низкой Баргузинской поймы предгорное понижение в районах сел Баянгол, Суво, Душелан. На этом слабо различимом понижении распространена разнообразная аридная морфоскульптура, включая котловины выдувания на Сувинском куйтуне — хороший признак глубокого залегания грунтовых вод, что может считаться геоморфологическим свидетельством наличия здесь скрытого продольного узкого поднятия фундамента, подобно тому как это обнаружено в Тункинской впадине [8]. Именно после пересечения этого поднятия, предположительно оформленного листрическими сбросами, русло р.Ина приобретает во впадине продольную ориентировку и начинает интенсивно ветвиться (фуркировать). О том, что данное скрытое поднятие может быть оформлено в результате перемещений по листрическим сбросам, говорит его небольшая (не более 2 км) ширина при значительной протяженности.

Как уже было отмечено, на юго-западе Баргузинская впадина ограничена низкогорным массивом, представляющим собой структурную перемычку, отделяющую ее от Устьбаргузинской впадины. Этот массив имеет размеры 30 15 км² и ограничен с северо-запада долиной р.Баргузин — типичный линейный проход, а с юго-востока довольно широким сквозным понижением, занятым долиной р.Мал. Гусиха, представляющей собой, по-видимому, малую впадину. Сам низкогорный массив, занимающий центральное положение в перемычке, составлен рядом блоков, нередко имеющих заметный наклон на северо-запад, в сторону Баргузинского хребта.

Данная Гусихинская структурная перемычка, и в особенности ее центральный горный массив, с одной стороны, имеют большое сходство с Чуросской краевой ступенью, которая ограничивает («запирает») Верхнеангарскую впадину на северо-востоке и также сопровождается продольными малыми впадинами и долинами-грабенами [4]. С другой, по своему сложному устройству — сочетание горстов и поднятых ступеней, малых впадин — Гусихинская структурная перемычка аналогична междурифтовым перемычкам. Например, такой, которая разделяет Байкальский и Тункинский рифты [8], что позволяет поставить вопрос о структурной значимости Гусихинской премычки: 1) является ли она междурифтовой, разделяющей Байкальский и Баргузинский рифты или 2) это междувпадинная перемычка, разделяющая Устьбаргузинскую и Баргузинскую впадины и входящая в состав единой рифтовой долины. И этот вопрос — часть более общего о соотношениях Баргузинского и Байкальского рифтов.

Структурные связи Байкальского и Баргузинского рифтов. В этой проблеме главный вопрос об Устьбаргузинской впадине: является ли она частью

Байкальского рифта или это продолжение такового Баргузинского с выходом его на оз. Байкал. С одной стороны, днище такой впадины на западе открывается в акваторию Баргузинского залива оз. Байкал, а с другой, простирается на юго-запад, будучи отделенной от озера береговым узким Холодяночным низкогорным массивом, который в морфотектоническом отношении обладает признаками узкого линейного шовного горста [6]. Здесь Устьбаргузинская впадина имеет продолжение в виде малой впадины, занятой оз. Духовое и отделяется от впадины узким поперечным отрогом. В свою очередь впадина оз. Духовое вложена в протяженную и широкую (до 7—8 км) полосу холмогорного или увалистого рельефа, протягивающуюся в юго-западном направлении на юго-восточном побережье оз. Байкал вплоть до пос. Горячинск и частично отделенную от озера среднегорным Катковским массивом, ранее [6] отнесенным авторами к поднятиям так называемого святоносского типа, которые в процессе эволюции отделяются от горного обрамления рифтов и превращаются в их внутренние глыбовые поднятия. К такого рода образованиям относится массив п-ва Святой Нос, располагающийся внутри Байкальского рифта [6]. Катковский массив (горст или ступенчатое глыбовое поднятие) тоже отделен уже от горного обрамления рифта упомянутой полосой пониженного денудационного рельефа, в морфотектоническом отношении представляющей собой образование типа протяженной остаточной ступени между рифтом и сопровождающими его с юго-востока глыбовыми (Голондинский хребет) или сводовыми (хр. Улан-Бургасы) поднятиями. И эта остаточная тектоническая ступень обладает интересной структурной позицией. Нетрудно заметить, что, с одной стороны, она является частью Байкальского рифта, занимая промежуточное положение на его борту между его глубоко погруженным днищем и окружающими горными поднятиями. С другой, эта ступень продолжает на юго-запад общую полосу погружений впадин Баргузинская и Устьбаргузинская и в этом структурном качестве может рассматриваться как часть Баргузинского рифта, который выходит к оз. Байкал и соприкасается с ним на протяжении значительной его части, о чем может свидетельствовать и то обстоятельство, что Устьбаргузинская впадина, по-видимому, полностью обособлена от Байкальского рифта системой Холодяночного шовного горста, окраинных горстов юго-западного окончания Баргузинского хребта и скрытого узкого поднятия в районе устья р. Баргузин, выраженного слабым поднятием поверхности пойменной равнины и распространением эоловых форм рельефа.

Эта ситуация свидетельствует о том, что Устьбаргузинская впадина так или иначе обособлена от Байкальского рифта и в структурном отношении является частью рифта Баргузинского. При этом Баргузинский рифт на юго-западе имеет и своеобразное про-

должение в виде пониженной (педиментированной) остаточной ступени, в которую вложены малая впадина оз. Духовое и, по-видимому, такое же образование южнее Катковского горного массива у пос. Горячинск. Эти малые впадины представляют собой своего рода инициальные формы тектонических погружений на остаточной педиментированной ступени, рассматриваемой как своеобразная предрифтовая форма, комплексное денудационно-тектоническое понижение которых подготавливает ее к приему базальных слоев континентальных отложений.

Подобное мнение позволяет авторам сделать вывод о том, что Баргузинский рифт включает сложный комплекс морфотектонических элементов, в т.ч. впадины и междувпадинные перемычки и остаточные ступени, которые свидетельствуют о его продольном юго-западном расширении или, если можно так сказать, тектонической экспансии.

Имеются ли еще подобные ситуации в Байкальской рифтовой зоне? Да, и прежде всего, это Северобайкальская впадина и продолжающая ее на юго-запад впадина Малого моря, подводное днище которой, судя по геофизическим данным, практически лишено осадков. При этом Маломорская впадина на юго-западе трансформируется в клинообразное понижение-защербу под тектоническим уступом Приморского сброса, отделяющую плечо рифта от относительно поднятой Приольхонской краевой ступени [1, 4]. Близкая ситуация наблюдается и в районе Чивыркуйского залива, аналогичного Малому морю — молодое погружение с островными скальными выступами (свидетельства практического отсутствия осадков), расположенное между впадинами со значительным осадочным выполнением. В прибортовых частях впадины Чивыркуйского залива сохранились остатки педиментированной предрифтовой ступени.

Таким образом, в центральном секторе Байкальской рифтовой зоны мы встречаемся с ситуациями, которые в структурно-морфологическом смысле обозначают процесс продольной (по простиранию) экспансии рифтовых долин: остаточные денудационные ступени и опускания-защербы (низкие ступени с малыми впадинами) большие грабены.

Ситуация, наблюдаемая на восточном побережье оз. Байкал, может рассматриваться и как свидетельство бокового расширения одноименного рифта [6], которое в условиях поперечного горизонтального растяжения литосферы характеризуется медленными погружениями с сопутствующей переукладкой тектонических блоков верхней литосферной пластины и обособлением своеобразных глыбовых поднятий святоносского типа. Такие поднятия обособляются от борта рифта и в итоге оказываются внутририфтовыми поднятиями со сложной «тектонической жизнью», характеризующейся чередованием общих для днищ рифтов погружений и инверсионных воздыманий самих поднятий [6].

Эта любопытная ситуация — «встреча» на восточном побережье оз. Байкал продольно расширяющегося Баргузинского рифта и испытывающего увеличение поперечных размеров Байкальского рифта весьма любопытна. Во-первых, она обуславливает обособление в днищах впадин крупных глыбовых поднятий святоносского типа, и, во-вторых, способствует объединению рифтовых долин. Это может говорить о том, что в данном случае внутриконтинентальный щелевой рифтогенез [3] испытывает некоторую трансформацию в сторону бассейнового пути развития. Причем это достигается сочетанием или сопряженностью продольного удлинения и ареального расширения рифтов. Не является ли это морфологическим свидетельством трансформации внутриконтинентальных рифтов в авлакогены и перехода рифтов в «предбассейны»?

В заключение данной публикации следует отметить, что Баргузинская впадина, являясь сухоходольной впадиной байкальского типа, представляет собой пример структуры развития подобного рода внутриконтинентальных больших грабенов и в особенности односторонних, когда их сбросовые борта постепенно отступают параллельно самим себе в результате обособления, погружения и разрушения узких промежуточных ступеней. На противоположных же бортах усложнение геодинамики происходит, если грабен соседствует со сводовым изгибом, который может осуществлять пространственную экспансию с инверсионными воздыманиями прибортовых частей рифта. Что же касается Баргузинского рифта или рифтовой долины в целом, то они представляют собой пример более сложного структурного ансамбля, в состав которого входят протяженные низкие предрифтовые ступени. В пределах этих ступеней наблюдаются медленные общие погружения деградировав-

ших блоковых полей сопровождающиеся денудационным выравниванием, знаменующим выработку поверхности, способной в условиях тектонических погружений принять осадки. Здесь прослеживается экспансия рифта по простирацию и на нее накладывается боковое (или ареальное) расширение соседнего Байкальского рифта. Все это обуславливает, по-видимому, объединение сопредельных рифтов и переход от «щелевого» рифтогенеза [3] к образованию более обширных общих погружений — своего рода протобассейнов типа авлакогенов.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (08-05-00105; 08-05-98098; 07-05-00967).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Замараев С.М., Мазукабзов А.М.* Роль промежуточных тектонических ступеней в структуре Байкальской рифтовой зоны // Динамика земной коры Восточной Сибири. — Новосибирск: Наука, 1978. С. 94—98.
2. *Ламакин В.В.* Неотектоника Байкальской впадины / Тр. ГИН АН СССР. Вып. 187. — М.: Наука, 1968.
3. *Милановский Е.Е.* Основные типы рифтовых материков / Вестник МГУ. Геология. 1970. № 2. С. 13—35.
4. *Уфимцев Г.Ф.* Морфотектоника Байкальской рифтовой зоны. — Новосибирск: Наука, 1992.
5. *Уфимцев Г.Ф.* Сейсмичность и структура Байкальского рифта // Отечественная геология. 1994. № 1. С. 44—49.
6. *Уфимцев Г.Ф.* Морфотектоника восточного побережья Байкала // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 1. С. 19—27.
7. *Уфимцев Г.Ф., Сквитина Т.М.* Новейшая структура восточного побережья Среднего Байкала // Отечественная геология. 2001. № 2. С. 26—29.
8. *Уфимцев Г.Ф., Щетников А.А.* Новейшая структура Тункинского рифта // Геоморфология. 2001. № 1. С. 76—87.
9. *Флоренсов Н.А.* Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. — М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1960.

Палеопротерозой (2,5—1,65 млрд.лет) — время смены тектонического и металлогенического стилей развития постархейской континентальной коры

С.И.ТУРЧЕНКО (Учреждение Российской академии наук Институт геологии и геохронологии докембрия РАН; 199034 Санкт-Петербург, наб.Макарова, 2; e-mail: turchsi@mail.ru)

Рассмотрены хроностратиграфические и геохронологические ограничения палеопротерозоя, отвечающего периоду 2,5—1,65 млрд.лет геологической истории Земли. Постархейская коровая история выразилась в глобальном рифтогенезе (2,5—2,3 млрд.лет) и на позднем этапе (2,0—1,8 млрд.лет) в формировании орогенических структур, нарастивших континентальную кору до 80% современной коры. Показано, что, начиная с палеопротерозоя, происходит геохимическое изменение седиментации и магматизма, закономерное возрастание типов рудоносных структур и формационно-генетических типов месторождений.

Ключевые слова: палеопротерозой, геохронология, изотопная геохимия, рудоносные структуры, месторождения.

Paleoproterozoic (2,5—1,65 Ga) — the time of change tectonic and metallogenic style of evolution postArchaean continental crust

S.I.TURCHENKO

In this article a chronostratigraphic and geochronologic limitations are considered for Paleoproterozoic eon corresponding the period of 2,5—1,65 Ga geological history of the Earth. Postarchean crust history was expressed in global rift processes (2,5—2,3 Ga) and then at the later (2,0—1,8 Ga) in orogenic structures forming which grow continental crust up to 80% modern. It is showed that beginning of Paleoproterozoic occur geochemical alteration in sedimentation and magmatism, regular increasing types of orebearing structures and formation-genetic types of mineral deposits.

Key words: Paleoproterozoic, geochronology, isotope geochemistry, orebearing structures, mineral deposits.

Протерозойский эон представляет собой важную часть истории формирования континентальной коры Земли, отражающий переход от архейской предыстории к событиям, происходящим в фанерозое. Наиболее существенным аспектом протерозоя было уменьшение высокотемпературного состояния земной коры, результатом чего, во-первых, стала возможной стабилизация континентальной коры и связанное с этим изменение от пермобильной архейской тектоники к началу плюм- и плитной тектоники и, во-вторых, появление атмосферы и гидросферы близкой к современной, сопровождаемой эволюцией биосферы, седиментацией, магматизмом и образованием разнообразных месторождений полезных ископаемых.

Хроностратиграфические и геохронологические ограничения палеопротерозоя. В 1988 г. Международная стратиграфическая комиссия (МСК) и Международный союз геологических наук (МСГН) одобрили шкалу докембрийского времени, в которой граница между археем и протерозоем была принята по временному рубежу 2500 млн.лет [14]. При этом раннее подразделение протерозоя было названо палеопротерозоем, которое с тех пор стало использоваться в стратиграфической терминологии в возрастных рамках 2500 0—1650 50 млн.лет.

Стратиграфическое деление нижнего протерозоя Балтийского щита было принято МСК как реперное, поэтому именно по нему проводится корреляция подобных подразделений докембрия. Граница архея и протерозоя на Балтийском щите проводится в основании сумийско-сариольских толщ, которые определяли начальные стадии формирования палеопротерозойского тектонического развития и сопровождались становлением мафит-ультрамафитовых расслоенных интрузий и роев мафических даек. Возраст нижней границы палеопротерозоя принимается в 2500 50 млн.лет на основании изохронных Sm-Nd, U-Pb датировок этих интрузий в 2500—2435 млн.лет [18, 23] и U-Pb датировок по циркону из сумийских вулканитов 2420 50 и 2436 24 млн.лет [14] с учетом возраста наиболее молодых предсумийских гранитоидов (2650 50 млн.лет). На Украинском щите эта граница отделяет криворожскую серию от предшествующих ей гранитоидов днепровского комплекса, а на Алданском щите проводится по подошве удоканской серии. Возрастная граница 1650 50 млн.лет знаменует начало верхнего протерозоя и отделяет заключительную стадию формирования кратонов, характеризующуюся внедрением гранит-порфиров и гранитов-рапакиви, от этапа образования плитного чехла.

Для корреляции тектонометаллогенических событий использованы временные рамки нижнего протерозоя, а деление его на четыре группы по шкале МСК соответствует стратотиповым надгоризонтам Балтийского щита: сумийский и сариолийский с верхним возрастным рубежом 2300–50 млн.лет, ятулийский и людиковийский с рубежом 2000–50 млн.лет, составляющими подразделения нижнего карелия [14]. В Кольской провинции щита с этими стратонами могут быть коррелированы вулканы сейдоре-ченской свиты с возрастным интервалом 2435–2423–7 млн.лет [29]. На Украинском щите верхняя граница криворожской серии определена по возрасту гранитов кировоградско-житомирского комплекса 2080–5 млн.лет [22]. Достаточно сложна корреляция толщ нижнего протерозоя Сибирской платформы со стратотипами, выделенными по хорошо изученным хроностратиграфическим подразделениям Балтийского щита. С нижним карелием могут быть сопоставлены по геохронологическим данным [8] на Анабарском щите хапчанская серия и ее аналоги, а на Алданском щите — федоровская и другие коррелируемые с ней толщ тимптоно-желтулинского комплекса, прорванные диоритами возрастом 1993–1 млн.лет. На Канадском щите стратотипом раннего периода нижнего протерозоя является группа Гурон, а в пределах Каапвальского кратона в Южной Африке — группа Трансвааль. Породы группы Гурон сформировались в интервале 2450–2100 млн.лет в обстановке пассивной рифтогенной окраины континентальной плиты. Нижняя граница группы определяется синхронными с ней расслоенными интрузиями габбронорит-анортозитов, а верхняя — дайками диабазов Ниписинг [27]. Группа Трансвааль в Южной Африке сложена толщами терригенных пород с прослоями андезитов и имеет возрастные ограничения 2557–49–2101–28 млн.лет [36]. Кроме того, надежный верхний возрастной маркер группы Трансвааль — базиты и граниты комплекса Бушвельд, возраст которых соответственно 2082–21 и 2050–50 млн.лет [36]. В Австралии возрастным аналогом групп Гурон и Трансвааль являются отложения бассейна Хамерсли, а аналогом их верхней части разреза — метаосадочные породы поднятия Джорджтаун и блока Брокен-Хилл, имеющих возраст 2200–2050 млн.лет [30]. Постархейская кратонизация континентальной коры на раннем этапе нижнего протерозоя происходила также и в пределах других кратонов Гондванской группы (Зимбабвийский в Южной Африке, Карнатака и Сингхбхум в Индии, Гвианский и Сан-Франциску в Южной Америке, Эндерби в Антарктиде) приблизительно в одинаковых возрастных границах и сходных тектонических условиях.

В настоящее время возрастной рубеж 2,05–1,95 млрд.лет квалифицируется как один из важнейших рубежей раннего докембрия [3], прослеживаю-

щийся на всех континентах и отражающий формирование аккреционных орогенических поясов. Толщи калевия могут быть сопоставлены с супракрустальными породными ансамблями провинции Черчилл [28], обрамляющими с севера кратон Сьюпириор на Канадском щите. Для них нижний возрастной предел — офиолиты поясов Томпсон и Кэмп Смит [25], синхронные с офиолитами свекофеннид, а инициальные островодужные вулканы пояса Флин-Флон начинают разрез нижнего протерозоя, сходного по возрасту со свекофеннидами Балтийского щита. В Австралии в пределах поднятия Холлс-Крик кислые вулканы имеют возраст около 1900 млн.лет, а прорывающие их граниты — 1840–50 млн.лет, что позволяет сопоставить их со стратотипом верхнего карелия. Толщи вепсийского стратотипа достаточно точно коррелируются с породами структуры Маунт-Айза в Австралии в интервале магматизма 1870–1670 млн.лет, бассейна Кимберли 1815–1762 млн.лет, формации Маунт-Уиннеке 1770–1740 млн.лет и др. [30]. Этот период палеопротерозойской истории — один из главных периодов формирования орогенических структур, прирастивших континентальную кору почти на всех континентах: Свекофеннская на Балтийском щите; Гудзонская, Пинокиан в Северной Америке; Транс-Амазонская в Южной Америке; Кимбан в Австралии; Убендийская и Эбурнейская в Африке и др. Большая часть орогенических поясов характеризуется полным циклом орогении в достаточно короткие промежутки времени 100–150 млн.лет. Заключительная часть этого периода (1800–1600 млн.лет) характеризует конечные процессы корообразования и кратонизацию. Типичным проявлением этого интервала служат структурное растяжение, прогибание коры, сопровождаемые молассоидным типом седиментации, фельзитовым вулканизмом и анорогеным гранитоидным магматизмом (например, вепсий-субиотний на Балтийском щите, ороген Каприкорн в кратоне Гоулер в Австралии или группа Дели в Индии). Подобные локальные предкратонические орогены характерны для Австралии (Кимберли, Мак-Артур, Маунт-Айза), Бразилии (Рораима), Замбии (Мува) или же они являются эволюционным продолжением ранних протоплатформенных чехлов (Ватерберг, Южная Африка; Чангчунг, Китай), часто выраженных в виде авлакогенов.

Таким образом, в палеопротерозое выделяются по крайней мере три важных рубежа эволюции литосферы: 2500–2450, 2050–1950 и 1700–1650 млн.лет. Первый из них достаточно ясно проявлен в докембрии протоконтинента Лавразия, где в пределах Балтийского и Канадского щитов хорошо фиксируется рифтогенный базит-гипербазитовый магматизм и формирование внутриплитных (ятулийских) или окраинно-континентальных (группа Гурон) рифтогенных бассейнов. Этот рубеж также отмечается и для фундамента Сибирской платформы. Второй прослеживается практически на всех континентах и хо-

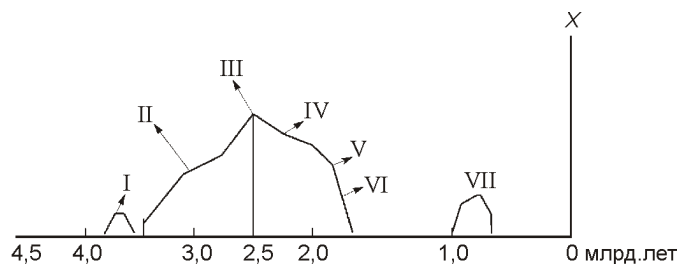


Рис. 1. Количество железорудной формации (X) в отложениях архея и протерозоя:

I — формация Исуа (Гренландия), II — архейские зелено-каменные пояса Канады, III — группа Хамерсли (Западная Австралия), IV — группа Трансвааль (Южная Африка), V — оз.Верхнее (США), VI — Кривой Рог (Украина), VII — Северный Китай и Корея

рошо документирован геолого-геохронологическими методами. Наиболее показательными примерами этого являются толщи западной части провинции Черчилл на Канадском щите и Свекофеннская провинция на Балтийском щите. Здесь с рубежа 2050 млн.лет появляются все типы тектонических структур, которые существуют в фанерозое, хотя, конечно, существуют и свои докембрийские особенности. Для всех хорошо изученных территорий выявлены признаки аккреционной и коллизионной тектоники, магматизма и седиментации [20]. Очевидно, в это время произошла существенная перестройка структуры литосферы, связанная, вероятно, с преобразованием конвективных ячеек в мантии.

Рост континентальной коры и геохимические изменения условий седиментации и магматизма в палеопротерозое. Геологические события, произошедшие в палеопротерозое, свидетельствуют о существенных изменениях выраженных не только в тектонических преобразованиях, но и в смене химизма атмосферных процессов. Оно выражено, например, в глобальном накоплении железорудных формаций, таких как группы Трансвааль в Южной Африке, Хамерсли в Австралии, Сингбхум в Индии, Верхнего Озера и трога Лабрадор в Канаде, Итабирите в Бразилии или Криворожско-Кременчугская группа на Украине и сопоставимые с ними отложения железорудной формации в Северном Китае и Корее (рис. 1). Эта формация характерна также и для позднего архея, но по запасам связанные с ней железорудные месторождения палеопротерозоя составляют 50% мировых запасов руд железа [26].

Значительная часть континентальной коры (около 37%) существовала до раннего протерозоя и представлена крупнейшими архейскими кратонами, стабилизированными главным образом в конце позднего архея. Большинство этих кратонов включают в состав и более древние стабильные блоки [15], вокруг которых проис-

ходит агглютинация древнейшей коры, отражающая коровый рост в архее и протерозое.

Современные изотопно-геохимические исследования показывают, что эпиархейские интракратонные вещественные комплексы включают в свой состав древний коровый материал, свидетельствующий о существовании крупных архейских кратонов, но также имеются достаточно веские свидетельства о существовании ювенильных раннепротерозойских коровых провинций. Они подтверждают деструкцию архейских кратонов и рост новой коры в более поздние тектонические эпохи. Одной из главных была раннепротерозойская эпоха, тектонические события которой привели к разрушению первичного суперконтинента вдоль внутриконтинентальных рифтов, частью эволюционировавших в орогенические пояса, где сформировалась новая ювенильная кора. Такого рода структуры значительно увеличили объемы раннедокембрийской коры, составившей к позднему протерозою около 80% современной континентальной коры (рис. 2).

В большинстве случаев постархейского развития архейский коровый материал был рециклирован в результате действия, начавшихся в раннем протерозое, активных плейт-тектонических движений [24]. Гипотетическая кривая роста континентальной коры (см. рис. 2), конечно, достаточно неопределенна, но в целом по различным моделям [32, 33] сходна по форме и вполне определенно подтверждает, что континентальная кора достаточно быстро прирастала в значительном объеме в палеопротерозое и это определило в дальнейшем фанерозойскую историю развития и создания континентальных плит. Другое важное свидетельство — широчайшее распространение роев мафических даек, известных практически на всех кратонах, а также возникновение к началу палеопротерозоя устойчивых крупных разломов. Все это, как отмечает В.Е.Хаин [19], свидетельствует о том, что континентальная кора за-

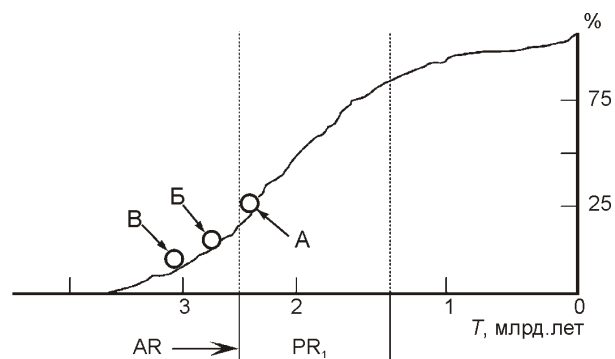


Рис. 2. Гипотетическая кривая роста континентальной коры. По работе [32] с изменениями автора:

особо отмечено: А — окончание существования архейского суперкратона, начало плейт-тектоники; Б — литосфера Сибирского кратона 2,9 млрд.лет назад; В — литосфера Капваальского кратона 3,2 млрд.лет назад [33]

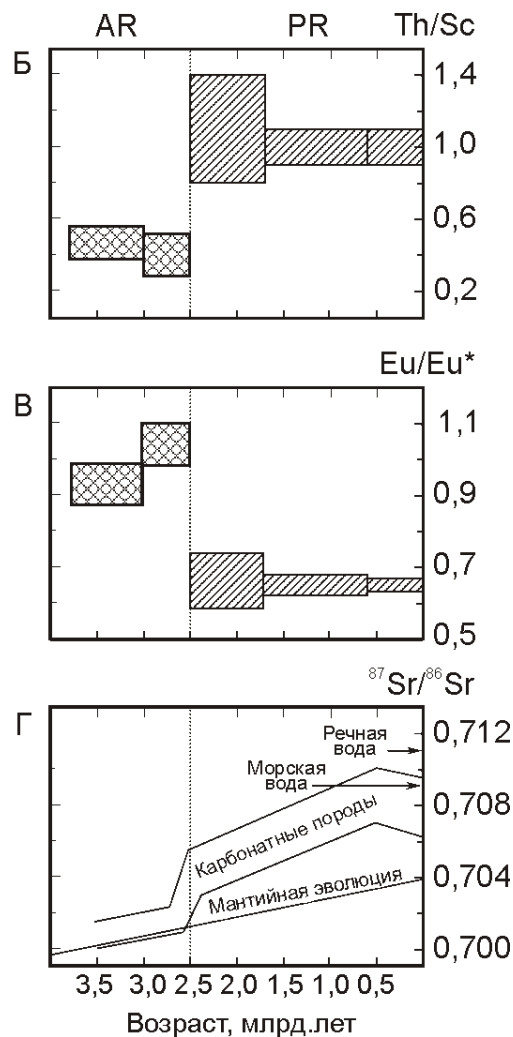
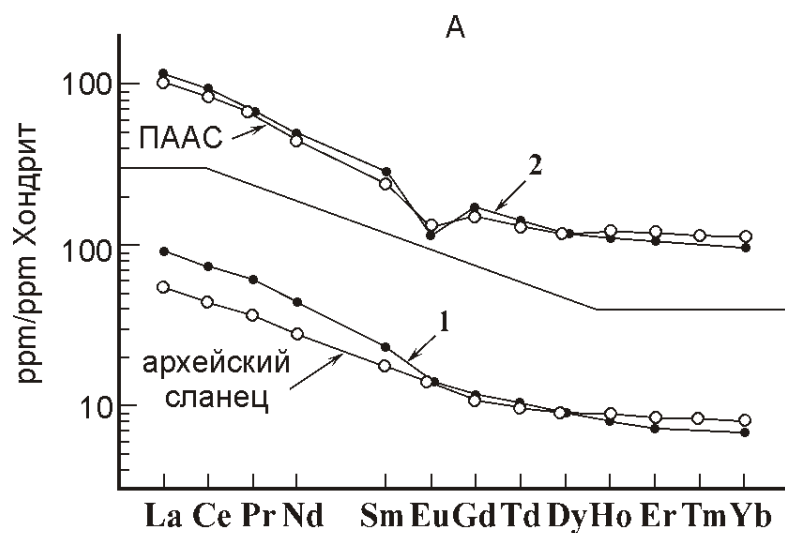


Рис. 3. Характер геохимических различий архейских и протерозойских обломочных осадочных пород (А, Б), состава континентальной коры в целом по Eu/Eu^* (В) и карбонатных пород по изотопному составу Sr (Г) [34]:

толща: 1 — нижняя (архейские сланцы), 2 — верхняя (ПААС — постархейские австралийские сланцы) с характерной Eu аномалией (на примере орогена Пайн Крик, Австралия)

метно охладилась по сравнению с археем и приобрела способность раскалываться на блоки. При этом геотермический градиент оказался 47 $^{\circ}\text{C}/\text{км}$ для палеопротерозоя и 54 $^{\circ}\text{C}/\text{км}$ для архея. Эти обстоятельства дают основание предполагать, что начало протерозоя отвечало времени господства растяжений, возможно, связанных (по В.Е.Хаину) с некоторым увеличением объема Земли вследствие фазовых превращений в мантии и формированием континентальной коры как теплоизолирующего слоя. Вслед за возникновением роев мафических даек и разломов, ведущих к формированию интраконтинентальных рифтов, последовала более сосредоточенная деструкция, которая привела к зарождению поясов с орогенным развитием.

Рост континентальной коры в палеопротерозое и изменения тектонического стиля его развития напрямую связаны со сменой природы магматической активности, внутрикоровым плавлением, приведшем к массовому появлению богатых калием гранитов и соответственно изменением характера осадконакопления во внутриконтинентальных бассейнах. Наиболее заметные изменения могут быть отмечены при изучении геохимических особенностей осадочных пород, в которых редкоземельные элементы и такие элементы как Sc , Th , U , Hf , Zr отражают характер эволюции верхней коры [16]. Можно отметить следующие ха-

рактерные отличия коровых пород раннего протерозоя от архея:

1. Для метаморфизованных обломочных пород раннего протерозоя типично обеднение Eu в ряду распределения РЗЭ и заметна отрицательная Eu/Eu^* аномалия (рис. 3, А); Eu/Eu^* резко изменяется от 1,1—0,90 для архейских обломочных пород до 0,75—0,60 для палеопротерозойских осадочных пород (см. рис. 3, В). Кроме того, намечается тенденция общего возрастания содержания РЗЭ по сравнению с архейскими осадочными породами. Эти данные интерпретируются как индикатор значительного изменения состава палеопротерозойской коры по сравнению с архейской.

2. Значительное возрастание Th/Sc в метаосадочных отложениях палеопротерозоя (см. рис. 3, Б), которое может рассматриваться как индекс относительных пропорций фельзитового и базитового материала в источнике осадков [34].

3. Характерно также существенное возрастание $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в карбонатных породах (см. рис. 3, Г), которое отражает возрастание вклада ^{87}Rb в верхнюю кору [34], подвергаемую выветриванию и соответственно сносу материала в океанические бассейны.

Перечисленные особенности совпадают с изменениями в составе верхней коры от фельзит-базитовой

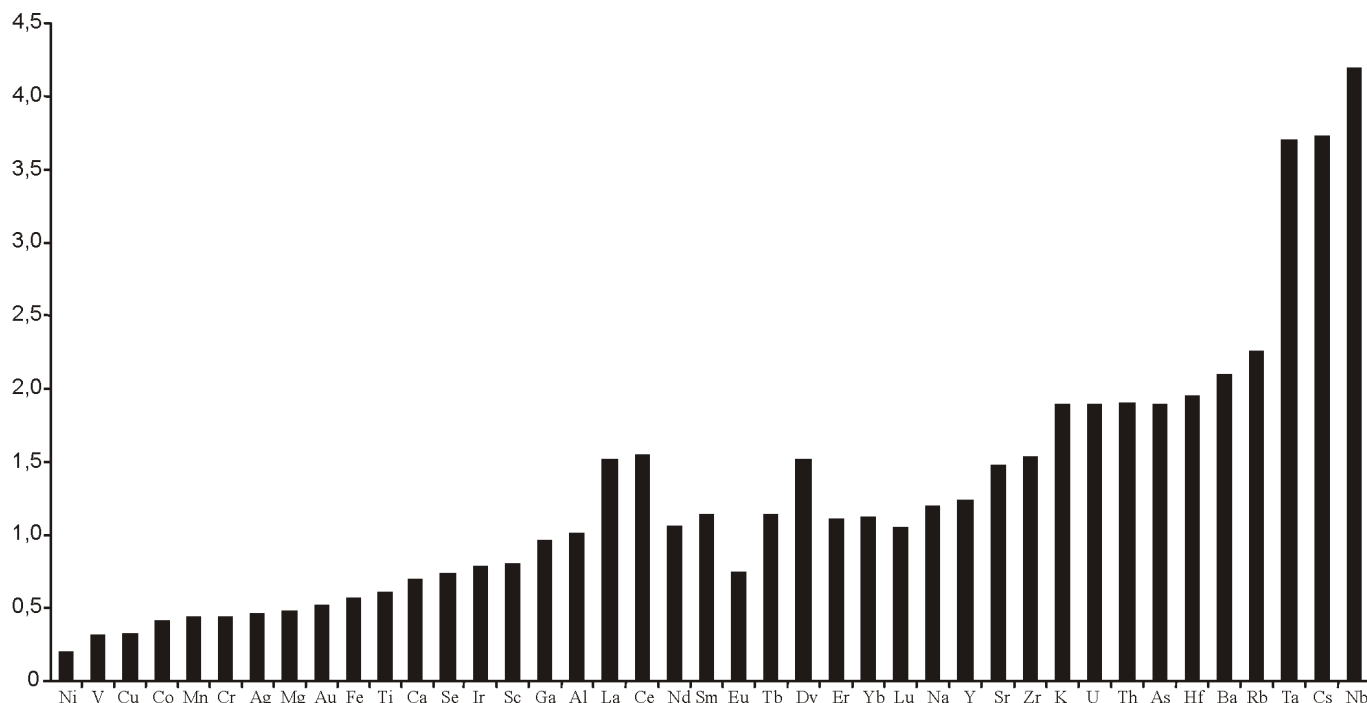


Рис. 4. Геохимические особенности палеопротерозойской верхней коры по отношению к архейской. По расчету данных работы [16]

архейской к палеопротерозойской (и постархейской в целом), насыщенной внутрикоровыми гранитоидами и кислыми вулканитами, обогащенными K и Rb и деплетированными Eu. Такие изменения наблюдались в процессе интенсивного объемного внутрикорового плавления, которое происходило при существенном привносе калия и способствовало образованию огромного количества пород, богатых калием и кремнеземом. Подобное событие возникло за достаточно короткий промежуток времени около 100—200 млн. лет на границе архей—протерозой и выразилось в возрастании объема континентальной коры. Геохимическим следствием данного явления стало обогащение континентальной коры несовместимыми элементами: K, Rb, U, Th, Sr, Ba, Ta, Nb и легкими РЗЭ (La, Ce) (рис. 4), что выразилось в формировании значительных объемов палеопротерозойских гидротермальных жильных, порфировых, пегматитовых редкометалльных и редкометалльно-редкоземельных месторождений не существенных для архея. В то же время характерно обеднение континентальной палеопротерозойской коры элементами группы железа (Fe, Cr, Ti, V, Mn, Co), а так же Cu, Au и Mg. Еще более заметно эти особенности выражены при совместном анализе геохимического состава архейской верхней континентальной коры и современной, рассматриваемой как практически неизменная со времени палеопротерозоя [16]. Причина таких изменений и рост континентальной коры заключаются в резком изменении тектонического стиля ее развития в палеопротерозое.

Изменения характера тектонических рудоносных структур и рудных формаций. В результате исследований 70—80-х годов XX в. были четко установлены тектонические структуры типичные для архея — зеленокаменные пояса, тоналит- и гранито-гнейсовые области и серогнейсовые ядра протоконтинентов (гранит-зеленокаменные области). Вместе с тем было выяснено, что с гранит-зеленокаменными областями тесно ассоциируют подвижные области, сложенные гранулит-гнейсовыми комплексами [7] и рассматриваемые как самостоятельный тип тектонических структур [2, 9].

Особое направление в изучении докембрия составили исследования металлогении докембрия и типизации рудоносных структур [1, 6, 10, 21]. В результате этих исследований были выделены разнородные тектонические структуры, слагающие докембрийские регионы и различающиеся своей рудоносностью: архейские структуры (зеленокаменные пояса, гранит-зеленокаменные и гранулитгнейсовые области), структуры сиалических блоков — протоорогенные прогибы (складчатые пояса), эпикратонные впадины, шовные зоны, палеорифтовые структуры и вулканоплутонические пояса.

В металлогеническом отношении тектонические структуры характеризуются не только свойственными им геологическими формациями, но и специфическими рудоносными и рудными формациями. В архейских гранулитгнейсовых областях по преобладающему составу супракrustальных и интрузивных пород и в связи с метаморфизмом гранулитовой и ам-

фиболитовой фаций были выделены специфические рудоносные ассоциации (метабазит-гранулитовая с железорудной эулизитовой рудной формацией, габбро-анортозитовая со стратиформным хромитовым оруденением, кварцит-кинцит-гнейсовая, несущая графитовые месторождения).

В пределах гранит-зеленокаменных областей архея рудоносными структурами являются зеленокаменные пояса, которые по геологическим формациям и возрасту были подразделены на две группы: 1) древние (3,6—3,0 млрд.лет) с коматиит-базальтовой и бимодальной базальт-коматиит-риолитовой формациями (пояс Барбертон — группа Онвервахт, Себакве-П в Зимбабве, зеленокаменные пояса щита Пилбара в Австралии, группа Саргур в Индии); 2) относительно молодые пояса (3,0—2,6 млрд.лет) с базальт-коматиитовой и базальт-андезит-дацит-риолитовой формациями (зеленокаменные пояса щита Йилгарн в Австралии, группа Дхарвар в Индии, пояса Абитиби, Киватин в Канаде, пояса Карельской гранит-зеленокаменной области, Кольского полуострова и Олёкминской гранит-зеленокаменной области в России, а также зеленокаменные пояса Приднепровской гранит-зеленокаменной области на Украинском щите). Для древних зеленокаменных поясов характерна золотокварцевая рудная формация связанная с базальт-коматиитовой формацией (месторождения пояса Барбертон в ЮАР; Колар, Рамаджири в Индии), а в «молодых» поясах с андезит-базальтовой и базальт-андезит-дацит-риолитовой формациями (месторождения золота поясов Калгурли, Норсеман-Вилуна в Австралии; месторождения Йеллоунайф в провинции Слейв и группы Поркьюпайн-Тимминс в поясах Абитиби в Канаде). В то же время базальт-коматиитовая формация молодых зеленокаменных поясов специализирована также на медно-никелевое оруденение в коматиитах и коматиитовых перидотитах (Камбалда в Австралии, Гордон Лейк в Канаде, Пикви-Селеби в Ботсване). Для бимодальных формаций древних поясов характерно медно-колчеданное оруденение (проявления в формации Исуа в Гренландии возрастом 3,6 млрд.лет, месторождение Хунтоушань в Китае — 3,2 млрд.лет). Для последовательно дифференцированной вулканогенной формации характерно оруденение медно-цинк-колчеданной рудной формации (месторождения группы Маттаби-Маттагами, Кидд-Крик в Канаде). С железисто-кремнисто-вулканогенной рудоносной формацией связаны месторождения железистых кварцитов, как в древних, так и в молодых зеленокаменных поясах (Исуа, Гренландия; Барбертон, ЮАР; Нгвения, Свазиленд; тип Алгома в США, Канаде; Бихар в Индии; Костомукша, Оленегорское в России). С этой же формацией ассоциируют месторождения золота и марганца (Себакве в Зимбабве, Хоумстейк в США, Морро-Велья в Бразилии).

Начиная с позднего архея, но преимущественно в палеопротерозое существенную роль в построении ли-

тосферы приобретают линейные подвижные области, наращивающие континентальную кору. Породные ассоциации (геологические формации), соответствующие определенным тектоническим условиям, были образованы в орогенических поясах аккреционной или коллизионной природы, рифтогенных и вулканоплутонических поясах. В палеопротерозойских коллизионных структурах часто выделяются области с древней корой, подвергнутой процессам эндогенной переработки (интрузивного магматизма, деформаций и метаморфизма), и соответственно эти пояса характеризуются преимущественно метаморфическими и магмато-метаморфическими формациями. Метаморфические формации обычно содержат месторождения минералов индустриального сырья. Например, с высокоглиноземисто-гнейсовой формацией ассоциируют месторождения силлиманита или кианита, абразивов (корунд, гранат) и мусковитовых пегматитов (Беломорская — позднеархейско-палеопротерозойский коллизионный пояс), а с кальцифир-амфиболит-сланцевой формацией — месторождения графита, апатит-флогопит-железорудные и волластонита типичные для палеопротерозойских коллизионных структур Пристанового пояса на Алданском щите. Аналогичные месторождения известны в Мозамбикском поясе в Южной Африке, вмещающем также и редкометалльно-редкоземельные пегматиты (провинция Алту-Лигония). Магмато-метаморфические породные ассоциации, образованные по базальтоидам и интрузиям габбро-анортозитов, чарнокитам или эндебитам представлены амфиболит-кристаллосланцевой формацией, которая специализирована на месторождения железистых кварцитов (Гомнакская железорудная зона в Пристановом поясе, рудопроявления в южной части Сутамского пояса). Кроме того, с подобными образованиями связана марганцеворудная гондитовая формация, распространенная в Индии и Намибии. Наиболее ярко выражена в подобных поясах габбро-анортозитовая формация специализированная на комплексную апатит-титан-железорудную формацию, часто сопровождаемую редкометалльным (цирконий-иттриевым) оруденением.

Стабилизированные к концу архея тектонические структуры в связи с палеопротерозойской тектонической перестройкой были подвергнуты дроблению на отдельные блоки, в шовных зонах между которыми и на стыках разнородных тектонических структур были образованы рифтогенные пояса [11], характеризующиеся линейной формой размещения вещественных комплексов с четко выраженной тенденцией формирования базальтоидов субщелочного ряда, сменяющихся последовательно дифференцированными вулканитами с терригенными и терригенно-карбонатными формациями. Вещественное наполнение рифтов отражает степень их раскрытия и соответственно различия в металлогении. Характерной чертой этих рудоносных структур является ассоциация осадочных пород, бимодальных (толеитовые базальты и риолиты) вулканитов

с телами расслоенных и дифференцированных мафит-ультрамафитовых интрузий, сопровождаемых роями мафических даек. Для палеопротерозойских континентальных рифтов наиболее типичны месторождения Cr, Cu-Ni, Fe-Ti-V и платиноидов в расслоенных и дифференцированных мафит-ультрамафитовых интрузиях (Великая Дайка в Зимбабве, Монча и Печенгская группа северо-запада России, Чиней в Восточной Сибири, пояс Томпсон в Канаде). С вулканогенно-осадочными комплексами, мафическими дайками и анорогенными порфиоровыми интрузиями, упомянутых рудоносных структур этого возраста, связано также гидротермальное медно-золоторудное оруденение, например, в Куусамо-Куоляярвинской структуре Северной Карелии [18, 31] или в раннепротерозойских провинциях Австралии. Особое место в континентальных рифтовых рудоносных структурах занимают фойдитовые формации, с которыми связаны месторождения U-Cu-P с платиноидами, редких металлов и земель, флогопита и алмазов в кимберлитах и лампроитах. Палеопротерозойские месторождения (возраст 2,0—1,8 млрд.лет) такого рода известны в ЮАР (Палабора), но более типичны позднепротерозойские и фанерозойские щелочно-ультрамафитовые интрузии и дайки.

Гранитная и щелочно-гранитная формации — главные для формирования месторождений U, Sn, REE, временные рамки образования которых соответствуют 1,9—1,6 и 1,1—0,8 млрд.лет. По сравнению с археем в палеопротерозое разнообразие типов редкометалльных месторождений заметно возрастает (олово-сподуменовые пегматитовые пояса в США, на Мадагаскаре; Li-Ta-Nb пегматиты Мали; Li-Be пегматиты шт. Раджахстан в Индии и др.). Наряду с интрузивными формациями в рифтогенных поясах палеопротерозоя выделяются и рудоносные вулканогенные и осадочные формации со специфической железисто-кремнисто-терригенной формацией, сопровождаемой месторождениями железистых кварцитов и кремнисто-карбонатно-черносланцевой с Pb-Zn месторождениями.

Для второй половины палеопротерозоя, особенно для периода 2,0—1,75 млрд.лет, типично образование орогенических поясов с признаками формирования континентальной коры аккреционного типа, которые рассматриваются также как структуры активных континентальных окраин [5]. Такие пояса характеризуются покровно-складчатым строением с отчетливой тектонической зональностью структурно-вещественных комплексов, выраженной в образовании офиолитовых, островодужных и заостроводужных магматических и осадочных комплексов, широким развитием синтетонических и посттетонических гранитоидов, отличающихся геохимической специализацией. В таких структурах часто проявлен зональный региональный метаморфизм. Наиболее типичные палеопротерозойские пояса — Транс-Гудзонский, Уопмей и Пинокеан на Канадском щите, Моахве в США, Бирриманский и На-

макваленд-Намибийский в Африке, Свекофеннский на Балтийском щите. В пределах Индостанского щита такая известная структура — пояс Дели-Аравалли с крупными полиметаллическими (Завар, Райпура) и медными (Кхетри) месторождениями. На территории России подобного рода образования палеопротерозоя (возраст 2,0—1,85 млрд.лет) известны в Карелии, например, Северо-Ладожский пояс, являющийся частью Свекофеннского пояса Финляндии и Северо-Карельский пояс.

В Алдано-Становом щите в качестве орогенической складчатой структуры выделяется Джугджуро-Становая складчатая область позднеархейско-палеопротерозойского тектонического развития [12, 13]. Для этой структуры характерно образование тектонической зональности, где в ядрах овальных структур обнажается основание складчатой области, представленное переработанными в позднеархейский и раннепротерозойский этапы гранулитогнейсовыми ареалами, к которым приурочены интрузии разновозрастных гранитоидов, в т.ч. и фанерозойских. Последние связаны с мезозойским этапом тектоно-магматической активизации и специализированы на Au, Mo, Pb, Zn и редкие металлы. Периферия овальных структур сложена поясами высокобарических гранулитов базитового и парагнейсового составов, а также мрамор-амфиболовых комплексов с месторождениями железа, титана, апатита и флогопита. Кроме линейных поясов высокобарических гранулитов в пределах Джугджуро-Становой складчатой области выделяются также линейные зоны, сложенные раннепротерозойскими метавулканогенно-осадочными комплексами джелтулакской свиты, с которыми связаны Fe, Cu и Au месторождения. Другим характерным элементом металлогении рассматриваемой области являются длительно живущие шовные зоны глубинного заложения (Сутамский и Тукурингский разломы) с характерной комплексной минерализацией (Fe, Ti, Mo, Au, Cu, апатит, редкие земли и редкие металлы). В соответствии с тектонической зональностью здесь хорошо проявлена и металлогеническая зональность. Такая особенность вообще характерна для аккреционных орогенических структур и достаточно выразительна в Свекофенском поясе на Балтийском щите, где зонам с офиолитовыми ассоциациями свойственны месторождения с Cu-Co-Zn-Ni оруденением (тип Оутокумпу в Финляндии), а островодужные комплексы с инициальным толеитовым вулканизмом и дифференцированными габбро-гипербазитовыми интрузиями несут Cu-Fe, Cu-Pb-Zn, Cu-Ni (например, месторождения Коталахти, Хитура и другие в Финляндии) оруденение в Главном рудном и Южном поясах Финляндии, зонах Шеллефтео и Фалун в Швеции и частично представлены рудопроявлениями Северного Приладожья в Карелии [17, 35]. Зоны синтетонических гранитоидных интрузий здесь обычно сопровождаются редкометалльными, редкометалльно-полиметаллическими, Cu-Au-W (Илеярви в Финлян-

дии, Хёркен в Швеции) и Cu-Mo порфировыми (Раутио, Нерка в Швеции) месторождениями.

Вулканоплутонические пояса (1,7—1,6 млрд.лет) — структуры наиболее специализированные в отношении редкометалльной рудоносности слагающих их формаций. К таким структурам относятся: широтный Ладожско-Далекарлийский пояс Балтийского щита, отмеченный интрузиями гранитов рапакиви (Аландский, Выборгский и Салминский массивы), меридиональный пояс выходов гранитов-рапакиви, протягивающийся на юг с территории Швеции от массива Рагунда через Аландский массив и Рижский интрузив гранитов-рапакиви на Украинский щит к Житомирскому массиву. Глобальными могут рассматриваться также Аkitкан-Улканский пояс гранитоидов и фельзитовых вулканитов, обрамляющий с юга Сибирскую платформу и сходный по составу пород пояс Мазатцал, обрамляющий с юга Северо-Американскую платформу. Большинство подобных структур формировалось во временной интервал 1,8—1,6 млрд.лет и с гранитоидными формациями, ассоциирующими с ними, связаны оловорудные и редкометалльно-полиметаллические месторождения (например, Питкярантское Sn-редкометалльно-полиметаллическое месторождение в Южной Карелии, Ag-W-Sn месторождение в шт. Миссури в США). В вулканоплутонических поясах северной Австралии известны месторождения порфирового типа, изменяющиеся по составу от Cu-Mo-Bi и Cu-Ag-Bi до Cu-W (рудные районы Теннант-Крик, Хатчос-Крик и др.).

Коллизионные орогенические пояса представляют собой структуры, длительно и дискретно развивающиеся на древней континентальной коре (например, Беломорский пояс на Балтийском щите, пояс Лимпопо в Южной Африке — архей-палеопротерозойского развития) и изредка с доказанной изотопно-геохимическими методами ювенильной палеопротерозойской корой (например, Лапландский гранулитовый пояс). Такие структуры появляются, начиная с позднего архея и преимущественно в протерозое, в т.ч. и в палеопротерозое. Эти структуры характеризуются полициклическими проявлениями складчатых деформаций и обычно высокоградиентного регионального метаморфизма, а также магматизмом выраженным во внедрении коллизионных гранитоидов S- и I-типов, габбро-гипербазитов и габбро-анортозитов. Для них свойственны также эшелонированные глубинные надвиги, зоны расланцевания и высокобарический гранулитовый метаморфизм в линейных зонах. Подобные зоны, в составе которых преобладают мафические породы, представляют собой, вероятно, пластины нижней коры, выжатые в ходе коллизионных процессов. Специфика коллизионных процессов заключается в том, что они не приводят к новообразованию континентальной коры, но преобразуют ее и приводят к возрастанию мощности в зонах коллизии континентальных плит или микроплит, где в связи с длительно проявляющимися

тектонотермальными процессами интенсивно выражена реювенация корового вещества (Беломорский пояс в Карелии, Пристановой пояс Алдано-Станового щита, Монхоолинская и другие схожие зоны на Анабарском щите, пояса Мозамбикский и Лимпопо в Южной Африке, Рукерский пояс в Антарктиде, пояс Торнгат на востоке Канадского щита).

В целом можно отметить, что с ростом континентальной литосферы от раннего архея к протерозою происходит усложнение типов тектонических структур, усиление степени дифференцированности геологических и рудных формаций. На рубеже около 2,5 млрд.лет появляются значительные массы калиевых гранитов, а также фойдитовые формации, происходит увеличение роли карбонатных, углеродистых и высокоглиноземистых пород. В ряду рудных месторождений наблюдается смена типично сидерофильных и сидеро-халькофильных ассоциаций, связанных с породами, образованными из недифференцированного мантийного вещества, на более разнообразный набор ассоциаций (литофильные, литохалькофильные и халькофильные), имеющими источники не только обедненной мантии, но и верхнюю кору, и обогащенную мантию.

Начиная с палеопротерозоя (иногда захватывая и конец позднего архея) в формировании континентальной коры существенную роль приобретают линейные мобильные, часто обрамляющие кратоны, возникшие к этому времени и ареальные стабильные рудоносные структуры. Линейные структуры подразделяются на орогенные аккреционные и коллизионные пояса, а также на анорогенные — континентальные рифтовые и вулканоплутонические пояса и позднепротерозойские авлакогены.

Эпикратонные ареальные рудоносные тектонические структуры отвечают стабильным областям субплатформенного (интракратонные бассейны) и платформенного (докембрийские чехлы плит) режимов, причем реальные чехлы плит формируются, начиная с позднего протерозоя. Эпикратонные бассейны как рудоносные структуры характерны для раннеархейских и постархейских кратонов, но амагматичный тип таких структур типичен в основном для позднего протерозоя. Помимо осадочных пород, в строении эпикратонных бассейнов нередко принимают существенное участие вулканиты, в некоторых случаях образующие достаточно мощные толщи (иногда до нескольких тысяч метров, например, Вентерсдорп в Южной Африке или Фортескью в Западной Австралии). Преобладают среди вулканитов континентальные толеитовые базальты (например, в Ятулийском бассейне Карелии — близкие по химизму фанерозойским траппам Индостана и Сибирской платформы) иногда с пикритами (суйсарий Онежского эпикратонного бассейна в Южной Карелии) и кислые эффузивы (в Пана-Куолоярвинской, Лехтинской эпикратонных ятулийских структурах Северной Ка-

релии). Вулканизм в таких структурах носит бимодальный характер и отчетливо связан с проявлениями рифтогенной тектоники и они часто развиваются как эволюционное продолжение континентальных рифтов. С осадочными и вулканогенными комплексами позднеархейских бассейнов связаны типичные для них месторождения золотоураноносных конгломератов (Витватерсранд, Тарква), а для позднеархейско-палеопротерозойских — железистых кварцитов (в бассейне Хамерсли в Австралии) или высокоглиноземистого сырья (кианит в Кейвском бассейне, Кольский полуостров). С осадочными комплексами палеопротерозойских бассейнов связаны месторождения медистых песчаников (наиболее крупное из них Удоканское, Алдано-Становой щит), шунгитов (Загогино в Онежском бассейне, Балтийский щит), а с вулканогенными — Cu-Co оруденение (Онежский бассейн). С более поздней палеопротерозойской тектономагматической активизацией таких рудоносных структур связано редкометалльное оруденение (крупнейшее Катугинское месторождение в гранитоидах, прорывающих породы Удоканского эпикратонного бассейна) или Cr-Pt-V-U месторождение Падма в уже упомянутой Онежской структуре.

Завершая обзор рудоносных структур раннего докембрия можно сделать следующий вывод. В истории геологического развития земной коры, сложной докембрийскими комплексами, начиная с палеопротерозоя, наблюдается закономерное возрастание типов рудоносных тектонических структур и соответственно формационно-генетических типов месторождений. В палеопротерозое выделяются, по крайней мере, три важных рубежа эволюции литосферы — 2500—2450, 2050—1950 и 1700—1650 млн. лет. От архея к позднему протерозою возникают гомологические ряды рудоносных структур, некоторые из которых к тому же последовательно наращивали континентальную кору: 1) ареальные структуры: архейские гранулитогнейсовые и гранит-зеленокаменные области позднеархейские и раннепротерозойские эпикратонные бассейны позднепротерозойские чехлы плит; 2) линейные структуры: архейские зеленокаменные пояса раннепротерозойские эпикратонные континентальные рифтовые пояса раннепротерозойские аккреционные и коллизионные орогенические пояса анорогенные вулканоплутонические пояса и авлакогены.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Билибина Т.В., Казанский В.И., Кратц К.О. Рудные формации и рудоносные структуры раннего докембрия // Геология рудных месторождений. 1976. № 4. С. 3—10.
2. Борукаев Ч.Б. Структуры докембрия и тектоника плит. —Новосибирск, 1985.
3. Глебовицкий В.А., Турченко С.И. Некоторые проблемы металлогении протерозойских подвижных поясов Балтийского щита / Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. —Л.: Наука, 1970. С. 275—287.
4. Глебовицкий В.А., Турченко С.И. Геологический обзор. Свеко-Карельская или Ладожско-Ботническая зона / Ранний докембрий Балтийского щита. —С-Пб: Наука, 2005. С. 539—545.
5. Глебовицкий В.А., Шемякин В.М., Вревский А.Б. Фундаментальные проблемы геологии докембрия // Общая и региональная геология, геология морей и океанов, геологическое картирование. —М.: АО «Геоинформмарк», 1994.
6. Казанский В.И. Эволюция рудоносных структур докембрия: архейские кратоны и области протоактивизации / Рудоносные структуры докембрия. —М.: Наука, 1982. С. 7—66.
7. Кац М.Б. Соотношения раннедокембрийских гранулитов и зеленокаменных комплексов с трансформными мобильными поясами и океаническими рифтами ранней земной коры / Ранняя история Земли. —М.: Мир, 1980. С. 160—169.
8. Котов А.Б., Ковач В.П., Сальникова Е.Б. и др. Возраст и этапы формирования континентальной коры центральной части Алданской гранулитогнейсовой области: U-Pb и Sm-Nd изотопные данные по гранитоидам // Петрология. 1995. Т. 1. № 1. С. 97—108.
9. Кратц К.О., Хильтова В.Я., Вревский А.Б. и др. Этапы и типы эволюции докембрийской коры древних щитов. —Л.: Наука, 1981.
10. Мейер Ч. Процессы рудообразования в геологической истории // Генезис рудных месторождений. Т. 1. —М.: Мир, 1984. С. 13—71.
11. Милановский Е.Е. Рифтовые зоны континентов. —М.: Недра, 1976.
12. Москвиченко Н.И. Джугджуро-Становая складчатая область // Докембрийская геология СССР. 1988. С. 282—301.
13. Рундквист Д.В., Турченко С.И. Тектонические структуры докембрия Сибирской платформы и их рудоносность // Геология и геохронология докембрия Сибирской платформы и ее обрамления. —Л.: Наука, 1990. С. 7—20.
14. Семихатов М.А., Шуркин К.А., Беккер Ю.Р. и др. Общая стратиграфическая шкала докембрия территории СССР // Отечественная геология. 1992. № 10. С. 37—42.
15. Сергеев С.А., Левченков О.А., Лобач-Жученко С.Б., Яковлева С.З. 3,5 млрд. лет — древнейший возраст, установленный для докембрия Балтийского щита // Докл. АН СССР. 1989. № 4. С. 942—945.
16. Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора ее состав и эволюция. —М.: Мир, 1988.
17. Турченко С.И. Металлогения метаморфогенных сульфидных месторождений Балтийского щита. —Л.: Наука, 1978.
18. Турченко С.И., Буйко А.К., Семенов В.С. и др. Рифтогенная природа раннепротерозойского Северокарельского пояса и его металлогеническая специализация // Геодинамика и глубинное строение советской части Балтийского щита. 1992. Т. 1. С. 92—99.
19. Хаин В.Е. Проблемы тектоники раннего докембрия // Изв. вузов. Геология и разведка. 1985. № 12. С. 3—20.
20. Хаин В.Е., Божко Н.А. Историческая геотектоника. Докембрий. —М.: Недра, 1988.
21. Щелов А.Д., Москалева В.Н., Марковский Б.А. и др. Магматизм и металлогения рифтовых систем восточной части Балтийского щита. —С-Пб: Недра, 1993.
22. Щербак Н.П., Артеменко Г.В., Бартницкая Е.Н. и др. Геохронологическая шкала докембрия Украинского щита. —Киев: Наукова Думка, 1989.
23. Amelin Yu.A., Heaman L. M., Semenov V. S. U-Pb geochronology of layered mafic intrusions in the eastern Baltic Shield: implication for the timing and duration of

- Paleoproterozoic continental rifting // *Precambr. Res.* 1995. Vol. 75. № 1. Pp. 31—46.
24. *Bowring S.A., Huish T.* The Earth's early evolution // *Sciences*. 1995. Vol. 269. Pp. 1535—1540.
25. *Hoffman P.F.* Is the Camp Smith belt (Northern Quebec) a klipps? // *Canad. J. Earth Sci.* 1985. Vol. 22. Pp. 136—1369.
26. *James H.L.* Distribution of banded iron-formation in space and time // *Developments in Precambrian geology*. 1983. Vol. 6. Elsevier. Amsterdam. Pp. 471—490.
27. *Larue I.K., Sloss L.L.* Early Proterozoic sedimentary basins of the Lake Superior region // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1980. Vol. 51. № 11. Pp. 1836—1874.
28. *Miller A.R., Turchenko S.I.* Comparative Precambrian tectonics and metallogeny of the Churchill Province, Canadian Shield and Karelia Province, Baltic Shield // *Abstr. MAEGS 9*. 1995. St-Petersburg. Pp. 69—70.
29. *Mitrofanov F.P., Balashov Yu.A., Balagansky V.V.* New geochronological data on lower Precambrian complexes of the Kola Peninsula // *Correlation of Lower Precambrian formations of the Karelian-Kola region*. 1991. Apatity. Pp. 12—16.
30. *Page R.W., McCulloch L.P.* Isotopic record of major Precambrian events in Australia // *Proc. 27th Int. Geol. Congr.* 1984. Vol. 5. Pp. 25—72.
31. *Pankaa H.S., Vanhanen E.J.* Early Proterozoic Au-Co-U mineralization in the Kuusamo district, Northeastern Finland. *Precambr. Res.* 1992. Vol. 58. № 1—4. Pp. 387—400.
32. *Park R.G.* Early Precambrian plate-tectonics // *South Afr. J. Geol.* 1997. Vol. 100. Pp. 23—35.
33. *Richardson S.H., Gurney J.J., Ehralnk A.J., Harris J.W.* Origin of diamonds in old enriched mantle // *Nature*. 1984. Vol. 310. Pp. 198—202.
34. *Taylor S.R.* Geochemical and petrological significance of the Archaean-Proterozoic boundary // *Geol. Soc. Spec. Publication*. 1987. Vol. 33. Pp. 3—8.
35. *Turchenko S.I.* Precambrian metallogeny related to tectonics in the eastern part of the Baltic Shield // *Precambr. Res.* 1992. Vol. 58. Pp. 121—141.
36. *Walraven F., Armstrong R.A., Kruger F.J.* A chronostratigraphic framework for the north-central Kaapvaal craton, the Bushveld Complex and the Vredeford structure // *Tectonophysics*. 1990. Vol. 171. Pp. 23—48.

Литология, петрология, минералогия, геохимия

УДК 550.84:553.411

С.А.Миляев, В.Б.Чекваидзе, И.З.Исакович, 2010

Сопряженные системы: рудное тело первичный ореол—вторичный ореол—поток рассеяния на примере Наталкинского рудного поля (Северо-Восток России)

С.А.МИЛЯЕВ, В.Б.ЧЕКВАИДЗЕ, И.З.ИСАКОВИЧ (ФГУП ЦНИГРИ; 117545 г.Москва, Варшавское шоссе, д.129, корп.1; e-mail: metallogeny@tsnigri.ru)

По результатам системного обобщения данных о составе первичных, вторичных ореолов и потоков рассеяния золоторудного месторождения Наталка построены сопряженные петрографо-минералого-геохимические модели и на их основе разработаны комплексы поисково-оценочных критериев для разбраковки, интерпретации и оценки литохимических аномалий.

Ключевые слова: рудный объект, петрографо-минералого-геохимическая модель, первичные и вторичные ореолы, потоки рассеяния, литохимические аномалии.

Combined systems: ores primary halo—secondary halo—fluvial dispersion flows Natalkinskoe ore field example, Northeast Russia

S.A.MILYAEV, V.B.CHEKVAIDZE, I.Z.ISAKOVICH

Results of system study of primary and secondary halo, fluvial dispersion flows of gold ore deposit Natalka is situated of the Northeast Russia may be of practical interest as models of petrographic-mineralogic-geochemical interpretation standard of quantitative qualification of secondary litho-geochemical anomalies.

Key words: ore deposit, petrographic-mineralogic-geochemical models, primary and secondary halo, fluvial dispersion flows, litho-geochemical anomalies.

Комплексное изучение околорудных метасоматических, минералогических и геохимических ореолов в коренном залегании и зоне гипергенеза (вторичные ореолы и потоки рассеяния) проводилось на золоторудном месторождении Наталка Центрально-Колымского региона [6—8]. Цель исследований — построение эндо-

генных и экзогенных петрографо-минералого-геохимических моделей ожидаемых в районе рудных объектов. На месторождении прослежены изменения индикаторных минералого-геохимических характеристик в ряду сопряженной системы: рудное тело первичный ореол—вторичный ореол—поток рассеяния.

Наталкинское рудное поле расположено в юго-восточной части Яно-Колымского складчатого пояса в пределах Аян-Юряхского антиклинория, характеризующегося преимущественным развитием терригенно-сланцевых толщ пермского и триасового возраста. В рудном поле развиты верхнепермские отложения, подразделяемые на четыре свиты (снизу вверх): тасская (глинистые и углисто-глинистые сланцы с прослоями песчаников), атканская (туфогенные сланцы), нерючинская (глинистые сланцы с примесью туфогенного материала), кулинская (песчаники, глинистые сланцы).

Породы смяты в синклинальную складку, ограниченную продольными разрывами и инъецированными поясами даек спессартитов и диоритовых порфириров. В размещении оруденения важная роль принадлежит двум рудоконтролирующим разломам северо-западного простирания — Главный и Северо-Восточный [5]. Можно выделить следующие структурно-морфологические типы золотого оруденения: 1) зоны метасоматического окварцевания; 2) кварцевые жилы и линзы с четкими границами; 3) системы параллельных кварцевых жил и прожилков; 4) штоковые тела.

Формирование минеральных новообразований проходило в два этапа. В *дорудный* (метаморфогенный) *этап* формировались две ассоциации, связанные с региональным метаморфизмом — прогрессивная (биотит, пирротин) и регрессивная (хлорит по биотиту, мусковитовидный серицит, метаморфогенный пирит). В пространственном распределении указанных ассоциаций обнаруживается отчетливая зональность; с приближением к участку месторождения последовательно сменяют друг друга зоны биотита, хлорита и мусковитовидного серицита. Зона мусковитовидного серицита непосредственно переходит в ореол околорудных изменений [7].

Собственно *рудный этап* подразделяется на четыре стадии: 1) прерудного кислотного выщелачивания-осаждения; 2) сульфидно-кварцевую; 3) полисульфидную (продуктивную); 4) пострудную.

Стадия прерудного кислотного выщелачивания—осаждения характеризует период формирования основной массы околорудных метасоматитов, близких к формации листовенито-березитов. При этом достаточно четко дифференцируются продукты гипогенного кислотного выщелачивания (серицитизированные породы) и продукты осаждения вынесенных компонентов (в разной степени альбитизированные породы вплоть до альбититов). *Сульфидно-кварцевая стадия* определяет появление двух минеральных ассоциаций: пирит-арсенопиритовой (с альбитом, анортоклазом, хлоритом) и существенно кварцевой. Обе ассоциации в незначительном количестве содержат самородное золото. В *полисульфидную (продуктивную) стадию* сформировались золото-арсенопирит-кварц-анкеритовая ассоциация (с галени-

том, сфалеритом, халькопиритом, шеелитом, пиритом). *Пострудная стадия* выразилась в появлении поздних кальцитовых прожилков, содержащих незначительные количества пирита и кварца.

По ландшафтно-геохимическим условиям площадь рудного поля принадлежит к горно-таежным районам с устойчивой многолетней мерзлотой. Элювио-делювиальные образования (кора выветривания) представлены грубообломочным материалом; доля фракции 1,0 мм не более 25—30%. Мощность элювио-делювия составляет на водоразделах и верхних частях склонов 1—2 м, увеличиваясь к подножию до 4—5 м. Изученные речные долины I—III порядков имеют, как правило, V-образный профиль. Аллювий состоит из валунно-галечных, гравийно-песчаных, реже илесто-глинистых материалов.

В коренном залегании *околорудные метасоматические ореолы* представлены линейными зонами серицитизации терригенных пород, интенсивность проявления которой возрастает в сторону рудных зон от первых процентов до 30% и более (от общего объема вмещающих пород). В непосредственном обрамлении рудных зон на уровне современного эрозионного среза фиксируются тела альбитовых кварцитов (точнее анкерит-кварц-альбитовых метасоматитов), чередующихся с блоками серицитизированных пород или полностью их вытесняющих (рис. 1, А). В глубинных зонах соотношения серицитизированных и альбитизированных пород носят более сложный характер [5, 9].

В направлении восстания рудоносных структур мелко-среднезернистые разности альбитовых кварцитов сменяются тонкозернистыми, вплоть до скрытокристаллических (в надрудных интервалах). Мощность тел альбитовых кварцитов колеблется от первых сантиметров до 20—30 м.

Минералогические ореолы нерудной прожилковой минерализации [1, 6] во внешних зонах ореола представлены нитевидными прожилками анкерита (5% от объема пород). В сторону рудных зон интенсивность прожилкования возрастает, а в составе прожилков преобладают кварц и карбонаты (анкерит, железистый кальцит и кальцит). В центральной зоне распространены прожилки кварц-альбит-калишпат-анкеритового состава, причем интенсивность ореолов достигает 20—50% (см. рис. 1, Б).

Сульфидная минерализация во внешней зоне представлена дисульфидами железа (пирит, марказит) с многочисленными реликтами пирротина. В центральной зоне развивается рассеянная вкрапленность метакристаллов пирита с зональной структурой агрегатов. Наблюдается эпизодическая вкрапленность арсенопирита, сфалерита и халькопирита (см. рис. 1, В).

Первичные геохимические ореолы характеризуются слабо проявленной латеральной и вертикальной геохимической зональностью. Латеральная зональность выражена в смене ассоциаций химических эле-

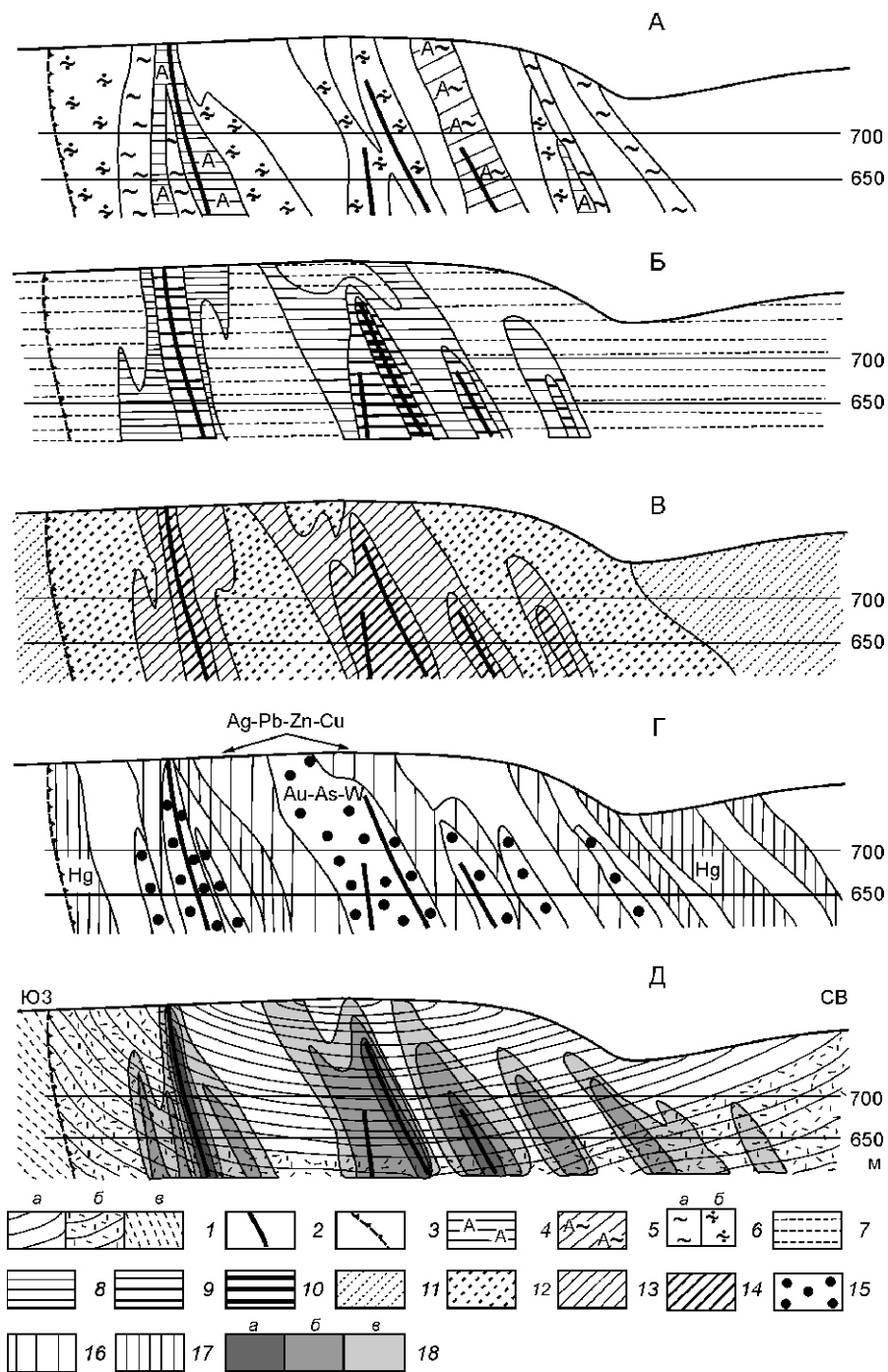
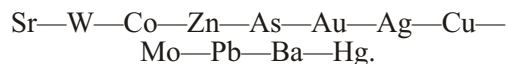


Рис. 1. Эндеогенные минералого-геохимические ореолы в поперечном сечении Наталкинского золотокварцевого месторождения. Разведочная линия 55:

ореолы: А — метасоматические, Б — прожилковой нерудной минерализации, В — рудной минерализации; Г — геохимические ассоциации рудных элементов; Д — геологический разрез и первичные ореолы золота; 1 — сланцы: а — песчано-глинистые, б — туфогенные, в — глинистые и углисто-глинистые; 2 — рудные тела; 3 — Главный разлом; 4 — карбонат-альбит-кварцевые метасоматиты; 5 — совмещение серицитовых и альбитсодержащих метасоматитов; 6 — зоны серицитизации: а — повышенной, б — слабой; прожилки кварц-анкеритового состава: 7 — нитевидные (интенсивность развития около 1%), 8 — субпараллельные (интенсивность развития 2—10%), 9 — система субпараллельных (интенсивность развития 10—20%); 10 — штокверк кварцевых жил и прожилков интенсивностью до 50%; 11 — просечки, вкрапленность пирротина; 12 — прожилки пирит-марказита по пирротину (ореолы дисульфидизации пирротина); 13 — рассеянная вкрапленность метакристаллов пирита, игольчатого арсенопирита, сфалерита, халькопирита; 14 — пирит-арсенопиритовая минерализация; поля ассоциаций рудных элементов: 15 — золота, мышьяка, вольфрама; 16 — серебра, свинца, меди, цинка; 17 — ореолы ртути; 18 — первичные ореолы золота с содержаниями: а — 300 мг/т; б — 30—300 мг/т; в — 10—30 мг/т

ментов от «рудной» (Au, As, W) в центральной зоне, к «полиметаллической» (Pb, Ag, Cu, Zn, Ba) и ртутной — внешней (см. рис. 1, Г). Вертикальную геохимическую зональность месторождения Наталка можно представить следующим рядом (снизу—вверх):



Рудные тела или первичные ореолы, выведенные на уровень денудационного среза, обеспечивают формирование вторичных ореолов рассеяния месторождения как устойчивых геологических образований зоны гипергенеза, подчиняющихся вполне определенным закономерностям.

В зоне гипергенеза околорудные метасоматические и минералогические ореолы рассеяния изучались с помощью брикетов-шлифов и брикетов-аншлифов, изготовленных из обломочной фракции (1—3 мм) литохимических проб, отобранных с поверхности элювио-делювия.

Некоторые характерные результаты выполненных исследований приведены на рис. 2 в виде сопоставления околорудных метасоматических, минералогических и геохимических ореолов в коренном залегании и во вторичных ореолах рассеяния.

Наиболее информативными свойствами *вторичных околорудных метасоматических ореолов* является интенсивность серицитизации и количество обломков альбитсодержащих метасоматитов, характеризующими рудные зоны месторождения (см. рис. 2, А). С очевидностью выявляется близость контуров зон серицитовых и альбит-кварцевых метасоматитов на эндогенном и гипергенном уровне. Наблюдается некоторое расширение контуров вторичных метасоматических ореолов по отношению к исходным зонам изменения. В ряде случаев теряется четкость ограничения отдельных зон и в случае их частой перемежаемости в элювио-делювии фиксируется ореол смешанных обломков тех и других разновидностей метасоматитов. В целом для рассматриваемой геологической и ландшафтной обстановки характерна высокая степень соответствия первичных и вторичных околорудных метасоматических ореолов.

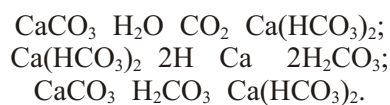
Индикаторная роль *вторичных минералогических ореолов* рассеяния в зоне гипергенеза значительно снижается в связи с разложением большей части карбонатов и сульфидов. В то же время можно провести идентификацию отдельных рудных зон по наличию в обломках ряда минералов, типоморфных для оруденелых участков или по продуктам их гипергенного разложения. Устойчивое присутствие в обломках серого рудного кварца с пустотами выщелачивания, заполненными скоплениями гидроксидов железа и марганца, является благоприятным признаком наличия оруденения золотокварцевого типа (см. рис. 2, Б). Рудные зоны, выходящие на поверхность или же находящиеся в близком залегании от нее, фиксируются

в зоне гипергенеза по появлению в обломках кварца вкрапленности арсенопирита, пирита, а также эпизодических включений халькопирита и железистого кальцита.

Вторичные геохимические ореолы рассеяния сохраняют высокую контрастность в зоне гипергенеза (см. рис. 2, В). Наиболее протяженные вторичные ореолы образуют Au, As, W, Ag, Hg. Для элементов-спутников (Pb, Zn, Cu, Ba, Mo) характерны невысокие содержания в коренном залегании, что способствует формированию непротяженных слабоконтрастных вторичных ореолов. Морфология вторичных ореолов в плане подчиняется строению рудных зон. Исследование геохимического состава вторичных ореолов показало высокую степень сходства с составом коренного оруденения. Незначительное перераспределение химических элементов в процессе гипергенного ореолообразования подтверждается близкими к единице значениями коэффициентов остаточной продуктивности [4], определяемых через отношение количества металла в ореоле рассеяния и коренном залегании.

Ионо-потенциометрическими исследованиями зоны гипергенеза [2] выявлено наличие в пределах месторождения аномалий ионов NH_4 , K, Na, Ca^{2+} , Cl, I, Br. Наиболее отчетливо рудные зоны проявлены в полях потенциалов pH и Eh. В пределах рудных зон отмечается увеличение pH до 7,5—8,5 (щелочная реакция среды) при фоновых значениях 5,6—6,64 (слабокислая реакция среды). Окислительно-восстановительный потенциал в области фона характеризуется величиной Eh 338—52 мВ. В элювио-делювии рудных зон Eh понижается до 170—200 мВ.

Эффект протекания реакции окисления в щелочных условиях при более низких значениях Eh, чем в кислых хорошо известен [3]. Присутствие в почвенных растворах над рудными зонами изученных объектов повышенных концентраций щелочных и щелочноземельных элементов (Ca, Mg, Na), являющихся сильными восстановителями, приводит к падению Eh растворов с одновременным разложением воды и выделением из нее водорода. В этом случае (например, для карбоната кальция) в почвенных растворах в пределах рудных зон, будет широко представлена буферная система из угольной кислоты и ее кальциевой соли — бикарбоната кальция, образование которых протекает по следующей общей схеме:



Щелочная обстановка конечных продуктов реакции определяется соотношением бикарбоната кальция к его карбонату. Образующаяся угольная кислота H_2CO_3 полностью нейтрализуется CaCO_3 , вследствие чего в почвенных растворах наблюдается дефицит иона H^+ (повышение pH) и избыток ионов Ca^{2+} .

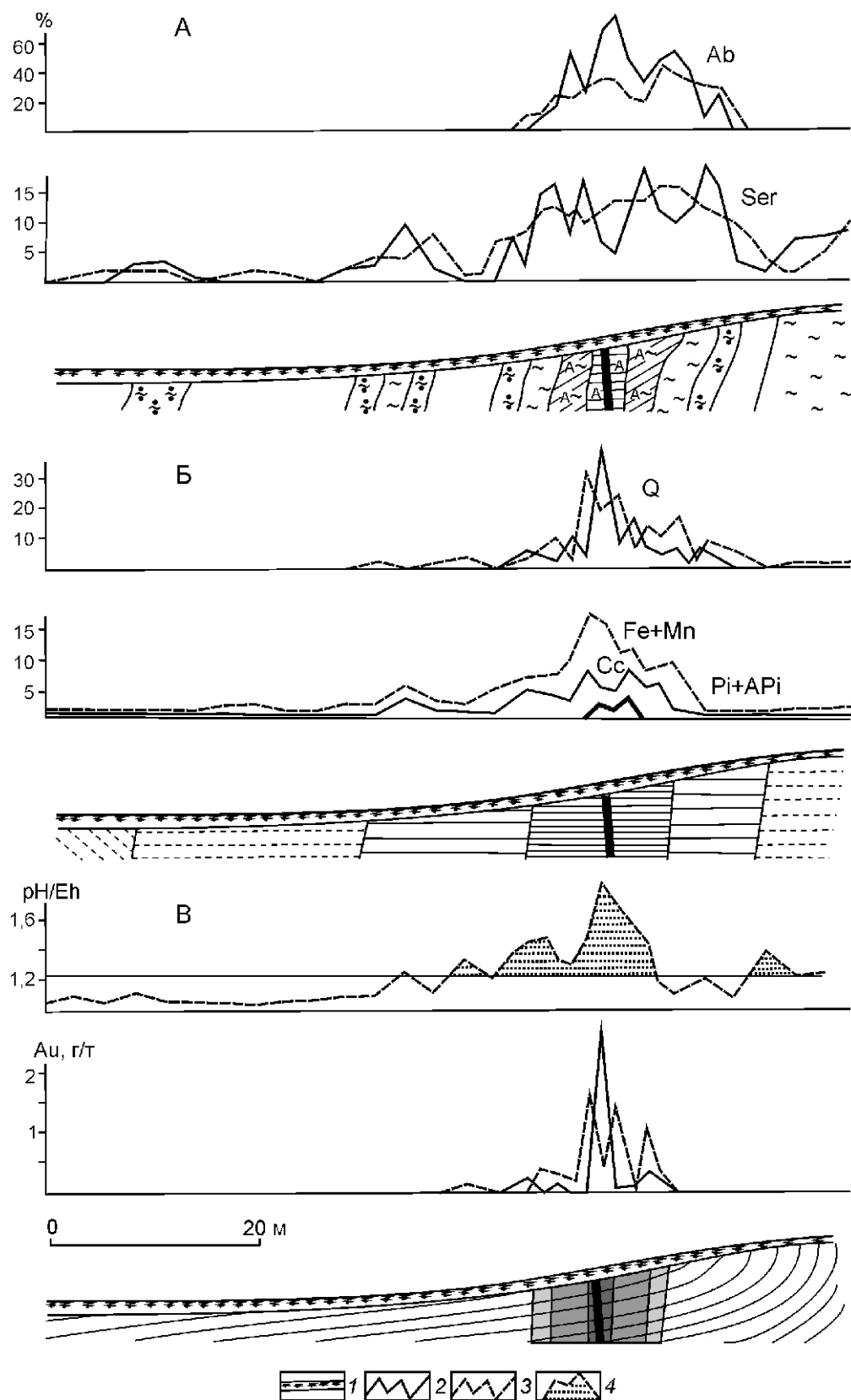


Рис. 2. Соответствие первичных и вторичных ореолов по профилю на юго-восточном фланге месторождения:

А — метасоматических, Б — минералогических, В — геохимических; 1 — рыхлые образования; графики изменения содержаний минералов и элементов по профилю: 2 — в коренном залегании; 3 — в элювио-делювии; 4 — поле аномальных значений pH/Eh; Ab — альбитизация; Ser — серицитизация; Q — жильный кварц; Pi APi — сульфиды (пирит арсенопирит); Cc — карбонаты (анкерит железистый кальцит); Fe Mn — гидроксиды железа и марганца; см. услов. обозн. к рис. 1

Альбитизация, широко проявленная в околорудных ореолах, предполагает поступление в зону гипергенеза значительных количеств натрия. При его взаимодействии с атмосферной водой, содержащей некоторое количество углекислого газа, в почвенном растворе образуется сода:



Сода имеет резко щелочную реакцию, так как является гидролитически щелочной солью и в водном растворе подвергается гидролизу:



При образовании соды рН в почве может подняться до 9—10.

Для усиления контрастности потенциметрических аномалий предлагается рассчитывать показатель отношения потенциалов рН/Еh. С целью обеспечения безразмерности показателя рН/Еh и необходимостью сопоставления аномалий, расположенных в различных ландшафтных и геологических условиях, значения величин рН и Еh нормируются к их локальному фону (см. рис. 2, В).

Результаты экспериментов по привлечению модельных характеристик с целью интерпретации аномалий рассмотрим на примере участка Купольный. Этот участок расположен вдоль восточного фланга Наталкинского месторождения на расстоянии 0,8—1 км. Он приурочен к зоне разлома северо-западного направления в осадочных толщах верхнепермского возраста. Участок был выявлен в процессе мелкомасштабных рекогносцировочных работ по появлению в единичных пробах с поверхности аномальных содержаний Au, As и W в сочетании с обломками альбитовых метасоматитов [8]. После получения первых результатов на площади была проведена ионо-потенциметрическая съемка масштаба 1:10 000, по данным которой непосредственно в поле по контуру показателя рН/Еh предварительно определены границы потенциально рудоносной площади (рис. 3). Последующая постановка полного комплекса минералого-геохимических методов позволила выявить вторичные ореолы рассеяния Au (максимальное содержание 3,88 г/т), As, W, Hg. В процессе анализа брикетов-шлифов выделено две зоны альбитовых кварцитов (до 60% в обломках), совмещающихся с повышено серицитизированными породами. Этим зонам в брикетах-аншлифах соответствуют максимумы накопления жильного кварца, гидроксидов железа и марганца, а в отдельных случаях остатков арсенопирита.

На основании петрографо-минералого-геохимической модели коренного оруденения [6, 7] с помощью набора информативных поисково-оценочных критериев было представлено обоснование для проведения буровых работ. Вновь пробуренными скважинами на участке Купольный были вскрыты промышленные золоторудные тела, в настоящее время уже вовлеченные в эксплуатацию.

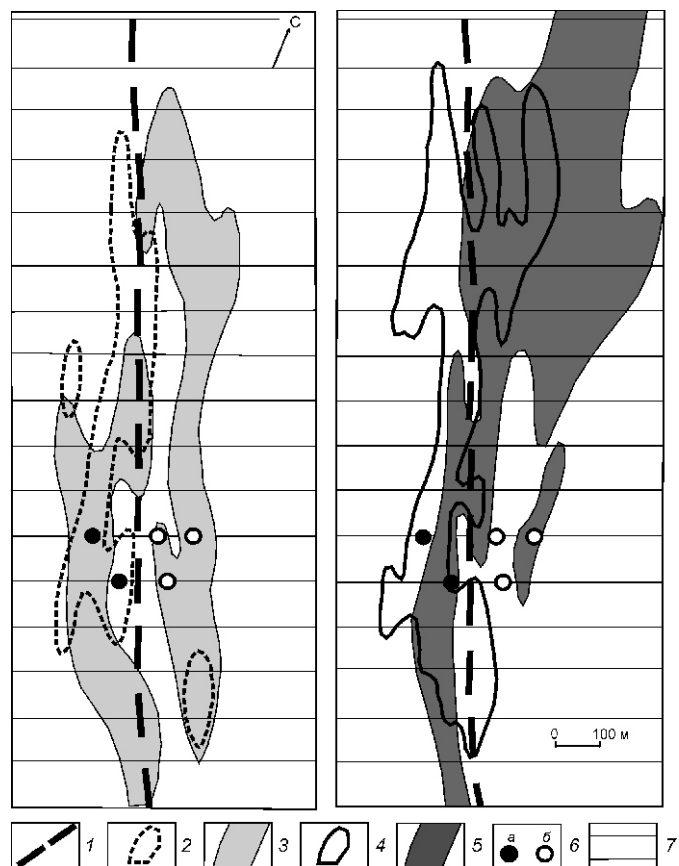


Рис. 3. Вторичные минералого-геохимические ореолы рассеяния участка Купольный:

1 — Центральный разлом; аномалии: 2 — потенциметрического показателя (рН/Еh 1,5), 3 — обломков альбитовых метасоматитов (10—60%), 4 — ртути (0,02—0,2 г/т), 5 — золота (0,1—1 г/т); 6 — поисковые скважины: а — с промышленными рудными подсечениями, б — с эндогенными минералого-геохимическими ореолами; 7 — профили минералого-геохимической съемки

Преобладание механических форм рассеяния минералов и рудных элементов при подчиненной роли гидрохимических процессов особенно отчетливо проявляются при формировании потоков рассеяния большинства рудных месторождений и в большинстве районов.

Минералого-геохимические потоки рассеяния месторождения Наталка фиксируются четко и имеют комплексный состав, отвечающий минеральному и элементному составу коренного оруденения. В условиях расчлененного рельефа формируются высококонтрастные потоки рассеяния околорудных метасоматитов, среди которых ведущее место принадлежит потокам альбита и серицита — основных минералов околорудных метасоматических ореолов. Аномальное поле потоков рассеяния альбита (рис. 4, А) вытянуто в северо-западном рудоконтролирующем направлении. Максимальные содержания

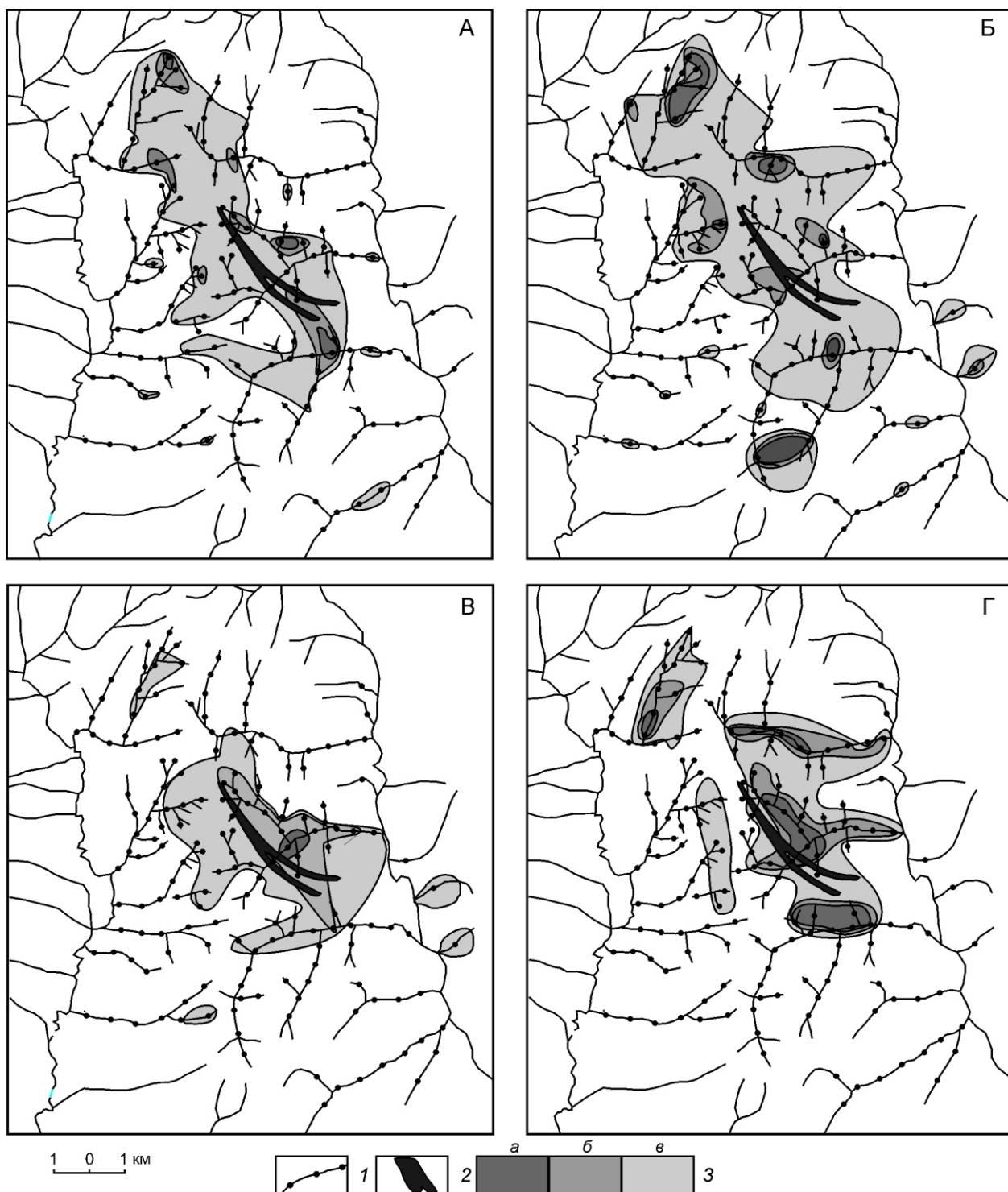


Рис. 4. Результаты минералого-геохимической съемки по потокам рассеяния Наталкинского рудного поля масштаба 1:100 000:

1 — гидросеть с точками опробования; *2* — рудные зоны месторождения; *3* — аномальные поля: А — альбитизированных обломков (в %): *а* — 30, *б* — 15—30, *в* — 5—15; Б — гидроксидов железа и марганца (в %): *а* — 35, *б* — 25—35, *в* — 15—25; В — золота (в г/т): *а* — 1, *б* — 0,1—1; *в* — 0,01—0,1; Г — pH: *а* — 8, *б* — 7,5—8, *в* — 7—7,5

в них обломков альбитизированных пород составляют 40%. Потоки рассеяния серицита с содержаниями до 80% от общего объема обломков отмечаются в руслах, непосредственно примыкающих к месторож-

дению. Протяженность потоков рассеяния серицита также как и для альбита составляет не более 2 км.

Протяженные минералогические потоки рассеяния отмечаются для гидроксидов железа и марганца,

определяемых в брикетах-аншлифах (см. рис. 4, Б). Площадь развития аномалий указанных минералов по результатам наблюдений составила 45 км². Максимальные содержания гидроксидов железа и марганца достигают 60%, что значительно превышает их содержания во вторичных ореолах, и свидетельствует об обогащении потоков рассеяния гипергенными минералами железа и марганца.

Высококонтрастные *геохимические потоки рассеяния* формируют основные рудные элементы — золото и мышьяк. Протяженность потоков золота составляет первые километры; максимальные содержания Au 1 г/т и более (см. рис. 4, В). По протяженности потоки рассеяния мышьяка превосходят потоки рассеяния золота и составляют 4—6 км, что связано с большей долей участия солевого рассеяния мышьяка по сравнению с золотом. Максимальные содержания в руслах первого порядка As 3000 г/т при фоновых 15 г/т.

Помимо потоков элементов, отмечаются также потоки ионов и потенциалов. Среди потоков потенциалов наиболее контрастные и протяженные потоки формирует рН, максимальные значения которого достигают 9,1 при фоне 5,6 (см. рис. 4, Г). Факт ощелачивания тонкой фракции потоков рассеяния в пределах месторождения в настоящее время не может быть удовлетворительно объяснен.

Проведенные работы по изучению потоков рассеяния с привлечением комплекса минералов, элементов, ионов и потенциалов — индикаторов золото-кварцевого оруденения показали, что помимо элементов (Au, As, W, Ag и др.) в потоках рассеяния полезную информацию о составе оруденения несут также околорудно-измененные породы, рудосопровождающие минералы и потенциалы рН и Eh. По данным ионо-потенциометрии и минералогического анализа (определение гидроксидов Fe и Mn) можно получить предварительные результаты с определением контуров потенциальных рудных полей непосредственно в поле. С большей достоверностью может быть проведен прогноз ожидаемого типа золотого оруденения. В частности, наталкинский (золото-кварцевый) тип достаточно уверенно диагностируется по аномальным значениям альбитизированных и серицитизированных обломков в сочетании с положительными

аномалиями рН, что полностью соответствует минералого-геохимической модели этого объекта [6, 7].

По комплексным минералого-геохимическим данным можно более надежно отбраковывать ландшафтные, техногенные и иные «ложные» аномалии, так как для них совершенно не характерны околорудные метасоматические и минералогические ореолы. Приведенный пример минералого-геохимической съемки по потокам рассеяния показывает достаточно высокую степень информативности предлагаемой методики при оценке литохимических аномалий в масштабах 1:100 000 и крупнее.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Исакович И.З. Ореолы нерудной прожилковой минерализации на полиметаллических и золоторудных месторождениях и их прогнозно-поисковое значение. — М.: Бородино-Е, 2009.
2. Миляев С.А., Чекваидзе В.Б. Применение ионо-потенциометрического метода при поисках золоторудных месторождений в терригенно-сланцевых толщах (на примере Центральной Колымы) // Отечественная геология. 2007. № 4. С. 52—59.
3. Перельман А.И. Геохимия элементов в зоне гипергенеза. — М.: Недра, 1972.
4. Соловов А.П., Матвеев А.А. Геохимические методы поисков рудных месторождений. Изд. 2-е. — М.: изд-во МГУ, 1985.
5. Стружков С.Ф., Наталенко М.В., Чекваидзе В.Б. и др. Многофакторная модель золоторудного месторождения Наталка // Руды и металлы. 2006. № 3. С. 34—44.
6. Чекваидзе В.Б., Исакович И.З., Миляев С.А. Минералого-геохимические ореолы Наталкинского золоторудного месторождения // Руды и металлы. 1999. № 6. С. 43—50.
7. Чекваидзе В.Б., Миляев С.А., Исакович И.З. Комплексная петрографо-минералого-геохимическая методика поисков золоторудных месторождений. — М.: Бородино-Е, 2004.
8. Чекваидзе В.Б., Миляев С.А., Исакович И.З. Варианты применения комплексной петрографо-минералого-геохимической методики при поисках золоторудных месторождений // Руды и металлы. 2008. № 4. С. 45—57.
9. Чекваидзе В.Б. Вертикальная метасоматическая зональность березитов на золоторудных месторождениях // Отечественная геология. 2009. № 2. С. 42—46.
10. Чекваидзе В.Б., Миляев С.А., Исакович И.З. Комплексная петрографо-минералого-геохимическая методика при интерпретации и оценке литохимических аномалий золоторудных полей // Разведка и охрана недр. 2009. № 5. С. 33—37.

Открытия и гипотезы в геологии

В.А.СОЛОВЬЕВ, Л.П.СОЛОВЬЕВА (Кубанский государственный университет; 350040, г.Краснодар, ул.Ставропольская, 149; e-mail: solovyova35@mail.ru)

История и постановка вопроса. Научная деятельность всегда была ориентирована на *открытия*, т.е. обнаружение в природе *нового* ранее *неизвестного* явления, существование которого *доказывается* исследованиями. Начнем с истоков геологии. Первым был открыт закон о постоянстве углов между гранями кристаллов одного и того же вида: Н.Стеноном — для кварца, Х.Гюгенсом — для кальцита, а в обобщенном виде сформулировано Ж.Б.Роме де Лилем [14]. Приоритет кристаллографии в области открытий сохраняется и в последующем: Х.С.Вейсом — открытие сингоний; И.Гесселем, О.Бравэ и А.В.Гадолиным — 32 видов симметрии; Л.Зонке, Е.С.Федоровым, А.Шенфлисом и В.Барлоу [13] — 230 пространственных групп. К сожалению, стиль исследований, ориентированный на *открытия*, не продолжается в классической геологии, которая стала опираться в своем развитии на *гипотезы*, и до сих пор в геологии нет четкого различия между *открытием* и *гипотезой*. Яркий пример путаницы открытий с гипотезами — появление гипотезы «глобальной» или «плитной тектоники». Рьяные сторонники этой гипотезы умудряются даже делать безответственные высказывания, говоря, что значение этой теории для геологии без всяких преувеличений можно сравнить лишь со значением квантовой механики для физики, молекулярной генетики для биологии и кибернетики для техники [6], тогда как объективно — «плитная тектоника» должна иметь только статус «гипотезы».

Выход книги В.В.Орленка [7] — хороший повод для внесения ясности в этот вопрос.

Открытия. Уточним понятие «открытие» — существование в природе нового неизвестного ранее явления (это то, что существовало ранее, но не было известно). Открытие характеризуется *новизной* и *достоверностью*. В 1957 г. в СССР впервые в мировой практике принято решение о регистрации открытий, а сейчас вопрос об охране открытий приобрел международный характер. Кстати, положение об открытиях не распространяется на географические, археологические, палеонтологические открытия и открытия полезных ископаемых. Основной парадокс состоит в том, что открытие нового химического элемента и его частиц *считается* открытием, а нового минерала, породы, и тем более крупного ранга (формации, комплексы) по существующему положению открытием не считается. Если с открытием месторождений можно еще согла-

ситься (открытие может быть или случайным, или сделано на основании уже известных закономерностей), то в отношении новых объектов (минералы, породы и др.) должны быть общие с химией критерии.

Новизна открытия определяется его приоритетом (например, по дате публикации статьи). Новизна необходима, но это еще недостаточная характеристика, так как не все предлагаемое новое является достоверным (реально существующим). Именно отсутствие доказательства достоверности открытия — причина отклонения подаваемых заявок на открытие [8]. Без законов нет и науки, но в учебниках по геологии они или не приводятся, или единичны [10]. После введения регистрации на открытие в науках о Земле зарегистрировано 27 открытий [1], большая часть из которых приходится на геофизику и геохимию. Законы в геологии проанализированы И.П.Шараповым [11, 12].

Другая форма научных результатов — *изобретения* [3], представленные новыми техническими средствами, которые до изобретения не существовали (в отличие от открытий, которые *существовали*, но не были известны). Например, в книге В.В.Орленка [7] к *открытию* можно отнести новую модель круговорота воды в природе. Для понимания круговорота воды на Земле важно знать — постоянен ли объем воды или он со временем изменяется.

В классической модели круговорота М.И.Львовича объем испарившейся над океаном воды (*E*) предполагается равным объему воды, поступившей с континентов в форме речного стока (*R*) и атмосферных осадков (*P*):

$$E = P + R.$$

Классической модели придерживаются многие отечественные и зарубежные гидрологи.

Однако в ней не учтены глобальные факторы прихода и расхода воды на Земле как *планеты*: определенный объем воды на поверхность попадает вместе с космическими телами (астероиды, метеориты); вода поступает также из недр планеты (при вулканических извержениях, гидротермальных процессах). Водная оболочка — это не замкнутая, а *открытая* термодинамическая система, взаимодействующая с другими гидросферами. Рассматривая нашу планету как открытую систему, В.В.Орленок обосновал *глобальную модель круговорота воды*. По этой модели общее уравнение баланса воды выглядит так:

Существенно новым в этой модели круговорота является учет таких глобальных факторов как поступление *внутрипланетарной* воды (T) и потеря воды при *фотоллизе* (F). Нулевого баланса в круговороте нет — приход превышает расход. Особенно существенными эти факторы оказываются при переходе на геологический масштаб времени (миллионы лет) и предсказания будущего гидросферы, например, продолжающейся *океанизации* планеты.

Малые в годовом исчислении элементы T и F , оказывается, играют решающую роль в эволюции лика планеты.

Голубой планетой Землю называют из-за преобладания поверхностной гидросферы, занимающей в настоящее время около 70% ее поверхности, и увеличение этого показателя продолжается — океан продолжает наступление на сушу.

Приведем только некоторые исторические свидетельства наступления океана на сушу: защитные дамбы в Нидерландах и Германии, по побережьям Северного и Балтийского морей, продолжающееся затопление Венеции и др. Более того, археологические данные свидетельствуют о затонувших городах на шельфах Черного, Азовского, Каспийского и Средиземного морей. Древние поселения известны на шельфе почти всех океанов. В результате оказывается, что устойчивых материковых окраин почти нет, и большая их часть испытывает опускание.

Геологический процесс наступления океана на сушу определяется поясами сейсмичности и вулканизма, т.е. он связан с эндогенными процессами в мантии и ядре Земли. Географически такие пояса располагаются по окраинам океанов или вдоль океанических хребтов, т.е. так или иначе связаны с формированием океанических и морских впадин. О масштабах явлений сейсмичности и вулканизма говорят такие цифры: в настоящее время на земном шаре 817 активных вулканов и ежегодно происходит более 100 тыс. землетрясений. Эти явления были отмечены и в прошлом.

Измерения современных колебаний уровня моря показывают, что он непостоянен и неодинаков для разных районов Мирового океана. Характер колебаний уровня зависит от астрономических (скорость вращения Земли), планетарных (неравномерного расположения масс в Земле) и гидрометеорологических факторов. Их совместное действие может быть весьма ощутимым. Например, за столетие уровень Балтийского моря испытал сильные колебания среднего уровня (в 1823 г. он упал на 250 мм, а в 1822, 1920 и 1952 гг. — поднялся на 150 мм). И тем не менее наблюдения обнаруживают тенденцию *подъема уровня моря* со скоростью 1,5 мм в год.

По мнению многих ученых, увеличение объема вод Мирового океана надо связывать с изменением климата. С этим мнением можно было бы согласить-

ся при условии постоянства массы воды и неизменности емкости океанических и морских впадин. Однако это не так. Имеются свидетельства грандиозного опускания океанического дна. Например, из 609 скважин, пробуренных на дне океана судном «Челленджер», в 186 были обнаружены свидетельства мелководья и суши, находящиеся сейчас на глубинах от 1 до 6 км. При этом оказалось, что чем древнее мелководные отложения, тем глубже они залегают. На дне океана обнаружены: океаническая галька, валуны, бурые железняки, пузырчатые базальты, торфяники, соли, гипсы и другие свидетели мелководья или даже суши. Подобные факты — бесспорные доказательства грандиозного опускания дна океанов за последние 70—140 млн. лет геологической истории.

В.В.Орленок показал, что скорость этих опусканий носит экспоненциальную зависимость (рис. 1). Определить эту скорость можно по формуле:

$$V = \frac{H}{T} \frac{h}{T},$$

где H — глубина океана; h — мощность глубоководных осадков, покрывающих мелководные; T — возраст осадков.

При этом выявлена поразительная сходимость данных по Тихому, Атлантическому и Индийскому океанам. На графике видно, что резкое опускание приходится на интервал 50—60 млн. лет, т.е. на границу мезозоя и кайнозоя. Это значит, что до рубежа мезозоя и кайнозоя скорость опускания была 25—30 мм/1000 лет. С кайнозоя скорость увеличивается по экспоненте и в настоящее время планета извергает воду с максимальной скоростью за последние 100 млн. лет — 605 мм/1000 лет. Если темпы поступления глубинной воды будут превышать скорость опускания дна океана, т.е. емкость океанических впадин не будет увеличиваться, то избыток воды должен выплеснуться на сушу, что не раз происходило на глазах человеческой истории — эпохи трансгрессии воды.

Какими же водными ресурсами располагает планета, и каков механизм транспортировки воды на поверхность?

Существенная поставка воды идет за счет вулканической деятельности. По подсчетам вулканолога Е.К.Мархинина, воды в вулканических материалах 4—5% от их массы. Ежегодно на поверхность выбрасывается 9 млрд.т ($9 \cdot 10^{15}$ г) вулканического материала. Вулканизм был активен и в прошлом.

В настоящее время выявлен и механизм транспортировки воды к поверхности — он осуществляется за счет физико-химических реакций во внешнем ядре Земли. Это своеобразный термохимический реактор, преобразующий вещество мантии Земли. Продукты такого преобразования — тяжелые металлы опускаются вниз и формируют твердое ядро, а легкие газы и силикаты вместе с растворенной в них водой поднимаются.

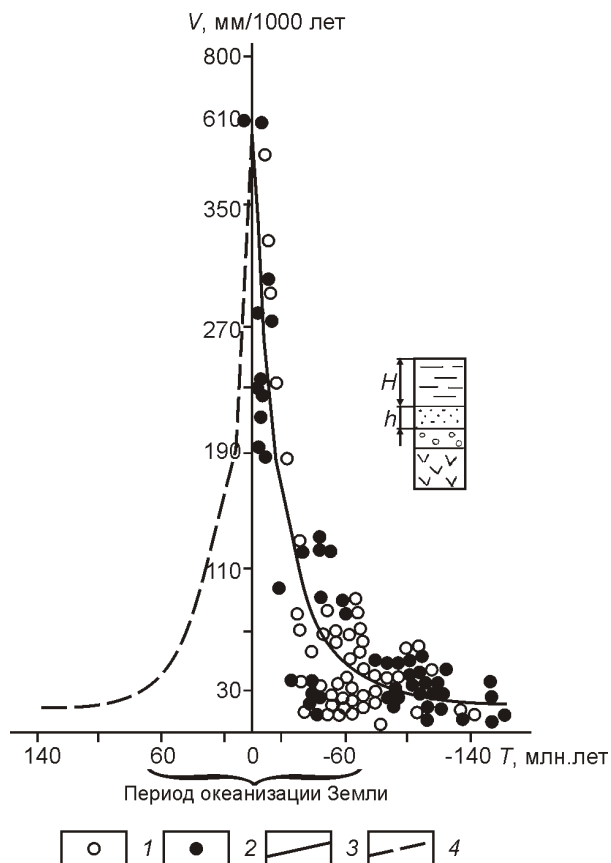


Рис. 1. График скорости поступления воды из недр по данным скважин:

1 — Тихого и Индийского океанов; 2 — Атлантического океана; 3 — экспонента океанизации; 4 — прогноз осушения

Расчеты В.В.Орленка [7] позволяют восстановить прошлое и предсказать будущее воды на Земле. За всю жизнь Земля уже выработала 2/3 воды, содержащейся в ее недрах, и способна в будущем выработать еще 1/3. При этом из вынесенной на поверхность воды на последние 60 млн.лет приходится половина. Первая половина поступила за предыдущие 4 млрд.лет. Такой массы воды хватило лишь на образование небольших и мелководных водоемов, а не Мирового океана.

Получается, что динамика воды на Земле разделена на *доокеанический* (архей, протерозой, палеозой) и *океанический* (мезозой, кайнозой) периоды. Наивысшей скорости океанизация достигает в кайнозое. Мировой океан — это чрезвычайно молодое геологическое образование. Никогда на Земле до этого времени не существовало такого обширного резервуара поверхностных вод.

Как следует из графика (см. рис. 1), средняя скорость поступления воды в период океанизации составила $3,6 \cdot 10^{16}$ г/год, т.е. она была на порядок ниже современной — $3,6 \cdot 10^{17}$ г/год. При сохранении средних темпов дегидратации, установившейся в кайнозое,

для выработки оставшейся в недрах воды ($3 \cdot 10^{24}$ г) потребуется 80 млн.лет. Максимум дегидратации следует ожидать в ближайший миллион лет, после которого скорость поступления воды начнет уменьшаться. Общая продолжительность океанизации составит 150—160 млн.лет. Океанизация — это финал эволюции планеты.

Затем начинается обратный процесс — осушение, который может идти так же по экспоненциальной зависимости (см. рис. 1). Отсюда конца океанизации можно ожидать на отрезке резкого выполаживания экспоненты (через 50—60 млн.лет).

Что же нас ждет в будущем? Темпы поступления эндогенной воды 0,6—1,0 мм/год, и нет никаких оснований считать, что в ближайшие тысячи лет (миг в геистории) они резко изменятся. Значит, через 10 тыс.лет уровень океана (при отсутствии опускания дна) поднимется на 6—10 м. Это приведет к потеплению климата и таянию полярных льдов. Через 100 тыс.лет уровень океана достигнет отметки 135 м. Под водой окажутся все равнины Земли. Через миллион лет уровень поднимется еще на 500 м и достигнет 600—650 м. Теперь только горные области в виде островов будут возвышаться над гладью безбрежного океана. Наша Земля превратится в *планету-океан*.

При отрицательном балансе поступлений (только расход) для исчезновения гидросферы с поверхности Земли потребуется 40—50 млн.лет. Земля превратится в безжизненную пустыню с зияющими впадинами высохших океанов и морей. Будущий лик Земли станет похожим на лик современного Марса. Такова эволюция нашей планеты: от безводной огнедышащей к цветущему зелено-голубому оазису, через планету-океан к безжизненной пустыне. В этой цепи эволюции человеческая цивилизация пришла к лучшей ее поре в смысле оптимальности соотношений площади суши и моря. Однако уже в ближайшее тысячелетие ей придется бороться с наступлением океана или искать другой выход из этой ситуации. Думается, что у ноосферы есть два пути: научиться управлять физико-химическими реакторами ядра или переселиться в Космос, но и Солнце не вечно. Солнцу остается существовать в стадии светящейся звезды менее 500 млн.лет. Запасы термоядерного топлива будут исчерпаны, а внутренние силы сжатия ядра превзойдут силы сцепления внешней оболочки, и произойдет взрыв звезды. Поэтому мы живем в лучшей поре не только геологического развития Земли, но и Солнечной системы в целом.

Гипотезы. Начнем с понятия *гипотезы* и их отличия от *открытий*. Отцом современной науки по праву считают Галилео Галилея. В его работах отличительные черты новой научной методологии были впервые четко сформулированы и плодотворно применены на практике. Галилея интересовала проблема не *почему* движутся объекты, а *как* они движутся.

Владея законом всемирного тяготения, используя его для вычисления аномалий силы тяжести при геологоразведочных работах и для решения космических задач, ученые до сих пор не могут объяснить, какова же причина сил тяготения. На этот вопрос не смог ответить сам Ньютон и те, кто жил и живет после него. Отметим, что отношение Ньютона к причинам физических явлений выразилось афоризмом: «гипотез я не измышляю» (*hypotheses non bingo*). Наука может ответить только на вопрос «как» происходит явление, но не «почему» и тем более «зачем». Науке доступно познание структуры и динамики тел, что же касается вопросов познания генезиса и тем более причины или цели, то это или область *гипотез*, или область в принципе недоступная науке.

Гипотезы — исторические модели, поэтому имеет смысл разобраться в методологии решения такого типа задач. В геологии и биологии принято различать *статические, динамические и исторические* (ретроспективные) модели. Например, в геологии идея такого деления задач восходит еще к Э.Огу, а в дальнейшем ее развивали Ф.Ю.Левинсон-Лессинг, Э.Арган, С.А.Яковлев и др. Анализ методологии построения историко-генетических моделей проведен Ю.А.Косыгиным и В.А.Соловьевым [2, 9].

Методология построения *статических моделей* ясна. В природе существуют оригиналы статических систем (естественные геологические тела) и строятся их модели по фундаментальным характеристикам (составу, свойствам, форме и структуре), которые в обозримом времени или не меняются или их изменения настолько незначительны, что ими можно пренебречь. Построив такую модель, мы можем проверить правильность построения, обратившись снова к оригиналу. Путем неоднократной проверки мы достигаем адекватности модели ее оригиналу. Например, геологической картой и изображенным на ней геологическим телом.

В случае *динамических моделей* принцип остается тем же, но на первый план выдвигаются *изменения* состояния оригинала в *обозримом* для исследователя промежутке времени (современный вулканизм, сейсмичность, динамика рек и другие явления). Правильно построенная динамическая модель позволяет *предсказывать* поведение системы во времени, что создает предпосылки для *управления* процессами или их искусственного воспроизведения. Следовательно, особенностью статических и динамических моделей является их *проверяемость* на уровне наблюдений (рис. 2).

Однако обстоятельства сложились так, что в геологии и биологии большое значение изначально стало придаваться *историческим моделям* и подчеркивается специфика этих наук, заключающаяся в их *историзме*.

Провозгласив «специфику» исторических задач, классики науки не предложили алгоритма их решения (не определили логические процедуры, которые

должны привести к результату). Поэтому должны быть понятны и трудности, с которыми сталкиваются геологи и биологи в попытке разобраться в методологии познания прошлого и причин исторических явлений.

Уточним исходные понятия. *История* — возникновение, развитие и отмирание каких-то явлений. История включает *генезис* (происхождение, причину явлений) и *эволюцию* (развитие), но только не в динамическом их понимании, когда «происхождение» и «развитие» оказываются частью наблюдаемых или экспериментально воспроизводимых процессов, а в историческом, когда происходящее и развитие *реконструируются*. Метод реконструирования называется еще «ретросказанием». Е.П.Никитин в своей публикации объясняет: «К сожалению, ретросказание еще не стало предметом исследований ни в отечественной, ни в зарубежной логико-философской литературе» [5, с.34].

Что же тогда позволяет конструировать ретроспективные модели? Обратимся к блок-схеме соотношения моделей геологии (см. рис. 2). Жирная пунктирная линия символизирует разделение времени на «настоящее» и «прошлое». В настоящем располагаются блоки С и Д, символизирующие методологию построения статических M_c и динамических M_d моделей по принципу «от оригинала к модели и обратно».

Блок межвременного перехода (блок МП) символизирует возможность познания прошлого в геологии при определенных условиях: 1) наличия в статической модели знаний о слоистой структуре реконструированного тела; 2) наличия в динамической модели знаний о современных процессах, приводящих к образованию тел эквивалентных реконструированному телу; 3) наличия аксиом, утверждающих эквивалентность процессов настоящего и прошлого. Эти

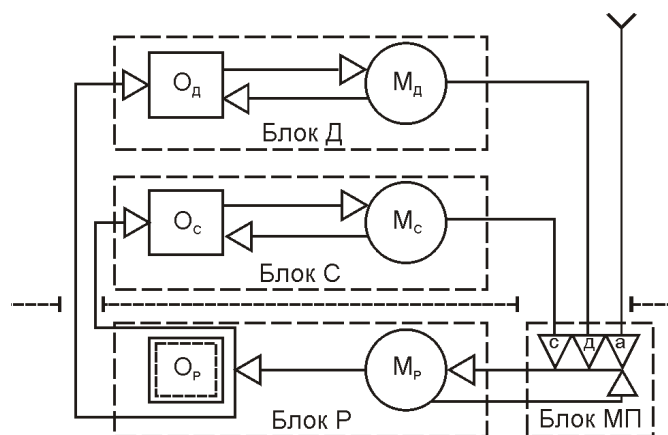


Рис. 2. Блок-схема соотношения моделей геологии:

M_c — статических, M_d — динамических, M_p — ретро-спективных

три элемента, обозначенные на схеме буквами с, д и а, образуют блок *межвременного перехода* (МП).

Значение блока МП определяется тем, что к нему приходится обращаться всегда, когда возникает необходимость проверки *достоверности* исторической модели. Действительно, от ретроспективной модели M_p к ее оригиналу O_p непосредственный переход невозможен (оригинал «погружен» в прошлое и сейчас его нет). В этом случае достоверность проверяется или своей внутренней непротиворечивостью (обращением к блоку межвременного перехода), или опять замыканием на статический и динамический оригиналы.

Из связей, изображенных на блок-схеме, между статическими, динамическими и ретроспективными моделями следует, что статические и динамические модели выступают *базовыми* по отношению к ретроспективным. Ретроспективные *выводятся* из статических и динамических с использованием постулатов (аксиом).

В методологическом отношении исторические задачи сходны с *обратными*, когда по результату требуется решить как он получен, но обратные задачи не имеют единственного решения. На неоднозначность их решения указывают поистине бесконечные дискуссии о генезисе и истории почти всех геологических объектов. Это и понятно. Даже человеческая история не восстанавливается полностью. Еще хуже положение вещей в геологии, занимающейся главным образом такими процессами, при которых мы не присутствовали. Отсюда следует, что ретроспективные модели стоит относить к *гипотезам*. По крайней мере ясно, что историческая наука (в т.ч. и историческая геология) в достоверности своих знаний уступает физико-математическим. И.Эренбург пишет, что «В математике трудно разобраться, нужна подготовка, но если поймешь, то ясно, что это именно так, а не иначе. Другое дело история — любое событие можно истолковать по-разному. Музу геометрии и астрономии Уранию художники изображали с циркулем, а музу истории Клио — с рукописью и пером» [15, с. 332].

Признание относительной достоверности ретроспективных моделей не умоляет их роли в науке [9], поскольку в итоге они базируются на реально существующих законах.

Действительно, осадочные слои земной коры включают ископаемые организмы, распределение которых в слоистой структуре подчинено закону *сукцессии* (последовательности), известному под названием закона Луи Долло. В соответствии с этим законом распределение организмов носит *направленный* и *необратимый* характер, определяющий *вектор* *наслоения*. По этому закону при нахождении в породе определенного ископаемого организма можно определять *порядок* напластований, который обозначается своим термином (по месту нахождения или осо-

бенностям состава тел). Например, если в породе встречены археоцитаты и трилобиты, то положение обозначается как кембрий (по месту в Англии), если радиолярии, кораллы, двустворки или иглокожие — как карбон (по скоплению угля) и т.д. Идею последовательности изменений ископаемых организмов в осадочном слое земной коры можно проиллюстрировать схемой (рис. 3). Естественно, что не все ископаемые организмы позволяют точно определять положение данного слоя в слоистой структуре. По одним из них это можно сделать более точно, по другим — менее точно. Организмы, по которым удается сделать точно, называют *руководящими* [4].

Осадочный слой земной коры имеет *слоистую структуру*. *Структура* — это множество *отношений* между слоями. Таким образом, тип структуры определяется *типом отношений*. Какими же отношениями определяется слоистая структура? Их можно проиллюстрировать упрощенной моделью (рис. 4). Так, слои *а* и *в* замещают друг друга по простиранию, и геолог отмечает, что они находятся на одинаковом стратиграфическом уровне (пермский, Р). Слой *а* перекрывает слой *с* или расположен «ниже» слоя *а* (последовательность напластования карбон, С и пермь, Р). Переводя содержательные определения типов отношений «на одинаковом уровне» и «выше» — «ниже» на формальный язык, мы говорим, что имеем дело с отношениями *эквивалентности* (одинаковости) и *порядка* (последовательности). Следовательно, слоистая структура — это структура, определяемая отношениями порядка и эквивалентности. На геологической карте эквивалентность обозначается одинаковым цветом и индексами, а порядок — разными цветами и индексами (девон, D — коричневый, карбон, С — серый и пермь, Р — темно-желтая).

Для всего осадочного слоя разработана модель его слоистой структуры, которую представляет Международная стратиграфическая шкала (МСШ). Основными таксономическими элементами этой шкалы выступают группа (эратема)—система—отдел—ярус. Эта шкала легко трансформируется в международную геохронологическую шкалу (МГШ) путем *интерпретации* отношений эквивалентности (одинаковости) в отношении одновозрастности, а отношений порядка (выше—ниже) в отношении разновозрастности (раньше—позже). Элементов у нее столько же как в МСШ, но названы они по времени событий: эра—период—эпоха—век. Двойственность в номенклатуре МСШ и МГШ подчеркивает, что МГШ построена на основе МСШ.

Отсюда следует важнейший методологический вывод — специфика геологии не в историзме (она как и все науки призвана открывать законы), а в особенностях *слоистой структуры ее осадочной оболочки*. В пределах осадочного слоя действует закон сукцессии, позволяющий по изменению ископаемых организмов определять *вектор* наслоения, последова-

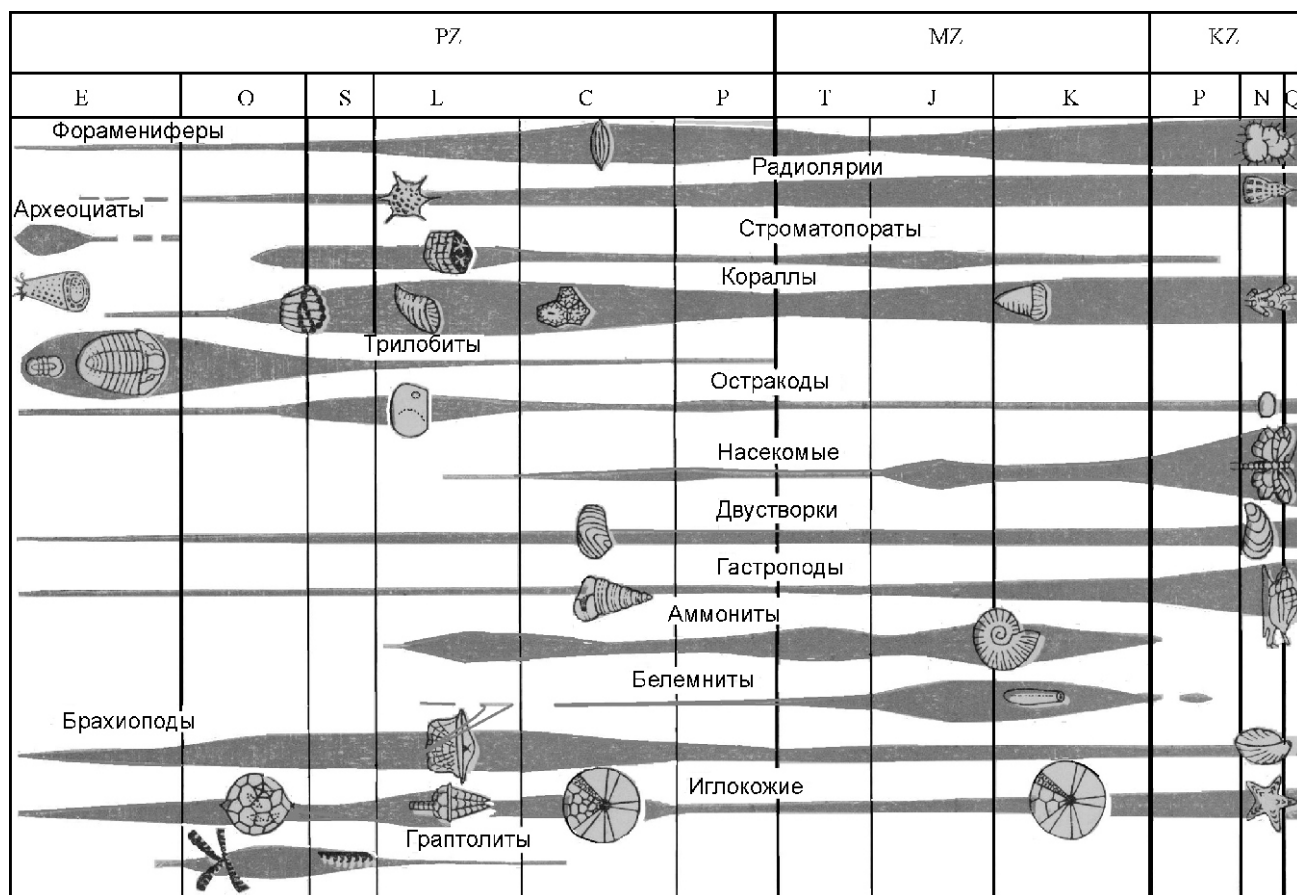


Рис. 3. Биостратиграфическая модель осадочного слоя

тельность наслоения (отношение порядка) и одинаковость положения тел (отношение эквивалентности). Если бы осадочный слой земной коры не обладал слоистым типом структуры, то, ни о каком бы «историзме» не могло быть и речи. Например, в гранит-

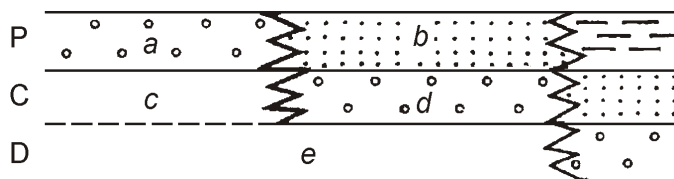


Рис. 4. Схема отношений порядка и эквивалентности в слоистой структуре

но-метаморфическом слое земной коры отсутствуют ископаемые организмы, и закон сукцессии уже не действует, а вектор наслоения не определим. Чтобы как-то оправдать возможность построения исторических моделей и для этого слоя, изощряются ввести «условный вектор наслоения», определяемый по другим признакам (распаду радиоактивных элементов, текстурам метаморфических пород и др.). Однако практика показывает, что, попадая в сферу расшиф-

ровки истории гранитно-метаморфического слоя, геолог сталкивается с непреодолимыми трудностями построения исторических моделей.

Итак, специфика геологии не в ее «историзме», а в особенностях слоистой структуры земной коры, позволяющей на основе закона сукцессии извлекать информацию о последовательности их залегания по ископаемым организмам. Последовательность в залегании интерпретируется затем как последовательность событий, т.е. строятся исторические модели, которые всегда носят *гипотетический* характер.

Новые гипотезы, предлагаемые В.В.Орленком, не являются исключением. Его *контракционная гипотеза* утверждает, что металлическое ядро имеется у всех планет и от их массы и, следовательно, гравитационного притяжения зависела масса сконцентрированного вокруг них пылегазового облака.

Палеовулканическая гипотеза тесно связана с *контракционной*, по которой огромные масштабы вулканизма ($2,24 \cdot 10^{25}$ г по массе, 14,6 км по мощности) вместе с дегазацией, дегидратацией и теплотериями привели к уменьшению массы и объема Земли. За 1 млрд.лет радиус Земли сократился на 150 км, а за всю историю — на 585 км. Следовательно, контракция Земли, по мнению В.В.Орленка, неизбежна и тектоника ее каменной (сиалической) оболочки определяется сокращением объема планеты. По этой гипо-

тезе хребты и возвышенности являются «остаточными» возвышенностями на фоне общего опускания пространства Земли. Справедливо отметить, что идея преобладания «опусканий» связана с именем П.Е.Офмана, который еще в 1938 г. излагал ее в своих исследованиях под названием концепция дискретности уплотнения (КДУ).

Совсем ортодоксальной выглядит гипотеза «светимости Солнца». Автор гипотезы скорректировал распространенное представление о «вечно» горячем Солнце, существующем со времени метagalктики, в соответствии с физической моделью полного водородного состава Светила. Согласно новой гипотезе В.В.Орленка, Солнце достигло современной светимости (6 000 К) не 5,6 млрд.лет назад, а всего лишь 400 млн. (в карбоне). Начавшееся сильное похолодание 0,5—1 млн.лет назад — это показатель падения светимости Солнца, связанное с выработкой 97% водорода, которого в нем имелось не 100%, а только 2% (как в метеоритах). Заканчивающееся межледниковье уже в текущем тысячелетии может смениться очередным наступлением ледникового периода. Поэтому проблемы современного потепления климата весьма кратковременны и могут закончиться уже в ближайшем десятилетии.

Предлагаемые гипотезы очень интересны, но от этого они не меняют своей гипотетической сущности «правдоподобных рассуждений». Как и все гипотезы, они имеют многовариантность решения.

В заключение отметим, что задача, которую ставили перед собой авторы статьи, проста:

1. Ориентировать читателя на самый важный результат научных исследований — на *открытия и изобретения*.

2. Отличать *открытия* от *гипотез* — открытие характеризуется *новизной и достоверностью* (имеют единственное решение). Методология решения исторических задач такова, что они имеют многовариантность решения и являются гипотезами.

3. Чтобы наши рассуждения не носили «декларативный» характер, они на примере книги В.В.Орленка увязаны с конкретными открытиями и гипотезами этого автора.

Удалось ли выполнить поставленные задачи, судить читателям, но любые конструктивные замечания будут приняты с благодарностью.

Работа выполнена в рамках проекта «Развитие научного потенциала высшей школы» № 2.1.1./3385.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Конюшая Ю.П.* Открытия советских ученых. —М.: изд-во МГУ, 1988.
2. *Косыгин Ю.А., Соловьев В.А.* Статические, динамические и ретроспективные модели в геологических исследованиях // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1969. № 6. С. 25—32.
3. *Максимов В.И., Тымский В.Г.* Геологу об изобретении. —М.: Недра, 1985.
4. *Михайлова И.А., Бондаренко О.Б., Обручева О.П.* Общая палеонтология. —М.: изд-во МГУ, 1989.
5. *Никитин Е.П.* Метод познания прошлого // Вопросы философии. 1966. № 8. С. 28—35.
6. *Океанология.* Геофизика океана. Т. 2. Геодинамика. —М.: Наука, 1979.
7. *Орленок В.В.* Глобальный вулканизм и океанизация Земли. —Калининград: РГУ им.И.Канта, 2008.
8. *Потоцкий В.В.* Вопросы выявления научных открытий в геологии // Вопросы изобретательства. 1981. 36. С. 13—17.
9. *Соловьев В.А.* Тектоника континентов. —Хабаровск: Наука, 1975.
10. *Тымский В.Г., Потоцкий В.В., Минеев Д.А.* Научные достижения в геологии квалифицированные в ранге открытий (аналитический обзор) // Изв. вузов. Геология и разведка. 1982. № 2. С. 3—17.
11. *Шарапов И.П.* Исследование законов в геологии. —Л., 1980. Деп. ВИНТИ. № 977-84.
12. *Шарапов И.П.* Метагеология. —М.: Наука, 1989.
13. *Шафрановский И.И.* История кристаллографии. —Л.: Наука, 1980.
14. *Шубников А.В.* У истоков кристаллографии. —М.: Наука, 1972.
15. *Эренбург И.* Избранные сочинения. Т. 9. —М.: Художественная литература, 1967.

Содержание, металлоносность, изотопия углерода и серы нефтей как показатели их генезиса

М.А.ЛУРЬЕ, Ф.К.ШМИДТ (Институт нефте- и углехимического синтеза при Иркутском государственном университете; e-mail: miklur@rambler.ru)

Наряду с укреплением доказательной базы теории органического происхождения нефти и газа растет число фактов, указывающих на возможности воздействия эндогенных факторов на нефтегенез и обоснования полигенности нефти, образование которой следует рассматривать как результат взаимодействия двух разнонаправленных вещественно-энергетических потоков. Источниками компонентов нефти следует считать не только органическое вещество, минеральный скелет природного резервуара и пластовые воды, но и глубинные эндогенные флюиды [10]. Независимо от взглядов на происхождение нефти необходимо объяснить, чем обусловлена наблюдаемая в нефти ассоциация элементов. Так, являются ли гетероэлементы, в частности сера и металлы, «спутниками», вошедшими в том или ином количестве в углеводородную систему и придающими нефти лишь некую специфику, или они в результате своих реакционных способностей, играют более существенную роль уже на ранних стадиях образования нефти, определяя ее геохимический тип, о чем свидетельствуют многочисленные данные об устойчивых прямых корреляциях между концентрациями S, V, Ni, V, относительным его количеством V/Ni, концентрациями ароматических структур, асфальтосмолистых компонентов, величинами вязкости и плотности [35]. В рамках органической теории трудно выявить подход к объяснению устойчивости этих корреляций в широком диапазоне колебаний указанных показателей.

Допущение эндогенного вклада в нефтегенез требует ответа на вопрос о том, каковы источники углерода и гетерокомпонентов абиогенной составляющей нефтей. Углерод может находиться в составе эндогенных флюидов в виде CO, CO₂ и CH₄. Распространенная точка зрения о генезисе абиогенной нефти предполагает возможность образования углеводородов в процессе гидрирования оксидов углерода водородом, входящим в состав глубинных флюидов (процесс Фишера—Тропша). Однако существует ряд причин, препятствующих протеканию данных реакций в земной коре [17]. Наличие в некоторых эндогенных газовых смесях H₂S и S⁰ [15, 19], ингибирующих реакции Фишера—Тропша, является главным препятствием их реализации. Кроме того, также как в случае концепции органического происхождения нефти, возникают значительные затруднения при объяснении причин появления в ней гетерокомпонентов, изменчивость концентраций которых подчиняется устойчивым закономерностям.

Авторами [17, 18] на основе имеющихся представлений о составах эндогенных флюидов, содержащих помимо H₂, CO и CO₂, ряд других компонентов, обладающих реакционной способностью, в частности H₂S и S⁰, предложена гипотеза о том, что пусковой реакцией образования абиогенной составляющей нефтей является взаимодействие CH₄ и его ближайших гомологов с S⁰. Известно [25, 27], что S⁰ инициирует реакции конденсации CH₄ и других углеводородов с образованием всех типов нефтяных сероорганических соединений и углеводородов вплоть до асфальтосмолистых компонентов. Особенности эволюции систем УВ—S⁰ хорошо согласуются с закономерностями изменения показателей реальных нефтей [17, 18]. Наиболее важным следует считать прямую корреляцию между серосодержанием нефтей и масштабами месторождений, которая наблюдается как для ряда стран и континентов, так и на уровне отдельного региона (Западная Сибирь) [9]. Очевидно, чем больше S⁰ в глубинном флюиде, тем масштабнее протекают процессы конденсации углеводородного газа с образованием более сернистой углеводородной системы. Подтверждением этому является существование высокосернистых нефтей, битумов [20], битуминозных нефтей, запасы которых в 3—4 раза больше остальных [31]. Наблюдаемое трудно согласуется с органической теорией, согласно которой осерненность есть, прежде всего, следствие вторичного процесса (сульфатредукции). Если исходить из этого, то в случае усиленного осадконакопления и увеличения количества органического вещества следовало ожидать, что оно в той или иной степени будет изолироваться от сульфатсодержащих вод, доступ которых к части органического вещества может быть затруднен или вообще прекратиться. Следовательно, имел бы место процесс противоположный наблюдаемой закономерности. Кроме того, необходимо учесть, что появление серы в гидросфере в виде легко растворимых сульфатов и серной кислоты происходит вследствие окислительной трансформации сульфидов горных пород, т.е. является более поздним процессом относительно взаимодействий эндогенной серы с рудными и углеводородными компонентами глубинных флюидов. Сера, находящаяся в составе биосистем, в случае образования нефти только из этого источника не может обеспечить наблюдаемого уровня серосодержания большинства нефтей [18]. Очевидно, источником значительной части серы нефтей является непосредственно глубинный флюид. По-видимому, низкое содержание серы может быть признаком увеличенного вклада в нефтяную систему биогенной составляющей.

Гипотеза [17, 18], предполагающая образование центров (полюсов) нефтенакопления вследствие взаимодействия эндогенных CH_4 и S^0 и транспорт нефти по направлению к поверхности Земли согласуется также с наблюдаемой концентрической зональностью показателей состава нефтей основных продуктивных комплексов Западной Сибири [9]. Разнонаправленно изменяются от центра к периферии две группы показателей. Уменьшаются содержания серы, асфальтосмолистых компонентов, плотность нефти, S/N , доля CH_4 относительно его гомологов, общее содержание микроэлементов, доля ванадия, соотношение VO/Ni -порфиринов. При этом повышаются газонасыщенность и отношения пристан/фитан, м-/о-ксилол, ксилол/этилбензол, 6- и 5-членных нафтен, а также доля таких металлов как Ni, Fe, Mn, Cu и Cr. Вероятно, наблюдаемая закономерность обусловлена увеличением от центра к периферии доли биогенной составляющей.

В рамках выдвигаемой авторами гипотезы можно объяснить некоторые закономерности нефтегенеза, не нашедшие объяснения с позиций существующих концепций. К ним относятся вертикальная зональность залегания нефтей с различным составом, а также зависимость показателей нефтей от преобладания в них V или Ni.

Методами статистического и кластерного анализов для большого числа нефтеносных бассейнов убедительно показано [24], что на больших глубинах находятся нефти в среднем малосернистые и малосмолистые, а чем ближе к поверхности Земли, тем выше концентрации серы, ароматических, высокомолекулярных структур и асфальтосмолистых веществ. Указанная закономерность может быть объяснена увеличением конденсационного потенциала серосодержащего компонента ($\text{H}_2\text{S}-\text{S}^0$) глубинного флюида по мере приближения к поверхности Земли. С усилением окислительной обстановки окислительное преобразование H_2S должно привести к увеличению доли S^0 и степени конденсированности углеводородной системы. По сравнению с элементной серой H_2S практически не обладает способностью конденсировать углеводородные структуры [25, 28]. Поэтому увеличение содержания H_2S с глубиной, по-видимому, является причиной уменьшения конденсированности ниже расположенных углеводородных систем. Наблюдаемые высокие концентрации H_2S на больших глубинах подтверждают это. Так, например, содержание его в Астраханском газоконденсате при глубине 3—4 км превышает 24—25% [10, 11]. Возможное объяснение пространственной изменчивости состава нефтей по вертикали с позиций теории органического происхождения за счет разрушения нефтяных структур при их погружении противоречит данным [8] об увеличении доли менее устойчивых серосодержащих компонентов с глубиной. Их относительное количество при погружении и разрушении должно было бы уменьшаться.

Наличие металлов (V и Ni) в составе глубинных флюидов [15, 16, 29], обладающих реакционной способностью и прежде всего каталитическими свойствами может существенно влиять на эволюцию флюида. С этим же связано и вхождение металлов в нефть в составе различных соединений. Отличия в характере каталитического воздействия V и Ni на углеводородные структуры и количественном соотношении их в отдельных флюидных системах должны придавать нефтям ту или иную специфику. Имеющиеся данные подтверждают это. «Никелевые» нефти (Ni V) находятся на больших глубинах, легкие, с низким содержанием сероорганических соединений, смол и асфальтенов, содержат H_2S , а «ванадиевые» (V Ni) залегают на не больших и средних глубинах (1—3 км), являются высокосернистыми, тяжелыми и высокосмолистыми [20, 22]. Наблюдаемые закономерности вполне соответствуют характеру ожидаемых воздействий данных металлов. По отношению к углеводородным системам Ni и V явные антагонисты. Никель относится к гидрирующим агентам и поэтому может восстанавливать S^0 до H_2S . При этом, являясь активным компонентом катализаторов гидрообессеривания нефти, он способствует разрушению связи C—S в сероорганических соединениях с образованием H_2S . Преобладание Ni приводит к ослаблению конденсирующего воздействия серосодержащего компонента флюидов. В результате уменьшаются конденсированность нефти и ее серосодержание. Ванадий и его соединения, являясь катализаторами окисления, в присутствии такого окислителя как S^0 должны усиливать процессы окислительной дегидроконденсации углеводородов. Особенно важным следует считать способность сульфида ванадия окислять H_2S до S^0 [37], что, в свою очередь, усиливает конденсационную способность серосодержащего компонента флюидов и способствует утяжелению нефти и ее серосодержания.

Возникновение парагенезиса V S с повышенными концентрациями — характерная черта многих углеводородных систем (тяжелые сернистые нефти, битумы асфальтиты, сланцы). В твердых битумах содержания V 4,5 кг/т, в тяжелых сернистых нефтях 6 кг/т [2, 20]. В связанной с сернистой нефтью залежи асфальтитов концентрация V доходит до 6% с образованием сульфида VS_2 [1].

Особый интерес для исследования причин парагенезиса V и S представляет сопоставление свойств «ванадиевых» нефтей и сланцев. По содержанию ванадия (несколько килограмм на тонну), условиям залегания, изотопии углерода они геохимически соответствуют друг другу, что отражает сопряженность концентраций ванадия с углеводородной генерацией в магматических очагах и указывает на близость механизмов образования черных сланцев с генезисом «ванадиевых» нефтей [20]. Поступление V и S в таких количествах из живого вещества невозможно. Это свидетельствует о привносе их из глубин углеводородными флюидами. Так как

формирование сланцев сопровождается массовым поступлением H_2S из глубин [20], можно полагать, что именно способность VS_2 генерировать S^0 [37] приводит к интенсификации процессов конденсации углеводородных систем.

Более близкое расположение «ванадиевых» нефтей по сравнению с «никелевыми» к поверхности Земли возможно связано с высокой миграционной активностью ванадия, совместным с углеводородами продвижением в составе флюидного потока, высоким сродством к углеводородам и, как следствие, концентрированием в процессе их эволюции. Содержание ванадия в сланцах вдвое выше, чем в осадочных породах, а образование его сульфидного месторождения возможно только в связи с крайне высокосернистой нефтью [20]. В США две трети добываемого ванадия извлекается из нефти [1]. В отличие от этого сульфид никеля кристаллизуется в породах огромными массивами.

По мере продвижения флюида к поверхности Земли и усиления окислительной обстановки может увеличиваться доля окисленной формы (V^5), которая согласно работе [14] является миграционно-активной. Исследование кернов пород в местах залегания западносибирских нефтей методом вторично-ионной масс-спектрометрии [3] показало, что интенсивность пиков ванадия увеличивается с уменьшением глубины залегания. Применительно к никелю подобной закономерности не наблюдалось.

Для подтверждения возможности абиогенного синтеза нефти в глубинах Земли следует использовать изотопные соотношения углерода в различных углеродсодержащих системах. Известна общая тенденция обогащения изотопом ^{13}C по мере окисления углерода:



Концентрация тяжелого изотопа (^{13}C) для CH_4 (биогенного и геотермального) составляет 30...

70‰, CO_2 атмосферного 7, а мрамора 3‰ [33]. Из приведенной закономерности изменения изотопного состава углерода по мере изменения степени окисленности (восстановленности) следует, что в случаях многокомпонентных углеродсодержащих систем, в которых изменяется количественное соотношение компонентов с различной степенью окисленности (восстановленности) углерода, диапазон изменения значений ^{13}C может достигать больших величин. Так, для белков, углеводов, целлюлозы, лигнина и липидов [23] он составляет (в ‰): 17... 28, а для растений, органическое вещество современных осадков и нефти 6... 34, 10... 32, 18... 34 соответственно [33]. В керогене метаморфизованных пород под влиянием процессов окисления, восстановления и других разброс значений ^{13}C 33... 13; в различных компонентах органическое вещество 36... 16,5‰; битумах 36... 15,5 [31]. Поэтому

применять показатели изотопного состава углерода сложных углеводородных систем «напрямую» при исследовании генезиса нефти недостаточно продуктивно. Целесообразнее использовать изотопные соотношения для более узких фракций углеводородных систем и индивидуальных углеводородов.

По данным работы [13], ^{13}C для CH_4 разных месторождений находится в пределах 36... 46‰. Для жидких алканов нефти происходит смещение до 31... 38‰, а для ароматической фракции — до 27... 30‰ [5]. Согласно работы [26], обогащение ^{13}C наблюдается в ряду:

CH_4 (38... 46) жидкие УВ нефти (27... 38)
нефтяные битумы, асфальтиты (18... 24) мантийный CO_2 (7,2) тяжелые алмазы (2,0... 7,2‰).

В целом углерод в природном газе обеднен ^{13}C сильнее, чем ассоциирующаяся с ним нефть [33]. Из книги [7] известно, что асфальтены нефтей по сравнению с другими нефтяными компонентами имеют самый тяжелый изотопный состав углерода. С ростом содержания асфальтенов в нефтях Западной Сибири увеличивается обогащенность ^{13}C тех и других [9]. К фактам, подтверждающим утяжеление изотопного состава углерода при последовательном увеличении степени конденсированности, относятся также показатели образующихся в гидротермальных процессах битумов включений в минералах [34]. Для жидких нефтеподобных битумов ^{13}C составляет (в ‰): 23... 33, малый 24, асфальтенов 23, керитов

19. Аналогичная закономерность наблюдается и в рядах индивидуальных углеводородов. Обогащение тяжелым изотопом прослеживается с увеличением молекулярной массы для газовых систем C_1-C_4 [33]. В частности, в случае гигантских месторождений Китая ^{13}C составляет (в ‰) для CH_4 34, C_2 26, C_3 25 и C_4 23 [36]. В гидротермальном поле хр.Хуан-де-Фука ^{13}C в CH_4 находится в диапазоне 51... 54‰, для C_{2-7} (в основном, алканы) обогащение ^{13}C достигает 20... 25, а для толуола 20 [21].

В качестве модели изотопного фракционирования в ходе преобразований углеводородов А.П.Руденко и И.И.Кулаковой [26] предложено рассмотреть процесс абиогенной поликонденсации CH_4 . При каталитическом его уплотнении обогащение ^{13}C наблюдается в ряду:

CH_4 летучие продукты уплотнения
нелетучие [4].

Направленность изменения изотопных соотношений, наблюдаемых для компонентов реальных нефтей и нафтидов, подобна проявившейся в указанной модели. Поэтому вывод о том, что изотопный состав углерода в нефтяных системах определяется изотопным фракционированием в конденсационных абиогенных процессах и свидетельствует о существенном их вкладе в нефтеобразование, вполне правомерен.

Если исходить из концепции происхождения нефти только из органического вещества осадочных пород, то следовало ожидать обогащения ее тяжелым изотопом по сравнению с органическим веществом, т.к. связи, образованные легким изотопом, менее прочны [33], и в ходе деструктивного преобразования органического вещества в нефть должно происходить удаление структур, содержащих легкий изотоп. Однако ожидаемое обогащение выявить трудно.

Изотопный состав дейтерия в нефтях и CH_4 нефтегазовых залежей, как отмечается в работах [23, 26], также свидетельствует о глубинном происхождении этих углеводородных систем. Следует напомнить, что из 450 открытых месторождений нефти только 54 связаны с осадочными породами [12], а по данным работы [32] из 600 осадочных бассейнов в мире только одна треть нефтеносна.

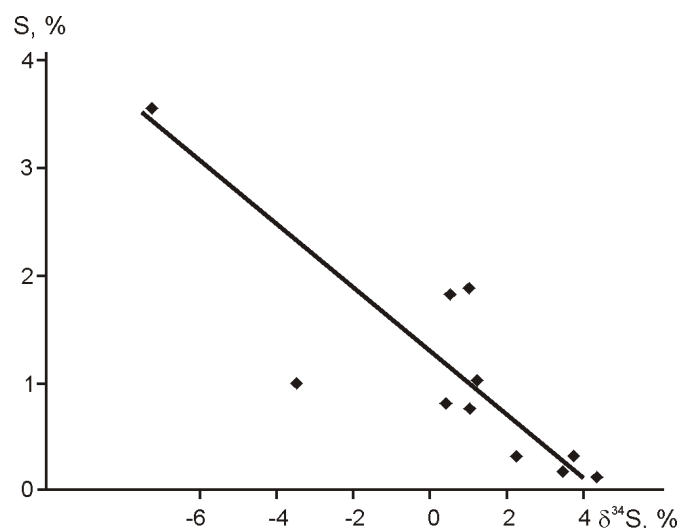
Важнейшим аргументом, свидетельствующим в пользу того или иного мнения об источнике серы в нефтях, может быть результат сопоставления изотопных составов серы мантийного происхождения, морской (океанической), осадочной, биосистем и собственно нефтей. Величина ^{34}S в нефтях колеблется от 8 до 32‰, но для значительного количества месторождений (морского происхождения, мелового, третичного и поздне триасового возрастов Западной Сибири) диапазон изменений значительно меньше (от 7 до 5‰) [9, 33].

Одной из причин колебаний величины ^{34}S могут быть различные вклады мантийной, сульфатной S и S биосистем в серосодержание нефтей.

Существенное отличие изотопных составов серы в мантии от метеоритной маловероятно. В связи с этим следует обратить внимание на близость ^{34}S самородной формы S (2,5... 4,0‰) соляных куполов, содержащих нефть (Мексика), и мантийной серы [33]. Даже в случае лишь мантийного происхождения серы нефтей, очевидно, возможны некоторые колебания ее изотопного состава из-за изменения изотопного состава мантийной серы. Изотопный состав может в определенной степени зависеть от температуры, состава магмы, фугитивности серы. Так, для сульфидных магматических минералов отклонения ^{34}S находятся в пределах 11... 9‰ [33].

Рассматривая возможность вхождения сульфатной серы в нефть необходимо иметь ввиду, что выделяющийся при редукции H_2S обладает более слабой способностью по сравнению с S^0 «осернять» углеводородные структуры. К тому же бактериальная сульфатредукция (на стадии диагенеза, при низких температурах) приводит к сильному обеднению восстановленных форм серы тяжелым изотопом. Величина ^{34}S сульфатной серы гидросферы и сульфатов осадочных пород находятся в пределах +20...+30‰. В H_2S ^{34}S достигает 11... 50‰, а в сульфидной фазе в зоне диагенеза значение этой величины находится в диапазоне 10... 40‰ [6, 33], что сильно отличается от изотопно-

го состава серы нефтей. При низкотемпературной сульфатредукции процесс «осернения» углеводородных структур вряд ли происходит достаточно интенсивно. В условиях термической сульфатредукции скорость этого процесса может возрастать. С ростом температуры вместе с тем должен затухать эффект изотопного фракционирования. В некоторых случаях S в H_2S и исходных сульфатах в условиях высокотемпературной сульфатредукции не различима по изотопному составу, а значение ^{34}S в H_2S газов крупных углеводородных провинций находится в пределах 10... 15‰ [6]. Поэтому термическая сульфатредукция может способствовать обогащению серы нефтей тяжелым изотопом. Определенное обогащение может также происходить из-за вхождения в нефть биоструктур, в которых, как известно [33], ^{34}S составляет 15... 20‰. В связи с этим особый интерес для выявления источников серы нефтей представляет изотопный состав серы нефтей Западной Сибири, в пластовых водах которых отсутствуют сульфаты, а величина ^{34}S для этих нефтей находится в пределах 7,4... 4,3‰ [9]. Если допустить, что отсутствие сульфатов обусловлено полным их восстановлением с «включением» серы в состав нефти, то следовало бы ожидать высокого обогащения тяжелым изотопом (до 20... 30‰). Отсюда можно заключить, что не сульфатредукция, а серы биосистем и мантийная должны быть источником серы данной группы нефтей. Однако биосистемы из-за низкой концентрации в них серы, не могут обеспечить наблюдаемое в большинстве нефтей содержание серы. С его уменьшением и возможно связанным с этим увеличением вклада биосистем следует ожидать из-за более высокого значения в них ^{34}S некоторого обогащения нефти тяжелым изотопом серы, что и прослеживается в действительности для данного региона (см. рисунок) и других нефтей и конденсатов [9].



Зависимость ^{34}S от концентрации серы в нефтях Западной Сибири

Таким образом, предполагаемое авторами взаимодействие эндогенных CH_4 (его ближайших гомологов) и S с последующим протеканием конденсационных процессов и образованием нефтяных компонентов не противоречит комплексу данных о закономерностях изотопного фракционирования C и S, происходящего в процессах эволюции природных систем.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авдонин В.В., Бойцов В.Е., Григорьев В.М. и др. Месторождения металлических полезных ископаемых. — М.: Трипта, 2005.
2. Бескровный Н.С. Нафтометаллогения: единство нефти и рудообразования // Журнал Всес. хим. общ-ва им. Д.И. Менделеева. 1986. Т. XXXI. № 5. С. 569—574.
3. Билотас О.П., Цыро Л.В., Унгер Ф.Г. Исследование кернов методом вторично-ионной масс-спектрометрии / Химия нефти и газа. Т. 1. — Томск, 2000. С. 101—103.
4. Бобров В.А., Дигонский С.В., Кривомазова И.Г. Происхождение ископаемых углеродистых веществ / Дегазация Земли и геотектоника. — М.: Наука, 1985. С. 88—89.
5. Богачева М.П., Кодина Л.А. Внутримолекулярные изотопные эффекты в биологических соединениях и продуктах их геохимических превращений / Дегазация Земли и геотектоника. — М.: Наука, 1985. С. 66—69.
6. Виноградов В.И. Изотопный состав серы на рубеже неопротерозой—кембрий — пограничный конфликт? // Литология и полезные ископаемые. 2007. № 1. С. 3—17.
7. Галимов Э.М. Исследования органического вещества и газов в осадочных толщах дна Мирового океана. — М.: Наука, 1973.
8. Герасимова Н.Н., Николаева Т.Н., Коваленко Е.Ю. и др. Распределение азот- и сероорганических соединений в нефтях юрского и палеозойского комплексов Западной Сибири // Нефтехимия. 2003. Т. 43. № 4. С. 266—272.
9. Гончаров И.В. Геохимия нефтей Западной Сибири. — М.: Недра, 1987.
10. Дмитриевский А.Н. Судьбоносные загадки нефтегазовой отрасли // Вестник РАН. 2008. Т. 78. № 8. С. 704—711.
11. Еременко Н.А., Чилингар Г.В. Геология нефти и газа на рубеже веков. — М.: Наука, 1996.
12. Краюшкин В.А. К теории глубинного небиотического происхождения нефти и природного газа / Прогноз алмазности фундамента молодых и древних платформ. — Казань: изд-во Казан. ун-та, 2001. С. 120—123.
13. Куклинский А.Я. Изотопный состав углерода метана нефтяных, газоконденсатных и газовых месторождений / IX Всесоюзный симпозиум по стабильным изотопам в геохимии. Т. 1. — М.: изд-во АН СССР, 1982. С. 256—257.
14. Куспанова Б.К., Насыров А.Р., Ишмухамбетова и др. Использование метода ЭПР для определения общего ванадия в нефтях и их золах / Химия нефти и газа. Т. 1. — Томск, 2000. С. 121—123.
15. Летников Ф.А. Сверхглубинные флюидные системы Земли и проблемы рудообразования // Геология рудных месторождений. 2001. Т. 43. № 4. С. 291—307.
16. Летников Ф.А. Флюидный механизм деструкции континентальной земной коры и формирование осадочных нефтегазовых бассейнов // Докл. АН. 2005. Т. 401. № 2. С. 205—207.
17. Лурье М.А., Шмидт Ф.К. Конденсационные превращения эндогенного метана под воздействием серы — возможный путь генезиса нефти // Российский химический журнал. 2004. Т. XLVIII. № 6. С. 135—147.
18. Лурье М.А., Шмидт Ф.К. О возможности абиогенного образования нефтегазовых систем // Отечественная геология. 2008. № 1. С. 10—18.
19. Малышев А.И. Особенности поведения серы в магматическом процессе // Докл. АН. 2000. Т. 374. № 5. С. 675—677.
20. Маракушев А.А., Маракушев С.А. Природа геохимической специфики нефти // Докл. АН. 2006. Т. 411. № 1. С. 111—117.
21. Маракушев А.А., Маракушев С.А. Окислительно-восстановительные фазии углеводородов и образование нефти // Докл. АН. 2007. Т. 414. № 1. С. 83—89.
22. Нукунов Д.Н., Пуланова С.А. Современные проблемы геологии нефти и газа. — М.: Научный мир, 2001.
23. Пирогов С.Ю., Акулов Л.А., Ведерников М.В. и др. Природный газ. Метан. — СПб: Профессional, 2006.
24. Полищук Ю.М., Яценко И.Г. Пространственная изменчивость химического состава нефтей Евразии // Геология нефти и газа. 2001. № 5. С. 40—44.
25. Реакции серы с органическими соединениями / Под ред. М.Г. Воронкова. — Новосибирск: Наука, 1979.
26. Руденко А.П., Кулакова И.И. Глубинный синтез углеводородов нефти и газа в открытых каталитических системах и возможность существования месторождений с самовозобновляемыми запасами / Генезис углеводородных флюидов и месторождений. — М.: ГЕОС, 2006. С. 68—83.
27. Савченко В.И., Диденко Л.П., Завьялова Л.В. Взаимодействие метана с серой с образованием продуктов парциального окисления и конденсации метана // Кинетика и катализ. 1996. Т. 37. № 2. С. 165—170.
28. Савченко В.И., Диденко Л.П., Семенцова Л.А. Термодинамическая возможность образования продуктов конденсации при взаимодействии метана с сероводородом // Нефтехимия. 1998. Т. 38. № 1. С. 68—74.
29. Слободской Р.М. Элементоорганические соединения в магматогенных и рудообразующих процессах. — Новосибирск: Наука, 1981.
30. Сингаевский Е.Д., Щегольков Ю.В., Витоженц Г.Ч. и др. Изотопно-геохимические признаки трансформации углей и битумов при формировании различных типов рудной минерализации. Сообщение 1. Изотопно-геохимические признаки структурной трансформации углей и битумов // Литология и полезные ископаемые. 2007. № 5. С. 468—485.
31. Технология переработки нефти. Ч. 1. Первичная переработка нефти / Под ред. О.Ф. Глаголевой. — М.: Химия, 2006.
32. Трофимов В.А., Корчагин В.И. Развитие представлений о формировании месторождений нефти (с позиции их глубинного происхождения) // Геология нефти и газа. 2005. № 2. С. 51—54.
33. Фор Г. Основы изотопной геологии. — М.: «Мир», 1989.
34. Шумянский В.А., Ленский С.Д. Изотопный состав углерода гидротермальных битумов в зависимости от температуры их образования // IX Всесоюзный симпозиум по стабильным изотопам в геохимии. Т. 1. — М.: Наука, 1982. С. 62—64.
35. Эйгенсон А.С. О противостоянии двух концепций нефтегазообразования // Химия и технология топлив и масел. 1998. № 3. С. 3—5.
36. Dai J., Li J., Ding W. et al. Geochemical characteristics of natural gas at giant accumulation in China // Journal of Petroleum Geology. 2007. Vol. 30 (3). Pp. 275—288.
37. Janssens J.P., van Langeveld A.D., Moulijn J.A. Characterization of alumina- and silica-support vanadium sulphide catalyst and their performance in hydrotreating reactions // Applied Catalysis A: General. 1999. Vol. 179. № 1—2. Pp. 229—239.

О природе превращений золота в рудогенезе

Ю.И.БАКУЛИН (Представительство НП «Горнопромышленники России» в Дальневосточном федеральном округе; e-mail: y-1936@yandex.ru)

В геохимии золота известно немало парадоксальных ситуаций, на которые исследователи обращали внимание. Наиболее контрастным является несоответствие широкой подвижности золота по всему диапазону природных процессов инертным геохимическим свойствам элемента. Автор публикации высказывался по этому поводу в 1998 г. [2, с. 128]: «если большинство металлов, образуя электрически заряженные ионы, при изоморфизме имеют более или менее прочные связи с минералами-хозяевами, то золото, являясь в большинстве случаев электрически нейтральным, замещает вакансии в дефектах кристаллов, адсорбируется на поверхностях, гранях роста и образует другие непрочные связи... Поэтому практически любое воздействие на минерал-носитель золота (особенно развивающееся в условиях сжатия) приводит к его высвобождению и переходу в новое состояние — либо в другой минерал, либо в подвижную фазу, а кристаллизация золота как самородного металла характерна для обстановок разуплотнения». Еще раньше в работе [1] было сказано по поводу роста золота в россыпях и «облагораживания» его (очищение от примесей серебра) не химическим путем, а за счет уникальной физической константы — низкой температуры Дебая.

В те времена о наногеохимии еще не помышляли. В настоящее время фактов не химических превращений стало больше и назрела необходимость их обобщения с целью исследования не чисто химического поведения золота в природных процессах.

Что такое наногеохимия? *Наногеохимия — это превращение, перемещение и накопление химических элементов не химическим путем, в т.ч. в составе ассоциаций элементов, называемых кластерами.*

Отдавая отчет уязвимости для критики этой формулировки, можно предложить более нейтральное выражение: *превращение, перемещение и накопление химических элементов в период между обособлением атомов и формированием кристаллов и последующие превращения не химическим путем.*

Можно совсем упростить, если привязаться к размерам частиц, участвующих в процессах, но важно не утратить сущность процессов. Важная особенность таких изменений заключается в том, что они определяются не столько химическими свойствами элементов, сколько свойствами ассоциаций элементов и здесь всегда присутствует, если не является важнейшим, физический компонент. В действительности это качественно новый уровень свойств, отличных от свойств атомов и кристаллов в широких вариациях свойств, в т.ч. с появлением наноэффек-

тов, т.е. существенных изменений. Формирование кластеров, в т.ч. нанообъектов, происходит по специфическим правилам, не поддающимся описанию только классическими химическими законами.

Сопоставим: 1) размер радиуса атома золота — 0,1442 нм (10^{-8} м); 2) плотность атомов золота на поверхности монокристалла Au(111) — $1,4 \cdot 10^{15} \text{ см}^{-2}$; 3) согласно правилу IUPAC (Международный союз чистой и прикладной химии) наносистемами считаются объекты 100 нм хотя бы по одному измерению (т.е. не более 347 атомов, или на 4 порядка меньше, чем на поверхности кристалла); 4) диапазон длин волн видимого света 400—750 нм.

Исследовательская группа Лай Шенг Ванга [3] установила, что оптимальные размеры для образования каркасных кластеров золота составляют 16, 17 и 18 атомов. При меньшем числе атомов золота в кластере формируются плоские кластеры. По данным этого исследователя, атомы золота в объемном кластере золота образуют правильные треугольники, благодаря чему он похож не на футбольный мяч, как фуллерен углерода C_{60} , а на страз правильной огранки. Диаметр полости внутри кластера золота равен 0,6 нм, что оказывается вполне достаточным для поглощения малых атомов.

В гидротермальных системах в начальных стадиях их развития функционируют плоские кластеры золота. К такому выводу исследователи вынуждены прийти в связи с низкими концентрациями золота в системе и простотой нахождения в системе, возможностями многократно менять субстанцию в ходе развития процесса (растворы, гели, вхождение в решетки других минералов и др.), но непрерывно нарастающая степень концентрации. На всем протяжении процесса рудообразования золото представлено в виде кластеров в системе в одной из перечисленных не стабильных субстанций и не образует минеральной формы. Золото в кластерах находится в активированной форме, излучая 2,5—4,0 эВ по мере уменьшения количества атомов в кластере от 15 до 4 [6]. Активность кластеров в связи с этим не изучена. В ионную форму оно переходит в присутствии галогенов. Однако даже растворение золота галогенами — это путь к сегрегации наночастиц, т.к. при восстановлении из низко концентрированных растворов образуются коллоидные растворы — гидрозоли [5].

Повышение концентрации золота в системе ведет к образованию объемных кластеров с возрастающим количеством атомов, а кристаллическая структура золота начинает формироваться при разуплотнении, соответствующем 1,021 нм на 1 атом ($\sim 10,21$).

Систематизация нанообъектов и процессов. Существование кластеров золота (плоских, а затем и объемных) в начальные стадии рудного процесса до степени разуплотнения 1,021 нм на 1 атом исследователи вынуждены принять. Такая рудоносная система в рассматриваемом аспекте имеет 2 степени свободы: концентрация золота и разуплотнение (сжатие) системы. Таким образом, теоретически возможное число состояний системы равно 4, они влияют на продуктивность и другие свойства.

Помимо золота образование плоских кластеров, закручивающихся по мере повышения концентрации в объемные формы, характерно для углерода, формирующего устойчивые образования (фуллерены), называемые нередко молекулами [4, 7]. Установлена способность образования наночастиц кремнием и алюминием. Особенность углерода заключается в том, что он допускает атомы металлов при образовании структур типа фуллеренов (железо, благородные металлы) и может помещать металлы внутрь сфер и трубок. «Молекула» фуллерена C_{60} (типа «футбольного мяча», состоящего из 60 атомов углерода) имеет полость 0,75 нм.

Геохимическое родство золота и серебра сохраняется на наноуровне за счет близких размеров атомов (1,442 и 1,444 нм соответственно) и выражено формированием взаимозамещений в широких пределах.

Особенность металлокластеров образовывать при увеличении числа атомов плоские структуры, установленная Лай Шенг Вангом [3], создает более благоприятные условия для осаждения кластеров на поверхности кристаллов и позволяет использовать другие неоднородности среды для ассоциирования с ними. Здесь, как представляется, начинается новая стадия развития нанообъектов — эпигенетическая: изменение жильных и рудных минералов, перемещение кластеров, укрупнение их с образованием кристаллических обособлений золота.

Следовательно, известные данные дают возможность систематизировать наногеохимию золота следующим образом:

1. Нанообъекты:

кластеры золота: плоские, объемные;
кластеры золота—серебра;
кластеры на основе углерода: фуллерены, металлокластеры;
кластеры других элементов рудоносных систем: кремний, алюминий и др.

2. Нанопроцессы:

рост кластеров по мере повышения концентрации золота в системе;
отложение кластеров на гранях роста жильных и рудных минералов и других неоднородностях кристаллов (захват кластеров кристаллами);
эпигенетические и пострудные изменения, направленные на укрупнение наночастиц, образование кристаллических структур и их рост.

В заключение следует подчеркнуть, что констатируя образовавшееся отставание в изучении наноуровня процессов рудообразования, следует признать, что эффективным способом его устранения являлись бы целенаправленные исследования по обозначившимся объектам и процессам. По каждому из компонентов следует выделить экспериментальную часть и изучение реальных природных объектов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бакулин Ю.И. О природе «облагораживания» золота // Докл. АН СССР. 1983. Т. 271. № 2. С. 396—397.
2. Буряк В.А., Бакулин Ю.И. Металлогения золота. — Владивосток: Дальнаука, 1998.
3. Золотые клетки для атомов и молекул // Новости химии. www.ChemPort_Ru.mht.
4. Зотов А.В., Саранин А.А. Магические кластеры и другие атомные конструкции // Природа. № 6. www.VIVOS.VOCO.Mht.
5. Леенсон И. Золото. www.krugosver.ru.
6. Онищенко Е. Золотые «нанолампочки». www.scientific.ru/journal/news/1104/n121104.html.
7. Фуллереновая модель образования структуры железоуглеродных сталей. <http://rusnauka.narod.ru/lib/phisic/destroy/glava5.htm>.

К дискуссии по статье «Критические замечания по тектонике плит с позиции пульсационного развития Земли»*

А.И.ОБРАЗЦОВ (Тулский государственный университет; e-mail: obrazai@rambler.ru)

На страницах журнала публикуются дискуссии, посвященные актуальным проблемам геологической науки. Статья Н.В.Короновского и М.А.Гончарова** посвящена публикации Н.И.Дерябина. Объектом критики авторы избрали содержащиеся в статье И.И.Дерябина неточности, опечатки, некорректные выражения и, в особенности, оценку тектоники литосферных плит как «лженаучная». С критикой нельзя не согласиться, но вызывает недоумение переоценка тектоники литосферных плит с обратным знаком и полный отказ от рассмотрения непреодолимых противоречий в этой гипотезе, указанных многими специалистами в статьях, монографиях и сборниках трудов (Н.П.Васильковский, А.Ф.Грачев, В.Б.Караулов, Дж.Кеннеди, О.К.Леонтьев, В.В.Орленок, Н.И.Павленкова, А.В.Пейве, И.А.Резанов, А.Н.Савельев, Х.Такеуч, Е.Н.Успенский, В.С.Федоровский и др.). Приводить их здесь нет необходимости. Заинтересованные в научной аргументации сторонники тектоники литосферных плит сами *обязаны* (таково требование научной этики) найти пути преодоления противоречий или отказаться от гипотезы.

Тектоника литосферных плит определяется авторами как «*современная геологическая парадигма, признанная во всем мире и давшая геологии замечательные открытия*». Эти положения не соответствуют действительности, а внедрение в умы студентов и школьников, использование для поисков и разведки месторождений неверной во многом гипотезы наносит ущерб отечественной геологии.

Подмена понятий, перенос их с одной системы на другую — не безвредно даже в быту, а в научном мире выходит за грань допустимого. Термин «парадигма» введен философом и историком науки Томасом Куном как «система понятий и законов, отражающих в данную эпоху наиболее существенные черты действительности». Под действительностью понимается весь наблюдаемый физический мир, Вселенная, а не отдельные геосферы Земли. Другое поясняющее толкование касается изучения мира — «исходная концептуальная схема постановки проблем и их решения или система методов исследования, господствующая в определенный период в научном сообществе».

Смену парадигм Т.Кун связывал с изменением миропонимания при научно-технических революциях.

Приношу извинения за ссылки на известные положения. Надеюсь, читатель убедился, что понятие парадигмы не имеет ничего общего с «тектоникой плит» ни по содержанию, ни по объему. Автор настоящей публикации почти 50 лет занимается изучением и разведкой рудных месторождений, отслеживает успехи в геологической теории. Никакие замечательные открытия, *бесспорно вытекающие* из тектоники литосферных плит, не известны.

Предметом научных дискуссий нужно избрать содержание тектоники литосферных плит, ее основные положения, обоснованность и полноту аргументации, а не отношение к ней или форму выражений, даже неудачных. Так, в математике не бывает и не может быть наполовину доказанной теоремы, или она доказана исчерпывающим образом и тогда признается научным сообществом, или доказательства не существует. Поднять геологию до уровня математики по строгости и логичности в ближайшее время едва ли возможно, но соблюдать определенную систему правил необходимо любому автору гипотезы.

Снятие и преодоление противоречий как *обязанность авторов* и активных защитников любой гипотезы — требование не только научной, но и юридической этики. В критике тектоники литосферных плит указаны почти два десятка противоречий, разрушающих сами основы этой «признанной во всем мире» теории. Они не исчерпываются указанными выше авторами несоответствиями в тектонике плит.

Астеносфера в геометрическом смысле не существует. Под большей частью континентов она не обнаружена, а территория океанов изучена полноценными (по глубине определения) методами сейсмического зондирования не более чем на 10—12%. Глубина астенослоев (или линз), там, где они установлены, в разных регионах изменяется от 60 до 350 км. Это значит, что нам не известны нижняя граница литосферы, толщина «литосферных плит», нижняя граница приписанного им конвективного движения.

Как в рамках тектоники литосферных плит объяснить направление движения Тихоокеанской плиты в настоящую эпоху в сторону Японо-Курильско-Камчатского или Алеутского желобов, на запад или на север? Где место приложения и направление «толкающей» силы, где области «спрединга» симметрично-дополнительные одновременной «субдукции» в Курильском и Алеутском желобах? Никто не отвечает на эти вопросы, но упорно продолжают навязыв-

*Дерябин Н.И. Критические замечания по тектонике плит с позиции пульсационного развития Земли // Отечественная геология. 2007. № 6. С. 81—88.

**Короновский Н.В., Гончаров М.А. О статье Н.И.Дерябина «Критические замечания по тектонике плит с позиции пульсационного развития Земли» // Отечественная геология. 2009. № 3. С. 93—95.

вать насквозь противоречивую и не сбалансированную гипотезу. Необходимым условием реализации тектоники литосферных плит с раскрытием и закрытием океанов является конвекция с замкнутыми ячейками, протекающая постоянно в одной ячейке и с одним направлением на протяжении порядка 10^8 лет. Полная конвекция с постоянными замкнутыми ячейками реализуется только в жидкостях и расплавах при равновесном подводе и отводе тепла. В условиях земной коры она невозможна, а в тектонике литосферных плит даже не аргументирована. В геологии имеют место лишь локальные перемещения масс, связанные с восстановлением изостатического равновесия, изостатической компенсацией.

Чем можно объяснить широкую *«признанность во всем мире»* тектоники плит? Если судить по наибольшему числу «поверивших» в нее, главным образом школьников, студентов и общественности, то это объясняется системой массовой пропаганды на телевидении, в учебниках, детских энциклопедиях, по-

добной шоу-бизнесу, рассчитанной на некомпетентность слушателя и читателя. Кому это нужно и почему? Ответ предлагаю найти самому читателю. Другая группа, небольшая числом, включает специалистов геологов и геофизиков, принявших тектонику литосферных плит на веру и непотрудившихся достаточно критически проанализировать физические, механические и просто логические аспекты тектоники литосферных плит. Им, вероятно, следовало ответить хотя бы себе на указанные противоречия.

Вношу предложение провести открытую дискуссию по затронутой проблеме на базе крупного научного центра, например, Московского государственного университета, Российского геологического университета, Геологического института РАН или Министерства природных ресурсов и экологии Российской Федерации, на которой обсудить состояние теоретических основ геологии и послушать ответы защитников тектоники литосферных плит на указанные принципиальные противоречия.

85-летие Анатолия Антоновича Шаркова

23 декабря 2009 г. Анатолию Антоновичу Шаркову, ведущему научному сотруднику Всероссийского института минерального сырья, кандидату геолого-минералогических наук, исполнилось 85 лет.

Анатолий Антонович родился в г.Одесса в 1924 г. По окончании седьмого класса продолжил учебу в Одесской артиллерийской специальной школе, в составе которой после начала войны в 1941 г., был эвакуирован в г.Сталинабад. В 1943 г. закончил десять классов в спецшколе и был направлен в Харьковское артиллерийское училище, находившееся в эвакуации в Узбекской ССР в г.Фергана. В ноябре 1944 г. ему присвоили звание младшего лейтенанта и отправили на фронт.

С декабря 1944 г. по май 1945 г. участвовал в боевых операциях вооруженных сил Советского Союза на 1-ом, 2-ом и 3-ем Белорусских фронтах в составе 169 стрелковой дивизии в звании гвардии лейтенанта, на должности командира огневого взвода 160 Отдельного истребительного противотанкового дивизиона. В период ликвидации Восточно-Прусской группировки принимал активное участие в штурме г.Кёнигсберг, где был ранен. После лечения в госпитале вернулся в 160 дивизион, который в апреле 1945 г. направили в составе 169 стрелковой дивизии для усиления группы Советских войск, наступавших на г.Берлин. На завершающем этапе войны непосредственно участвовал в штурме г.Берлин. Окончание войны он встретил на р.Эльба.

За боевые заслуги А.А.Шарков награжден орденами «Красной звезды», «Отечественной войны I степени», боевыми медалями «За взятие Кёнигсберга», «За взятие Берлина», «За освобождение Республики Белоруссии от немецко-фашистских захватчиков», «За Победу над Германией в Великой Отечественной войне 1941—1945 гг.» и многими юбилейными медалями.

В 1948 г. был демобилизован и поступил на второй курс геологического факультета Одесского государственного университета, который закончил в 1952 г. и по разрядке МГИОН СССР был направлен в г.Москва в Всесоюзный научно-исследовательский институт минерального сырья (ВИМС).

С 1952 г. начинается его многолетняя плодотворная научно-производственная деятельность в ВИМС, продолжающаяся и по сей день. Уже в первом его полевом сезоне партия, в которой работал Анатолий Антонович, проводившая аэропоисковые работы на уран в Туркмении, выявила сравнительно небольшое, но очень богатое месторождение урана «Серное».

В последующие два десятилетия А.А.Шарков проводил металлогенические исследования в пределах Прикаспийской ураноносной провинции и занимался изучением ураново-редкометалльных месторождений, открытых научными сотрудниками ВИМС и



геологами Кольцовской экспедиции в 1957 г. на п-ове Мангышлак. А.А.Шарков принимал активное участие в процессе поисков и разведки этих месторождений.

За период работы (1957—1971 гг.) на пяти открытых ураново-редкометалльных месторождениях Мангышлака Анатолий Антонович собрал и обобщил богатейший фактический материал по органогенно-фосфатным месторождениям, на основе которого в 1967 г. успешно защитил кандидатскую диссертацию.

В дальнейшем (1972—1981 гг.) А.А.Шарков занимался поисками и прогнозированием месторождений бокситов на Урале. Им разработан новый метод геохимических поисков бокситовых месторождений в геосинклинальных областях и получено авторское свидетельство на изобретение. В итоге проведенных исследований была составлена прогнозная карта на бокситы Северного Урала масштаба 1:500 000.

В 1982 г. Анатолий Антонович увлекся оценкой и прогнозированием месторождений остродефицитных марганцевых руд в палеозойских и мезозойских отложениях Урала. В итоге его исследований были впервые выявлены карбонатные и оксидные марганцевые руды в пределах Зианчуринского рудного поля в Башкирии, а затем на Аккермановском месторождении в Оренбургской области. По этим месторожде-

ниям составлены прогнозные карты на марганец в масштабе 1:200 000.

За многолетнюю плодотворную творческую деятельность и высокие научно-производственные достижения А.А.Шарков в 1984 г. награжден знаком «Отличник разведки недр».

С 1988 г. Анатолий Антонович — куратор Мингео СССР по марганцу. Им разработаны научно-обоснованные программы развития марганцеворудной базы России, проведена апробация прогнозных ресурсов марганцевых руд, составлены геолого-экономические и прогнозные карты территории Российской Федерации на марганец в масштабе 1:10 000 000. Кроме этого А.А.Шарков активно участвует в определении направлений геологоразведочных работ производственных геологических организаций и оценивает перспективы развития марганцеворудной базы России.

В 2004 г. Анатолий Антонович снова занялся глубоким изучением и обработкой ценнейших материалов по органогенно-фосфатным рудам месторождений Мангышлака, собранных им при проведении поисково-разведочных работ Кольцовской экспедиции (1957—1960 гг.) и по карьерам в процессе эксплуатации самого крупного месторождения Меловое (1961—1970 гг.), а также обширных фондовых и опубликованных материалов Кольцовской экспедиции и ВИМС по Ергенинскому району Калмыкии (1956—2004 гг.).

На основе тщательного анализа этих материалов были написаны две монографии, опубликованные в 2008 и 2009 гг. В них подробно охарактеризованы ураново-редкометалльные месторождения органогенно-фосфатного типа, представленные грандиозными скоплениями фоссилизированных ураноносных остатков ихтиофауны, которые остаются геологическим феноменом, известным исключительно в одной формации Земли—Майкопской, олигоцен-ми-

оценового возраста, широко развитой в центральной части Восточного Паратетиса.

В 2005 г. А.А.Шарков на основе целенаправленных исследований обширных фактических данных по месторождениям урана и редких земель органогенно-фосфатного типа пришел к достаточно обоснованному выводу, что их образование было непосредственно связано с проявлениями подводного вулканизма в позднем олигоцене на территориях п-ова Мангышлак и в Калмыкии.

Отличительной чертой исследований Анатолия Антоновича является тщательность, высокий научный уровень, а также независимость его суждений и выводов. А.А.Шарков с принципиальной настойчивостью отстаивает свои взгляды, нередко не совпадающие с мнениями некоторых исследователей.

Он внес большой вклад в проблему генезиса ураново-редкометалльных месторождений органогенно-фосфатного типа, что позволяет организовать в ближайшем будущем разработку ураново-редкометалльных месторождений в Калмыкии, залегающих на небольшой глубине.

В 2009 г. на конференции, проведенной в ВИМС «К 60-летию создания ядерного щита отчизны» А.А.Шарков награжден Президентом Российского геологического общества В.П.Орловым Дипломом, за многолетний творческий труд и большой вклад в создание и развитие минерально-сырьевой базы атомного проекта. Он является автором 120 научных работ, в том числе 65 опубликованных.

Поздравляем Анатолия Антоновича с юбилеем и желаем ему доброго здоровья и дальнейших творческих успехов.

*Ученый совет ВИМС
Коллеги и друзья
Редколлегия журнала*

70-летие Георгия Владимировича Ручкина

13 февраля 2010 года исполнилось 70 лет Георгию Владимировичу Ручкину — доктору геолого-минералогических наук, профессору, лауреату премий Правительства Российской Федерации, академику РАЕН, известному ученому в области металлогении и геологии рудных месторождений.

Одним из основных направлений научно-практической деятельности Г.В.Ручкина является изучение проблемы генезиса, метаморфизма и регенерации руд колчеданных месторождений, начиная с исследований колчеданных месторождений Южного Урала и защиты в 1968 г. кандидатской диссертации «Геология и особенности генезиса медно-колчеданных месторождений Блявинского рудного поля». По итогам изучения докембрийских образований Карелии, Прибайкалья и Юго-Восточной Якутии, им были разработаны основы прогноза, поисков и оценки древних месторождений колчеданного семейства. Значительный вклад Г.В.Ручкин внес в изучение и подсчет запасов уникального, одного из крупнейших в мире, Холоднинского колчеданно-полиметаллического месторождения (Бурятия), в оценку свинцово-цинковых месторождений в карбонатных породах: Сардана (Якутия) и Павловское (Архангельская область).

Другой важной областью научно-производственных интересов Георгия Владимировича является изучение комплексов прогнозно-поисковых признаков рудоносности и системы моделей рудных месторождений, разрабатывавшихся в ЦНИГРИ в 1980-х—начале 1990-х годов. Под его руководством осуществлялось комплексирование работ по прогнозу и поискам колчеданно-полиметаллических месторождений в докембрийских углеродисто-терригенных комплексах (1987 г.) и составлению атласа параметрических геолого-поисковых моделей колчеданно-полиметаллических месторождений (1993), выполнены работы: «Критерии оценки металлоносности черносланцевых толщ на основе комплекса литолого-геохимических признаков» (1994), «Металлогенические и рудно-формационные ряды месторождений цветных и благородных металлов в основных геотектонических обстановках» (1998).

В последние годы Г.В.Ручкин принимает участие в исследованиях, связанных с системой управления, использования и воспроизводства минерально-сырьевой базы России. Под его руководством составлен раздел «Цветные металлы (свинец и цинк)» — 2004 г., проведена работа по инвентаризации ведомственных нормативно-методических и нормативно-технических документов, используемых в системе МПР России при геологоразведочных работах на твердые полезные ископаемые (2003—2006 гг.). При непосредственном участии разработаны научно-исследовательские основы комплексной оценки рудоносности осадочных бассейнов, проанализированы



закономерности формирования и размещения месторождений цветных и благородных металлов на территории Карелии, Забайкалья, Дальнего Востока, Украины. Высоких результатов Георгий Владимирович достиг в работах по оценке перспектив золотоносности терригенных и черносланцевых комплексов Востока России и разработке методов и методик прогноза и поисков золоторудных месторождений в этих комплексах (2007—2009 гг.).

В 1983 г. Г.В.Ручкин, являясь директором Дальневосточного института минеральных ресурсов (ДВИМС, г.Хабаровск), реализовал комплекс научно-организационных мер по реформированию института и повышению его эффективности и практической направленности. В 1987 г., когда Г.В.Ручкин был назначен директором Всесоюзного научно-исследовательского института экономики минерального сырья и недропользования (ВИЭМС), в отрасли начали внедрять новые хозяйственные механизмы. Георгию Владимировичу в этот период приходилось обеспечивать выполнение комплекса работ по организации и внедрению отраслевой хозрасчетной системы, и в первую очередь, в научно-исследовательских институтах. С 1989 г. Г.В.Ручкин занимается научно-исследовательской работой в Центральном научно-исследовательском геологоразведочном институте цветных и благородных металлов (ЦНИГРИ).

Результаты научных исследований Г.В.Ручкина изложены в более чем 250 научных трудах, включая 14 монографий. Им подготовлены 15 кандидатов геолого-минералогических наук. Г.В.Ручкин ведет большую научно-организационную работу, являясь членом ряда ученых и научно-методических советов отрасли, заместителем главного редактора журнала «Отечественная геология», членом редколлегии журнала «Руды и металлы», активно участвует в международном геологическом сотрудничестве. Неоднократно выступал с докладами на международных геологических конгрессах и симпозиумах.

За успехи в научной деятельности Г.В.Ручкин был удостоен премии Правительства РФ в области науки и техники в 2000 и 2008 гг., награжден орденом «Знак

почета», медалью «Ветеран труда», знаками «Отличник разведки недр» и «Почетный разведчик недр».

Благожелательность, требовательность и огромное трудолюбие снискали Г.В.Ручкину глубокое и искреннее уважение коллектива.

Поздравляем Георгия Владимировича Ручкина с юбилеем. Желаем ему крепкого здоровья, долголетия и творческих успехов на благо отечественной геологии.

*Ученый совет ЦНИГРИ
Редколлегия журнала*

К 100-летию со дня рождения Нины Васильевны Петровской

Нина Васильевна Петровская родилась 22 января 1910 г. в семье врача, в селе Благодарное Ставропольского края. В 1928 г. она стала студенткой Московского геологоразведочного института им.С.Орджоникидзе (МГРИ), а в 1932 г. — инженером-геологом по специальности «минералогия». На последнем курсе Н.В.Петровская совмещала учебу с работой в должности младшего геолога в Институте прикладной минералогии. После окончания МГРИ она работала в геологических организациях Восточной Сибири. С этим временем связаны первые научные исследования Нины Васильевны, объектом которых стали мамские пегматиты. Результаты их изучения получили высокую оценку А.Е.Ферсмана. В 1937 г., после кратковременной работы по золоторудной тематике в Управлении Дальстрой, Н.В.Петровская поступила в НИГРИзолото, в настоящее время ЦНИГРИ, в котором проработала более 20 лет. Систематические исследования геологии, минералогии, генезиса месторождений золота стали основным предметом ее научной деятельности. В годы Великой Отечественной войны и в послевоенный период эти исследования совмещались с изучением некоторых колчеданных месторождений Урала, приведшим Нину Васильевну к оригинальным выводам о роли коллоидов в их образовании, о механизмах диспергирования минеральных агрегатов и др.

В 50- 60-ые годы XX столетия в полной мере сформировалась отечественная школа исследователей минералогии рудных месторождений. Становление школы связано с именами А.Е.Ферсмана, С.С.Смирнова, А.Г.Бетехтина, Ф.В.Чухрова и ряда других видных ученых, среди которых Н.В.Петровская получила широкое признание как лидер исследований минералогии золота; она внесла крупный вклад в развитие теории образования месторождений золота и в целом в разработку проблем генетической минералогии рудных месторождений. Н.В.Петровская неоднократно подчеркивала важность ее становления как исследователя в коллективе НИГРИзолото. В плеяде замечательных ученых НИГРИ—ЦНИГРИ, где была создана своя школа исследователей месторождений золота (Н.Н.Горностаев, И.С.Рожков, С.Д.Шер, Н.И. и М.Б.Бородаевские, Г.П.Воларович, Н.А.Фогельман, П.С.Бернштейн, Д.А.Тимофеевский и др.), Нина Васильевна Петровская сформировалась как ведущий ученый в области минералогии золоторудных месторождений.

Детальные исследования золоторудных месторождений Центрального Алдана (1937—1946), Енисейского края (1946—1951), Восточного Забайкалья (1951—1955), проводившиеся в тесном сотрудничестве со специалистами других направлений (геолого-структурное, геохимическое и др.) стали базовыми для разработки вопросов типоморфизма золота,



процессов и механизмов образования «продуктивных» и «устойчивых» минеральных ассоциаций в месторождениях различных геолого-генетических типов. Эти разработки, как и целевые исследования специфики образования месторождений золота на различных глубинах, вошли в число базовых понятий и представлений в рудной геологии. Это стало возможным в результате глубоких знаний таких месторождений как Балейское-Тасеевское, Ключевское, Советское, Лебединое, непосредственного ознакомления с новыми месторождениями Узбекистана — Мурунтау, Кочбулак, а также с известными месторождениями Северного Казахстана — Бестюбе, Аксу и других районов, изучения представительных коллекций, присланных ей из различных регионов СССР, активного общения с коллегами и геологами производственных организаций.

Следует подчеркнуть, что Н.В.Петровской была разработана и найдена широкая область применения методика минералогического картирования рудных тел, что обеспечило получение трехмерной минералогической модификации.

Значительный вклад внесла Н.В.Петровская в развитие рудно-формационного анализа золоторудных

месторождений, включая использование логико-информационных методов исследования особенностей минерального состава руд золота, предложенных Р.М.Константиновым. Примечательно, что в современных классификациях рудно-формационных типов месторождений золота, используемых в практике работы Геологической службы страны, устойчивые минеральные ассоциации используются в названии самих типов. Вместе с тем, широко используется как исследователями золоторудных месторождений, так и производственными организациями, предложенное Н.В.Петровской подразделение типов руд золота по относительной степени нахождения в них сульфидов на убого-, мало-, умеренно- и существенно сульфидные.

Возрастает, также, значимость исследований Н.В.Петровской по проблеме типоморфизма самородного золота, как в коренных, так и россыпных месторождениях. В наиболее полном виде результаты этих исследований изложены в ее двух работах: в широко известной монографии «Самородное золото» и в мало известной последней книге «Самородки золота», вышедшей в свет после ее ухода из жизни.

Монография «Самородное золото (общая характеристика, типоморфизм)», изданная в 1973 г. в издательстве «Наука», вскоре удостоенная Государственной премии, совмещает признаки энциклопедии и крупной неординарной, оригинальной авторской научной работы, посвященной одному из немногих широко известных, исключительных минералов, занимавших и сохраняющих видное место в истории развития человеческого сообщества. Как пишет Н.В.Петровская: «... ряд разделов работы базируется на анализе литературных данных, но, в главном, это итоги собственных исследований...». Монография состоит из трех частей: 1) основные черты геохимии и минералогии золота (4 главы); 2) общая характеристика самородного золота и генетическое значение его особенностей в эндогенных месторождениях (5 глав); 3) изменение самородного золота в зоне гипергенеза (3 главы). В этом труде отражены состояние и перспективы разработки выделенных 50 актуальных вопросов-проблем, сохраняющих свою значимость, в т.ч. тех, которые не получили необходимого развития, но востребованность их решения в интересах развития теории образования золоторудных месторождений и совершенствования научно-методических основ прогнозно-поисковых, оценочных работ, выросла многократно. В кратком заключении Н.В.Петровская выражала сожаление о том, что «...содержащимися в работе характеристиками не исчерпывается многообразие выделений самородного золота», отмечая нерассмотренные скарновые, медно-никелевые и другие месторождения.

Реальное «многообразие» самородного золота в рудных концентрациях, возрастающее с непредсказуемой интенсивностью благодаря открытию новых

месторождений и позитивным изменениям в возможностях аналитического изучения золота из этих и известных месторождений, предопределяет необходимость возрождения исследований типоморфизма золота. «Генетическая память» первичного золота при его подверженности преобразованиям, в т.ч., многократным, в эндогенных и гипергенных процессах, изменения его некоторых характеристик, наряду с сохранением индикаторных признаков развития определенных процессов образования—преобразования, показанные Н.В.Петровской, должны исследоваться на современном уровне, что важно «для практических целей и генетических построений».

Проблема самородков золота, как отмечала Н.В.Петровская, в основном обозначенная в монографии, достаточно полно раскрыта в целевой научной работе, в которой отражены результаты исследований уникальной коллекции Алмазного фонда СССР. Специфика этих исследований, проводившихся совместно с В.И.Соболевским, понятна, а значимость определяется их исключительностью и важностью данных, полученных в результате детального изучения морфологии, скульптуры, поверхностей и других макро-характеристик.

При современной первостепенной значимости месторождений с тонким и невидимым золотом в рудах, проблема бонанцевых руд, рудных столбов и экзотических скоплений самородков золота остается актуальной как с позиции познания особенностей процессов их образования, так и технологического регламента «добычи» — разработки таких руд. При издавна известной, кратно большей ценности самородков золота как удивительных природных образований, чем заключенной в них массы золота, разработка коренных месторождений с богатыми рудами лишь в редких случаях проводится с селективной отработкой и извлечением самородков. Исследования Н.В.Петровской показали сколь существенную информацию несут самородки золота.

Разработка проблемы типоморфизма золота на втором этапе научной деятельности Н.В.Петровской в Институте геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ) АН СССР проводилась в рамках общей программы исследований по проблеме типоморфизма минералов, выполнявшихся под общим руководством академика Ф.В.Чухрова, по предложению которого и состоялся ее переход из ЦНИГРИ в ИГЕМ.

Совмещая активную творческую деятельность и научно-организационную работу, Н.В.Петровская сохраняла в течение длительного периода интерес к получению нового знания, к поиску нестандартных подходов в разработках сложных проблем.

В последний период своей научной деятельности Н.В.Петровская стала по праву одним из лидеров в разработке теоретических основ минералогии как одного из приоритетных направлений наук о Земле и

Космосе. В этом направлении, при ее непосредственном участии были выделены важнейшие разделы: 1) теоретические основы минералогии; 2) теоретические основы генетической минералогии; 3) общие закономерности смены минералов и минеральных ассоциаций во времени и пространстве (основы исторической и топографической минералогии). Многие ее научные труды (более 160, в т.ч. 9 монографий) входят в число базовых по всем указанным разделам-направлениям и будут использоваться в дальнейшем. Однако и на этом фоне работы Н.В.Петровской по минералогии золоторудных месторождений, по типоморфизму золота и генезису его рудных концентраций остаются наиболее яркими, востребованными, отражающими исключительность этого круп-

ного ученого, оставившего большое творческое наследие.

За свою плодотворную работу Н.В.Петровская была награждена орденами Трудового Красного Знамени, «Знак Почета» и медалями.

Коллеги, ученики Н.В.Петровской сохраняют память об этом замечательном человеке, добросовестность, интеллигентность, порядочность которой сочетались с целеустремленностью, ответственностью, полной самоотдачей науке, служению Родине.

Ю.Г.Сафонов
Член-корреспондент РАН

Александр Петрович Карпинский

29 января 2010 г. в г. Санкт-Петербург состоялось открытие памятника Александру Петровичу Карпинскому (1847—1936 гг.) — выдающемуся российскому геологу и общественному деятелю.

А.П.Карпинский по праву стоит в одном ряду с такими корифеями мирового естествознания, как немецкий естествоиспытатель А.Гумбольдт, английские геологи Ч.Лайель и Р.Мурчисон, австрийский геолог Э.Зюсс и другие, открывшие новую эру в развитии геологии как науки. А.П.Карпинского еще при жизни называли «отцом русской геологии». Вместе с выдающимися геологами Ф.Н.Чернышевым, С.Н.Никитиным, П.А.Соловьевым, А.О.Михальским и другими он заложил основы геологии в нашей стране, впервые разработал методику геологической съемки. За 70 лет научной деятельности он внес фундаментальный вклад в развитие самых различных областей геологии.

В петрографии А.П.Карпинский одним из первых в России применил микроскоп для изучения горных пород, сделав настоящую революцию в науке. В палеонтологии описал и расшифровал десятки проблематик, открыл новые виды акулобразных и провел исследования аммоноидей карбона и перми, ставшие уже давно классическими. В честь А.П.Карпинского названы десятки таксонов ископаемых организмов. Ученый стоял у истоков создания международной стратиграфической шкалы, ввел артинский ярус палеозоя и обосновал принцип переходных слоев, который теперь стратиграфы называют «принципом Карпинского». В тектонике на основе материалов по Европейской России им разработано учение о платформах и намечены линии развития «зачаточных кряжей», которые впоследствии были названы «линиями Карпинского». В 1887 г. А.П.Карпинский впервые составил палеогеографические карты Европейской России для всех геологических периодов фанерозоя. Аналогичная работа по Северо-Американской платформе была выполнена Ч.Шухертом лишь четверть века спустя.

Деятельность А.П.Карпинского в области картографии связана с Геологическим комитетом, директором которого он был в течение 18 лет. Сразу после создания в 1882 г. Геологический комитет начал работы по составлению десятиверстной (1:420 000) Общей геологической карты Европейской России. А.П.Карпинский был ее главным редактором и представителем России в комиссии по созданию Международной геологической карты Европы. Он был инициатором и руководителем работ по созданию и публикации в 1892 г. первой государственной геологической карты Европейской России 60-верстного масштаба (1:2 520 000). Параллельно продолжались работы по подготовке десятиверстной карты, которые прервались в связи с первой мировой войной. А.П.Карпинский впервые поставил крупную научную задачу систематического геологического картирования территории страны.



С 1903 г. научная деятельность А.П.Карпинского связана с Академией наук, действительным членом которой он был избран в 1886 г. В мае 1917 г. А.П.Карпинский стал первым избранным президентом Российской Академии наук и впоследствии трижды переизбирался на эту должность. О масштабе личности этого человека говорит тот факт, что он был одним из немногих крупных государственных деятелей России, не смещенных новыми властями после известных октябрьских событий.

Начиная со второй сессии в Болонье, состоявшейся в 1881 г., А.П.Карпинский стал постоянным представителем русской геологической науки на международных геологических конгрессах, принимал участие в составлении геологической карты Европы и унификации графических и цветовых изображений для геологической карты, был председателем Организационного комитета и президентом седьмой сессии Международного геологического конгресса, проходившего в г. Санкт-Петербург (1897 г.). Около 40 лет А.П.Карпинский возглавлял Российское Минералогическое общество, был избран почетным членом многих иностранных академий наук, награжден Константиновской медалью Русского географического общества (1892 г.) и премией им.Кювье французской Академии наук (1921 г.).

Его именем были названы премия, учрежденная Гамбургским фондом Альфреда Тепфера и Академией наук СССР, премия Правительства Санкт-Петербурга и Президиума Санкт-Петербургского Научного центра Российской Академии наук, Золотая медаль Российской Академии наук, Геологический музей АН СССР, город в Свердловской области, улица в г. Санкт-Петербург, вулкан на Курильских островах, гора на Северном Урале, залив у п-ва Таймыр, бухта на берегу Тихого океана, ледник на о.Новая Земля, минерал. В 1982 г. Постановлением Совета Министров РСФСР ВСЕГЕИ присвоено имя академика А.П.Карпинского.

Памяти Владислава Михайловича Яновского

14 января 2010 г. на 76-м году жизни скончался доктор геолого-минералогических наук, профессор, старший научный сотрудник отдела благородных металлов ЦНИГРИ Владислав Михайлович Яновский.

В ЦНИГРИ В.М. Яновский начал работать в 1961 г. Маршруты его исследований проходили по Южному Уралу, Восточному Казахстану, Верхне-Амурской области, Енисейскому краю, Ленской золотоносной провинции, Центральной Колыме и Якутии. Исследования Владислава Михайловича Яновского были посвящены геологии золоторудных месторождений, выяснению условий формирования промышленного золотого оруденения, разработке современной научно-методологической основы прогнозирования, поисков, оценки месторождений золота. Результаты его научных трудов способствовали успешной реализации многолетних геологоразведочных программ (Южный Урал, Восточный Казахстан, Сибирь, Якутия, Магаданская область и другие регионы).

Его исследования по проблемам золотоносности черносланцевых толщ получили признание широкого круга геологов. Развивая результаты исследований, начатых в Казахстане и продолженных на месторождениях Сибири (Токур, Сухой Лог, Советское, Эльдорадо, Неждановское, Наталкинское, Кубака, Кючюс и другие), Владислав Михайлович разработал ряд новых, важных в прикладном и теоретическом отношении, положений.

При участии В.М. Яновского даны прогнозные оценки и обоснованы направления геологоразведочных работ по ряду рудных полей, новых перспективных районов, золоторудных провинций, получившие подтверждение при выполнении поисково-оценочных работ.

За цикл работ «Разработка и внедрение прогрессивных методов и технологии прогноза, поисков и оценки месторождений цветных и благородных металлов» коллективу авторов с участием В.М. Яновского присуждена премия Мингео СССР (1987). Для Северо-Востока России были разработаны методологические приемы перспективной оценки крупных территорий, основанные на синтезе разномасштабной информации, а также геодинамических, геолого-геофизических и других моделях.

В.М. Яновский являлся экспертом ГКЗ СССР, экспертом ЦКЗ Мингео РСФСР, экспертом Мингео СССР в Йемене и Эфиопии, куратором по рудному золоту Якутии, членом экспертного научно-техни-



ческого совета Мингео СССР. Владислав Михайлович участвовал во многих отечественных и международных совещаниях, проводившихся АН СССР и Мингео СССР, регулярно читал лекции по геологии месторождений золота на курсах повышения квалификации при Мингео РСФСР. В 1999 г. ВАК Российской Федерации присвоил В.М. Яновскому ученое звание профессора.

Владислав Михайлович внес крупный вклад в изучение геологии месторождений золота, в совершенствование научно-методологических основ золотой металлогении. Его общественно-научная и воспитательная деятельность на посту ученого секретаря Совета по защите кандидатских и докторских диссертаций способствовала становлению нового поколения ученых, сохранению и развитию научных традиций школы ЦНИГРИ.

Добрая память о Владиславе Михайловиче Яновском навсегда останется у тех, кому посчастливилось с ним работать.

*Ученый Совет ЦНИГРИ
Редколлегия журнала
Коллеги и друзья*

**Порядок оформления статей, представляемых
в журнал «Отечественная геология»
с 01.01.2010 г.**

Настоящий порядок вводится в соответствии с рекомендациями ВАК Министерства образования и науки Российской Федерации и унификацией для Научной Электронной Библиотеки (НЭБ)

Образец оформления статьи:

УДК.....	К.П.Комаров, П.С.Егоров, 2009
Геологическое строение Кольского полуострова	
К.П.КОМАРОВ, П.С.ЕГОРОВ (Кольский научный центр РАН)	
<i>Аннотация</i> (на русском языке, не более 5—7 строк) 	
<i>Ключевые слова</i> (на русском языке, не более 5—7 слов) _____ 	
<i>Перевод названия статьи на английский язык (полужирным шрифтом)</i>	
K.P.KOMAROV, P.S.EGOROV	
<i>Аннотация</i> (на английском языке, не более 5—7 строк) 	
<i>Key words</i> (не более 5-7) _____ 	
<i>Адрес для переписки - почтовый, телефон, e-mail:</i> 	
Далее	
ТЕКСТ СТАТЬИ (см. требования к авторам статей)	
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	