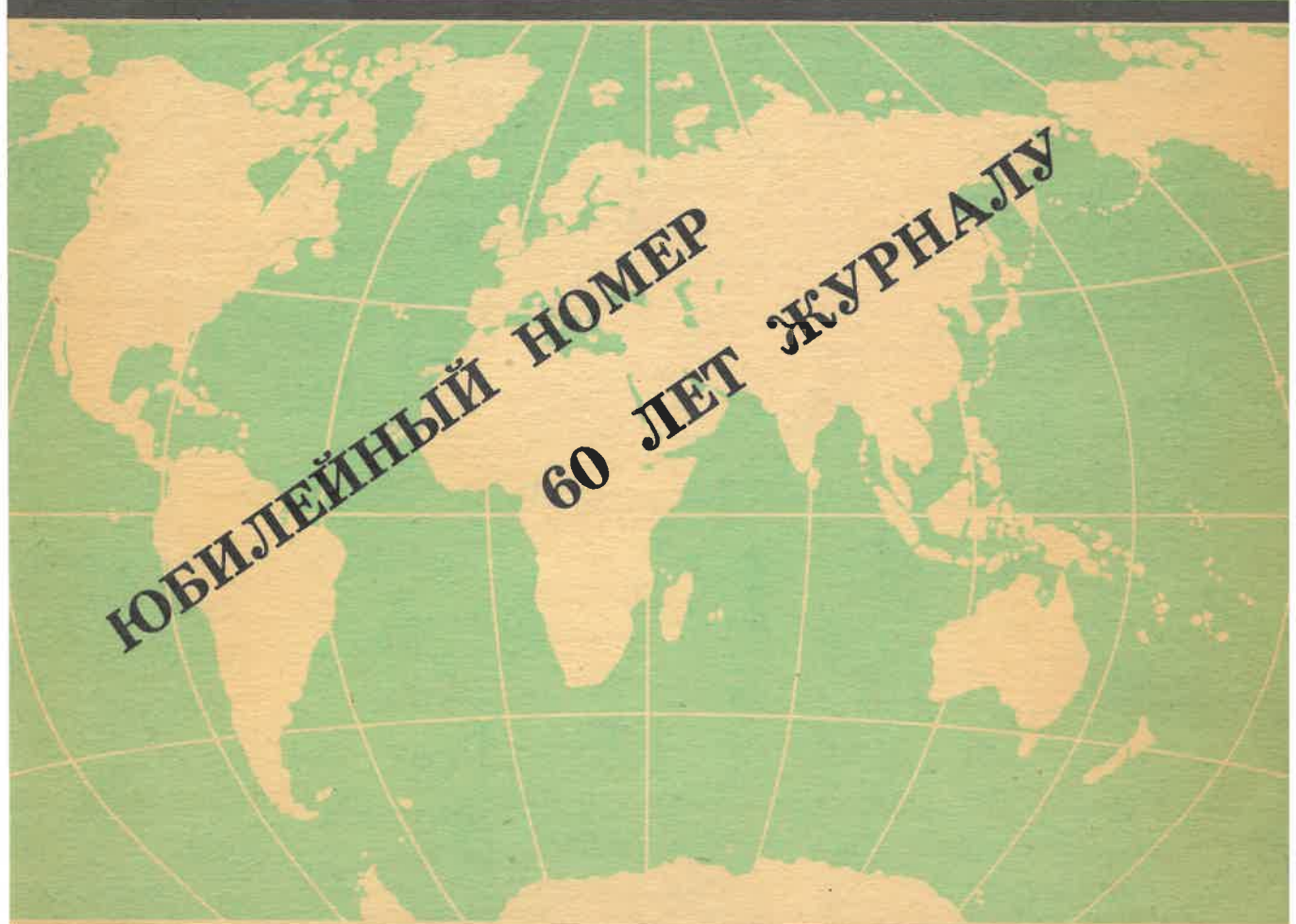


ISSN 0869-7175

Отечественная ГЕОЛОГИЯ



ЮБИЛЕЙНЫЙ НОМЕР
60 ЛЕТ ЖУРНАЛУ

6/1993

Отечественная ГЕОЛОГИЯ

Ежемесячный научный журнал

Основан в марте 1933 года

Учредители:

Комитет по геологии
и использованию недр РФ
Российское геологическое общество
Центральный
научно-исследовательский
геологоразведочный институт
цветных и благородных металлов
Геолбанк

6/1993

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор А. И. Кривцов

Бюро: Э. К. Буренков, Р. В. Добровольская (зам. главного редактора), А. В. Дурандин, А. Н. Еремеев, А. Н. Золотов, А. Б. Каждан, В. И. Казанский, Н. В. Милетенко, Л. Д. Овчининская (отв. секретарь), Д. А. Родионов, А. Ю. Розанов, Г. В. Ручкин (зам. главного редактора), Е. И. Семенов, В. В. Семенович, А. А. Шпак, А. Д. Щеглов (зам. главного редактора), В. А. Ярмолюк

Ю. И. Бакулин, А. Н. Барышев, Г. Р. Бекжанов, В. С. Быкадоров, Н. Н. Ведерников, И. Ф. Глумов, И. С. Грамберг, Т. В. Джанелидзе, В. А. Ерхов, А. И. Жамойда, Е. Н. Исаев, М. М. Константинов, Л. И. Красный, Н. К. Курбанов, Н. В. Межеловский, И. Ф. Мигачев, В. А. Нарсеев, В. А. Петров, В. М. Питерский, В. Ф. Рогов, В. И. Старостин, В. С. Сурков, В. П. Федорчук

Содержание

Ярмалюк В. А. Нам уже шестьдесят	5	Основные подходы к решению проблемы геодинамики и минерации осадочных бассейнов	51
Крицов А. И., Мигачев И. Ф., Беневоляский Б. И. Правовые основы недропользования и минерально-сырьевая база России	9	Кисляков Я. М., Щеточкин В. Н. Классификация гидрогенных месторождений	59
Красный Л. И. Гетерогенный тектогенез и его минерогенические следствия	14	Бекжанов Г. Р., Косалс Я. А., Любецкий В. Н. Глубинное строение и металлогения Казахстана	68
Маракушев А. А. Современные аспекты учения о метасоматозе и рудообразовании	24	Константинов М. М. Золоторудные гиганты	75
Сурков В. С., Коробейников В. П., Гришин М. П. Развитие нефтегазоносных бассейнов Сибири в неогее	39	Козловский Е. А., Сикорский В. А., Салманов О. Н. Новые принципы разведки и оценки месторождений	83
Бакулин Ю. И. Методология минерации	46	Вартанян Г. С. Геодинамические катастрофы и социоповеденческий синдром	90
Щеглов А. Д., Романовский С. И., Тараканов А. С., Феоктистов В. П.		80-летие Льва Николаевича Овчинникова	92
		Письмо в редакцию	93

Художественный редактор *Е. А. Карпенко*
Редакция: *Р. В. Добровольская, Л. Д. Овчининская, Г. В. Вавилова, Л. Б. Кожемякина*

Сдано в набор 30.08.93. Подписано в печать 20.01.94. Формат 185×270 Бумага офсетная № 1.
Печать офсетная. Тираж 1000 экз.

Адрес редакции: 113545, Москва, Варшавское шоссе, 1296.
Телефон: 315-28-47

Полиграфическая база ВНИИгеосистем
113105, Москва, Варшавское ш., 8
Заказ I

© «Отечественная геология», 1993

От редколлегии

Исполнилось шестьдесят лет нашему журналу, основанному академиком И. М. Губкиным и традиционно объединяющему рядовые геологические идеи и геологов нашей и других стран.

В юбилейный год вспоминается с благодарностью нелегкий труд главных редакторов журнала: И. М. Губкина, И. Ф. Григорьева, Е. Т. Шаталова, И. А. Беляевского, Г. И. Горбунова, Н. П. Лаверова, В. М. Волкова, А. И. Кривцова; их заместителей: А. А. Амирасланова, Г. С. Момджи, Л. В. Пустовалова, М. В. Семеновой, А. И. Жамойды, В. Н. Полуэктова, Г. А. Израилевой, А. Д. Щеглова, С. С. Мухина, Р. В. Добровольской и ответственных секретарей Е. И. Баринковой, Н. Э. Красновой, Л. Д. Овчининской.

За десять лет, прошедших с полувекового юбилея, журнал сохранил и преумножил традиции многопрофильного научного издания, охватывающего широкий круг проблем по территории нашего отечества и других стран мира. По своим библиометрическим

показателям журнал занимает приоритетное положение среди ведущих отечественных и зарубежных изданий геологического профиля (таблица).

При широкой географии публикаций в журнале доминируют материалы по геологическим провинциям России (рис. 1). Из года в год удерживается представительство в журнале других провинций. Достаточно широко публиковались материалы по дальнему зарубежью и миру в целом. Редколлегия ведет подготовительную работу по изданию целевых номеров по государствам СНГ и субъектам Российской Федерации, считая, что такие выпуски журнала послужат становлению соответствующих геологических служб и школ.

При сохранении многопрофильности тематики журнала лидирующее положение в нем занимают статьи по региональной геологии, стратиграфии и минерально-сырьевым ресурсам (рис. 2). Интенсификация новых направлений геологической науки отразилась в расширении публикаций по

Библиометрические показатели ведущих периодических геологических изданий

Издания	Самоцитируемость, доля ссылок в данном издании на самое издание (по числу работ)	Цитируемость изданий («престижность»), отношение всех ссылок на данное издание к числу его ссылок на другие издания (по числу работ)	Показатель «воздействия» издания, отношение всех ссылок на издание к публикациям в нем (по числу работ)
<i>Отечественные (выборка по контрольной группе из 677 авторов за 1986—1989 гг.)</i>			
Геология и геофизика	38,8	2,0	4,4
Геология нефти и газа	75,5	3,9	2,3
Геология рудных месторождений	25,4	1,7	4,2
Геотектоника	27,6	1,6	9,7
Геохимия	17,1	8,0	4,2
Доклады АН СССР	71,1	7,5	3,2
Известия Вузов. Геология и разведка	11,9	0,5	1,6
Разведка и охрана недр	25,4	2,0	0,8
Советская геология	36,0	2,1	2,0
Тихоокеанская геология	21,3	1,0	2,0
<i>Зарубежные (за 1983—1986 гг., по материалам П. Раббе, 1988)</i>			
Америкэн минералоджист	—	—	1,863
Кэнэдиж минералоджист	—	—	0,961
Минералоджикал мэгэзин	—	—	0,620
Америкэн джоурнал ов сайенс	—	—	2,874
Минералоджи энд петролоджи	—	—	0,472
Джеокимика энд космокимика	—	—	2,908
Джеокимикал джоурнал	—	—	0,643
Минералиум депозита	—	—	0,524
Экономик джеолоджи	—	—	1,287

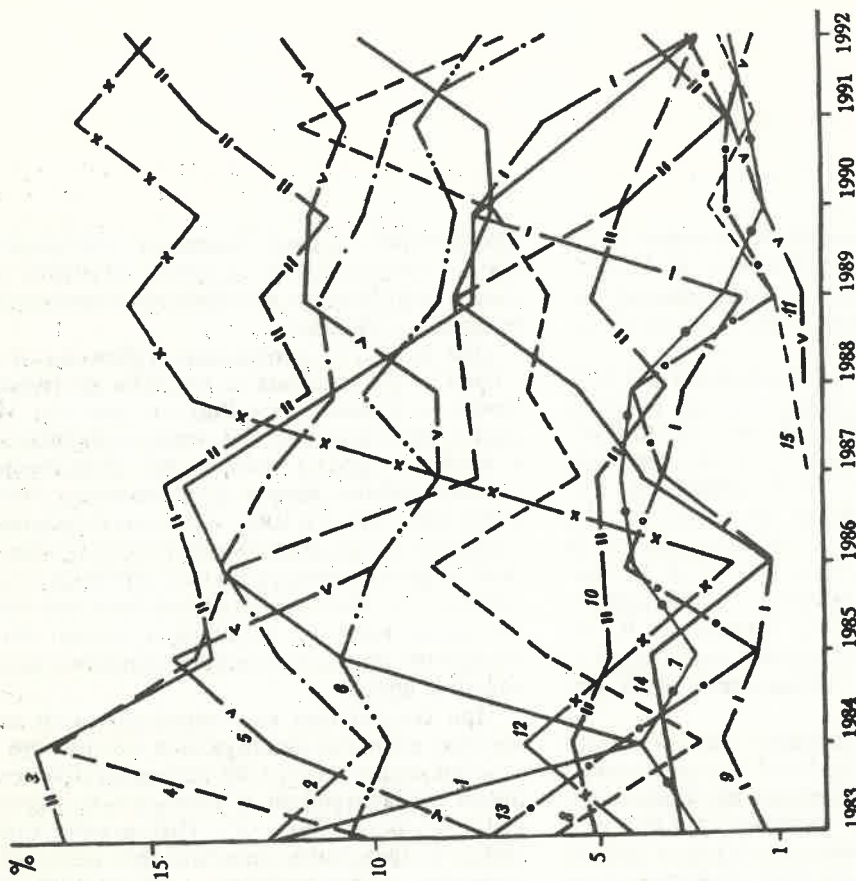


Рис. 1. Распределение статей по геологическим провинциям:

1 — России, 2 — Украины, 3 — Казахстана, 4 — Кавказа и Закавказья, 5 — Средней Азии, 6 — мира, 7 — Мирового океана, 8 — прочих

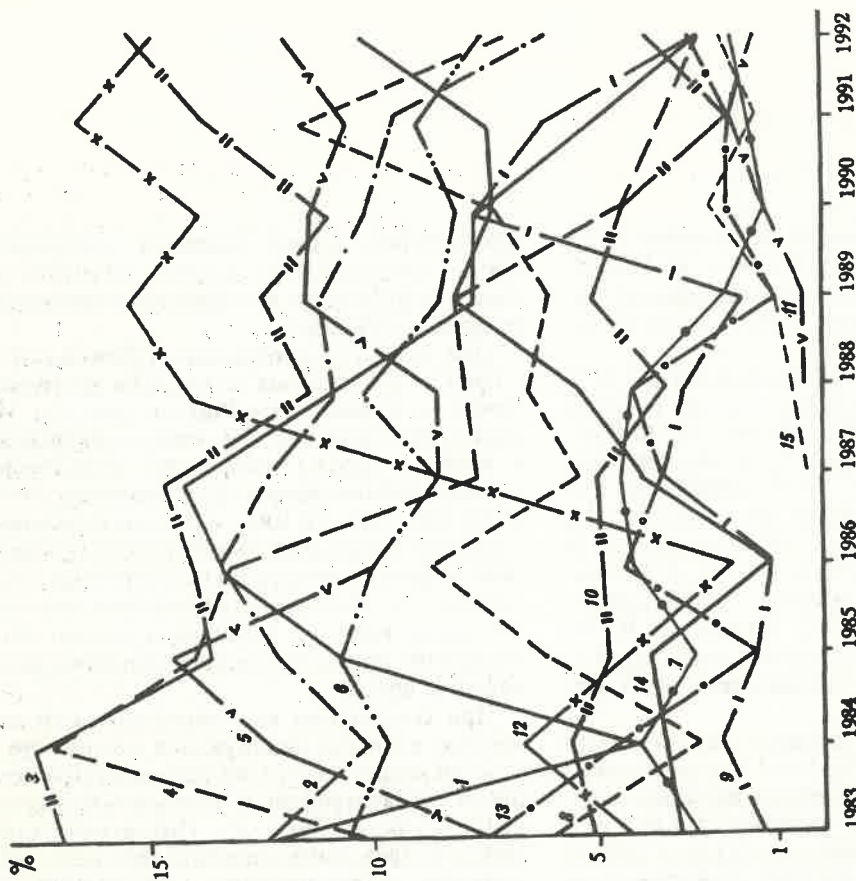


Рис. 2. Распределение статей по тематике:

1 — методология, экономика, организация; 2 — топливно-энергетические ресурсы; 3 — рудные и нерудные минеральные ресурсы; 4 — стратиграфия и палеогеография; 5 — региональная геология и тектоника; 6 — минералогия, петрография, литология; 7 — геохимия; 8 — геофизика и глубинное строение; 9 — морская геология; 10 — гидрогеология и инженерная геология; 11 — дискуссии, обсуждение, хроника, информация; 12 — рецензии; 13 — краткие сообщения; 14 — памятные даты; 15 — из истории геологических открытий; научные открытия, изобретения

сверхглубокому бурению, геологии Мирового океана; с 1988 г. журнал ввел новую рубрику «Геозкология». Придавая большое значение связям с читателями и важности научных дискуссий, редколлегия постоянно увеличивала объем соответствующих разделов. Традиционный раздел «Памятные даты», объем которого увеличивался из года в год, как и введенный с 1987 г. раздел «Из истории геологических открытий», привлекают внимание к путям становления отечественной геологической школы, к трудам и

достижениям выдающихся геологов в создании минерально-сырьевой базы и развитии геологической науки.

Редколлегия журнала надеется и в будущем сохранять его лучшие традиции и уровень, опираясь на действенную помощь учредителей — Роскомнедра, Геолбанк, Геологическое общество России и ЦНИГРИ.

Редколлегия и учредители журнала поздравляют его читателей и подписчиков с шестидесятилетним юбилеем и надеются на дальнейшее плодотворное сотрудничество!

Нам уже шестьдесят

© В. А. Ярмолюк, 1993

Мы юбиляры. Нам полных шестьдесят. За годы, прошедшие со дня выхода первого номера журнала «Советская геология», произошли колоссальные изменения в геологической науке и практике. Возникли новые идеи, гипотезы, теоретические представления... В геологоразведочный процесс проникли высокопроизводительная техника и электронная аппаратура. Резко возросла геологическая изученность страны. Выявлены, разведаны и переданы промышленности многочисленные месторождения разнообразных полезных ископаемых, в т. ч. гиганты мирового масштаба.

Весь ход развития отечественной геологии за эти годы, результаты научных исследований и полевых геологоразведочных работ систематически освещались на страницах журнала, рождение которого (1933 г.) связано с превращением геологической службы в самостоятельную отрасль народного хозяйства. До 30-х годов геологические исследования проводились в небольшом объеме и в основном в европейской части СССР, вдоль железных дорог и вблизи судоходных рек. Огромные пространства к востоку от Урала представляли собой, по существу, геологическую *terra incognita*. Лишь редкие маршруты были проложены через глухие горно-таежные и степные пространства.

Начавшаяся индустриализация страны резко увеличила потребности промышленности в минеральном сырье. Был дан мощный импульс усиленному развитию горнодобывающей промышленности. Возникла необходимость в дополнительных к имеющимся месторождениям угля, железа, нефти, цветных и благородных металлов и других полезных ископаемых. Их надо было выявить и разведать, что могли сделать только геологи. В связи с этим началась упорная работа по геологическому изучению как уже известных горнопромышленных районов, так и новых, в т. ч. отдаленных и неосвоенных земель.

Создавались десятки и сотни экспедиций. Многие из них из-за недостатка в специалистах были, по современным понятиям, недопустимо малочисленны. Нередко в их составе, кроме начальника да двух-трех коллегторов, не было других инженерно-технических работников. Разнообразие поставленных перед экспедициями задачи и недостаток в специалистах приводили к тому, что почти каждый геолог вынужден был приобретать широкие знания. В зависимости от необходимости его перебрасывали с изучения одного полезного ископаемого на совершенно неродственное другое. Приходилось участвовать в поисках и разведке то угля, то золота, железа и нефти... А геологи, которые проводили геологическое картирование, обязаны были знать и топографию, поскольку для многих районов страны в те годы отсутствовали топографические карты. И, отправляясь в очередной маршрут, геолог не всегда имел представление о том, что его ждет впереди: какая местность, какие горные и водные преграды. Зато это тайло в себе заманчивую прелесть неизвестного. Буквально каждый шаг мог привести к чему-то новому, не всегда предсказуемому.

Ощущался порой острый недостаток в снаряжении, оборудовании, добротной походной обуви и одежде. Совершенно отсутствовали радиосвязь и моторная техника. Маршрутные группы не только на многие месяцы уходили из ближайших поселков в тайгу, горы, пустыни, но и на десятки дней отрывались от продовольственных баз, проявляя мужество, граничащее подчас с военным подвигом.

Это был героический период в геологии, принесший свои плоды. Путь разведчиков недр оказался отмеченным не только углями бивачных костров, но и месторождениями. Некоторые из них и ныне составляют предмет нашей национальной гордости. И все это достигалось тогда, как уже говорилось, при остром недостатке в геологах, особенно в начальный период. Их было настолько мало, что собранные со всей страны вместе они могли свободно уместиться в одном зрительном зале не только столичного, но и провинциального театра. Поэтому была организована ускоренная подготовка специалистов в институтах, техникумах и на краткосрочных курсах. Ощущался недостаток и в профессорско-преподавательском персонале, в связи с чем специальные дисциплины в вузах читались порой вчерашними выпускниками, а в техникумах студентами вузов. Последнее обстоятельство, как это не парадоксально, имело положительные последствия для обеих сторон. Готовясь к занятиям с учащимися техникумов, студенты вузов более обстоятельно усваивали полученные знания и почти в том же, вузовском, объеме передавали их студентам техникумов. В практическом плане недостаток в геологах приводил к тому, что даже очень ответственные работы доверялись иногда не имеющему опыта специалисту или курсанту, лишь бы он проявил интерес и добросовестное отношение к порученному делу.

Вот несколько из известных автору подобных случаев.

Питомец Владивостокского геологоразведочного техникума Вадим Онихимовский в свои 18 лет, будучи еще студентом второго курса, стал начальником геологопоисковой партии и успешно провел работу в Буреинском каменноугольном бассейне. Требуемые большой ответственности и больших знаний работы были поручены и двум другим молодым дальневосточникам — Владимиру Перваго и Георгию Власову. В 1932 г. В. А. Перваго был назначен руководителем комплексной экспедиции по изучению полезных ископаемых Малого Хингана, а Г. М. Власов возглавил работы по изучению угольных месторождений Приморья. А было им тогда лишь по 19 лет, и имели они только среднетехническое образование. Дальнейшие жизнь и работа каждого из этих специалистов заслуживают отдельного описания. Отметим лишь некоторые моменты из их биографии.

Владимир Александрович Перваго стал крупным руководителем геологической службы СССР, доктором геолого-минералогических наук. Накануне Отечественной войны экстерном окончил институт. Перед концом войны назначен начальником Дальневосточного геологического управления. Затем в качестве главного инженера экспедиции разведывал железорудные месторождения Малого Хингана. Был начальником Камчатской нефтепоисковой экспедиции. Участвовал в разведке угольных и магнетитовых месторождений Южной Якутии. Несколько лет возглавлял крупнейшее в стране Уральское геологическое управление. В начале 60-х годов переведен в Москву, где стал членом коллегии Министерства геологии СССР. Одновременно являлся членом Комитета по Ленинским и Государственным премиям.

Вадим Викторович Онихимовский до 1956 г. был начальником различных полевых и тематических партий. Около десяти лет являлся главным геологом экспедиции, изучавшей оловорудные месторождения, разработкой которых сейчас занимается крупнейший в стране комбинат «Солнечный». В 1965 г. назначен начальником Геологического управления. С завидной энергией он неудержимо двигался вперед, совершенствуясь как геолог, попутно увлекая за собой других. Теперь он лауреат Ленинской премии, Герой Социалистического Труда, доктор геолого-минералогических наук, хотя формально имеет только среднее образование.

Георгий Михайлович Власов, как и В. А. Перваго, получил высшее образование экстерном. Является лучшим знатоком геологии и полезных ископаемых Дальнего Востока. Кандидатскую диссертацию он защищал в Ленинграде во ВСЕГЕИ. Глубина проработки избранной темы и широта научных взглядов соискателя произвели на Ученый совет института настолько сильное впечатление, что он принял единодушное решение присудить диссертанту ученую степень не кандидата, а доктора наук.

В настоящее время Г. М. Власов работает в Хабаровске в одном из институтов АН России. Им опубликовано несколько сотен работ, посвященных геологическому строению и полезным ископаемым региона, а также вопросам мобилизма и металлогении.

Но наиболее впечатляюще сложилась судьба у Александра Леонидовича Яншина.

В первую в его жизни геологическую организацию, а было это где-то в Мугуджарах, он пришел в 1929 г. Причем не из вуза, даже не из техникума, а после краткосрочных курсов. Было ему тогда 18 лет. Его пылкий ум, чудесная емкая память, энергия и высокая работоспособность были замечены, по достоинству оценены и через два года он уже оказался на инженерной должности начальника геологоразведочной партии. Спустя еще год он автор опубликованной научной статьи, положившей начало многочисленным печатным трудам, количество которых исчисляется сотнями. В 1936 г. А. Л. Яншин — старший научный

сотрудник ГИН АН СССР. В 1937 — участник XVII сессии Международного геологического конгресса и кандидат геолого-минералогических наук. Вскоре после войны он стал доктором, затем академиком и вице-президентом АН СССР. А. Л. Яншин — Герой Социалистического Труда, лауреат Государственных премий, ученый с мировым именем. И, что особенно приятно отметить, в течение ряда лет был членом редколлегии журнала «Советская геология».

Однако все это пришло позднее, а в предвоенные годы упомянутые лица, как и сотни других, подобных им талантливых будущих производственников и ученых, лауреатов, героев, докторов и академиков, пока что самоотверженно трудились над созданием надежной минерально-сырьевой базы, способствуя превращению Родины в могучую сильную державу.

Но... грянула война. Великая Отечественная. Многие геологи ушли на фронт. Участвовали в кровопролитных боях. Кроме того, их горняцкий опыт нашел широкое применение при строительстве фортификационных сооружений и прокладке рокадных дорог.

Воинская доблесть геологов, как павших в боях, так и оставшихся в живых, описана в книге «Геологи — фронту», опубликованной в 1985 г. Ее автор — Виктор Парфентьевич Федорчук, доктор геолого-минералогических наук, член редколлегий нашего журнала. В 1990 г. появилась еще одна книга на эту тему «Фронт и тыл. Геологи АН в ВОВ». Она состоит из нескольких десятков статей, написанных участниками сражений.

Начавшаяся война сразу же привела к существенному сокращению геологоразведочных работ. Не ослабевали лишь поиски и разведка стратегического сырья.

В годы перестройки в средствах массовой информации появились высказывания о том, что Советский Союз якобы не готовился к войне. Возможно, в каких-то отраслях народного хозяйства это и имело место. Но только не в геологии. Начиная с первой пятилетки разведчиков меди упорно ориентировали на необходимость расширения работ по выявлению и разведке таких металлов, как олово, вольфрам, молибден, никель, редкие земли, необходимых для создания мощной военной техники. Росли требования к усилению поисков и новых месторождений нефти, чтобы в случае войны иметь возможность бесперебойно снабжать топливом военный транспорт из любых мест Союза. Для этих работ выделялись довольно солидные денежные средства и было организовано первоочередное материальное обеспечение. Создавались четко профилированные номерные экспедиции и тресты. Оказывалась помощь и со стороны военного ведомства. В частности, в 1938 г. по приказу командующего Особой Дальневосточной армией маршала Василия Константиновича Блюхера для заброски геологов в отдаленные участки тайги были выделены боевые самолеты, а для проведения полевых работ к поисково-разведочным партиям прикомандированы военные топографы. Одновременно оказывалась помощь в обеспечении одеждой, обувью и шансовым инструментом. В результате принятых мер в стране появились новые месторождения нефти и ранее неизвестные месторождения редких металлов.

Но вот война позади. Геологическая служба, как и все народное хозяйство, занялась восстановлением своих сил. Энергично включились в прерванную войной работу вернувшиеся с фронта специалисты. Ряды геологов стали быстро расти благодаря увеличивающемуся из года в год выпуску инженеров и техников не только из старых, но и вновь открытых учебных заведений.

Существенно возросли ассигнования и улучшилось материально-техническое обеспечение геологоразведочных работ, особенно в 60-е и 70-е годы. Общий послевоенный технический прогресс способствовал к тому же совершенствованию буровой и горнопроходческой техники, что позволило значительно ускорить как поиски, так и особенно разведку месторождений. Почти полностью ликвидирован ручной труд. Ему на смену пришло дистанционное и компьютерное управление многими механизмами и аппаратурой. Во все стадии геологических исследований внедрены геофизические и геохимические методы. Возросла роль научного прогнозирования месторождений. Широкое применение получили дистанционные методы геологического картирования, вначале только с самолетов, а затем и искусственных спутников Земли.

Все это в конечном итоге привело к колоссальным практическим и научным результатам. На геологической карте страны ликвидированы последние белые пятна. Государственная полистная геологическая съемка масштаба 1:200 000 из обжитых районов распространилась на труднодоступные пространства, включая Заполярье. Выявлены новые нефтегазоносные провинции, каменноугольные бассейны и рудные районы, в пределах которых разведаны многочисленные месторождения, в т. ч. очень крупные, разнообразных полезных ископаемых, включая алмазы и урановое сырье. Геологи стали оперировать цифрами, которыми прежде в основном пользовались астрономы. Начало этому положили тюменские нефтяники: Запасы открытых ими месторождений нефти измеряются миллиардами тонн, а газа —

триллионами кубометров. Вскоре, вслед за тюменцами, о месторождениях газа с триллионными запасами стали рапортовать геологи Оренбурга, Туркмении, Казахстана, Прикаспия.

Не будет преувеличением сказать, что достижения геологов послевоенных лет сыграли существенную, в ряде случаев определяющую роль в формировании экономических структур отдельных районов, вызвали к полнокровной хозяйственной жизни ранее безлюдные и труднодоступные территории. Там, где еще совсем недавно лишь редкие тропы рассекали таежные дебри и над песчаными барханами свободно гуляли пустынные ветры, ныне возникли нефтяные и газовые промыслы, горнодобывающие предприятия, города, поселки, аэродромы, проложены железнодорожные и автотранспортные магистрали.

Все эти преобразования, во многом обязанные труду геологов, происходили, образно говоря, на глазах нашего журнала. На его страницах за 60 лет существования систематически освещался весь ход развития отечественной геологической культуры, публиковались результаты полевых исследований, отмечалась научная значимость сделанных открытий. Большое внимание уделялось проблемным вопросам. При этом авторами статей являлись как маститые ученые с мировым именем, так и молодые производственники, начинающие постигать азы большой науки. Регулярно печатались обзоры всевозможных научных форумов — симпозиумов, конференций, конгрессов — как внутринациональных, так и международных. Предоставлялась широкая возможность помещать в журнал свои статьи и зарубежным ученым.

Находила отражение в журнале и международная деятельность Министерства геологии СССР, связанная с оказанием зарубежным странам научно-технического содействия в производстве геологоразведочных работ. В 1991 г. этой деятельности исполнилось 60 лет. Ею было охвачено более 50 стран Азии, Африки, Европы и Латинской Америки, в которых открыто разведано и передано в эксплуатацию несколько тысяч месторождений, в т. ч. с солидными запасами. Это нефть в Индии и Сирии, природный газ в ГДР, фосфориты в Египте, каменные угли в Иране, медь в Афганистане... Одновременно собран богатейший научный материал. Он позволил составить и издать несколько монографий и различных карт геологического содержания, охватывающих не только территории отдельных государств, но и континенты, и земной шар в целом. В знак признания крупного вклада советских геологов в развитие международного сотрудничества Министерство геологии СССР в 1980 г. удостоено международной премии «Золотой Меркурий».

Нельзя не отметить, что достижения, которых добились геологи как внутри страны, так и за ее пределами, имели место лишь до перестройки. Последствия перестройки, особенно распад СССР, тяжело отразились на состоянии отечественной геологической службы. Вызвали ее деградацию. Резко уменьшились ассигнования. Почти сведено на нет материально-техническое обеспечение полевых партий. В целях сохранения создававшихся годами организационных структур руководители экспедиций вынуждены значительные силы бросать на совершенно не свойственные геологам коммерческие дела. Это самым роковым образом сказывается на поисковых работах, заблаговременном обеспечении народного хозяйства резервными запасами минерального сырья.

Было ликвидировано Министерство геологии Российской Федерации. Вновь образованный Комитет Российской Федерации по геологии и использованию недр не обладает правительственным статусом. Из аббревиатуры Комитета Роскомнедра исчезло слово геология.

Поразивший геологическую службу кризис отразился и на нашем журнале. Свой шестидесятилетний юбилей он отмечает в условиях нехватки средств на издательскую деятельность. Сократился объем журнала. Возникли трудности со своевременным выпуском очередных номеров.

Руководство Роскомнедра принимает всевозможные меры, чтобы в столь тяжелых условиях сохранить геологическую службу и ее бывшее значение для страны. И хочется надеяться, что это в конце концов даст положительные результаты.

Оптимизм последней фразы позволяет пожелать читателям журнала как можно скорее увидеть начало возрождения Российской Отечественной Геологии.

В. А. Ярмолюк

Правовые основы недропользования и минерально-сырьевая база России

А. И. КРИВЦОВ, И. Ф. МИГАЧЕВ, Б. И. БЕНЕВОЛЬСКИЙ (ЦНИГРИ)

Закон Российской Федерации «О недрах», принятый 21 февраля 1992 г., определяет понятие «недра» как часть земной коры, расположенной ниже почвенного слоя и дна водоемов, простирающейся до глубин, доступных для геологического изучения и освоения. Правовая основа недропользования — положение о том, что недра являются достоянием (собственностью) народов, проживающих на соответствующих территориях Федерации. Вопросы владения, пользования и распоряжения недрами регулируются Основами законодательства РФ, законодательством республик в составе РФ и правовыми актами других субъектов федеративных договоров. К ведению Федерации в сфере регулирования отношений недропользования отнесены: вопросы законодательства о недрах, разработка порядка пользования недрами и их охраны, госконтроль за использованием и охраной недр, госэкспертиза информации о разведанных запасах и иных ценностных свойствах недр, определение условий и порядка взимания платы за

пользование недрами (совместно с субъектами федеративных договоров). Принципиальное значение имеет отнесение к федеральному ведению определения стратегии использования, темпов воспроизводства, дальнейшего расширения и качественного улучшения минерально-сырьевой базы путем разработки и реализации федеральных программ.

В условиях отсутствия федеральной собственности на недра федеральные минерально-сырьевые программы представляются единственным регулятором баланса федеральных и территориальных интересов с учетом всего комплекса общенациональных и межтерриториальных целей.

Вместе с тем законодателем не сформированы принципы определения федеральных минерально-сырьевых интересов, а также правовые и экономические основы реализации федеральных минерально-сырьевых программ. Фактически реальным фактором обеспечения федеральных интересов может быть Федеральный фонд воспроизводства

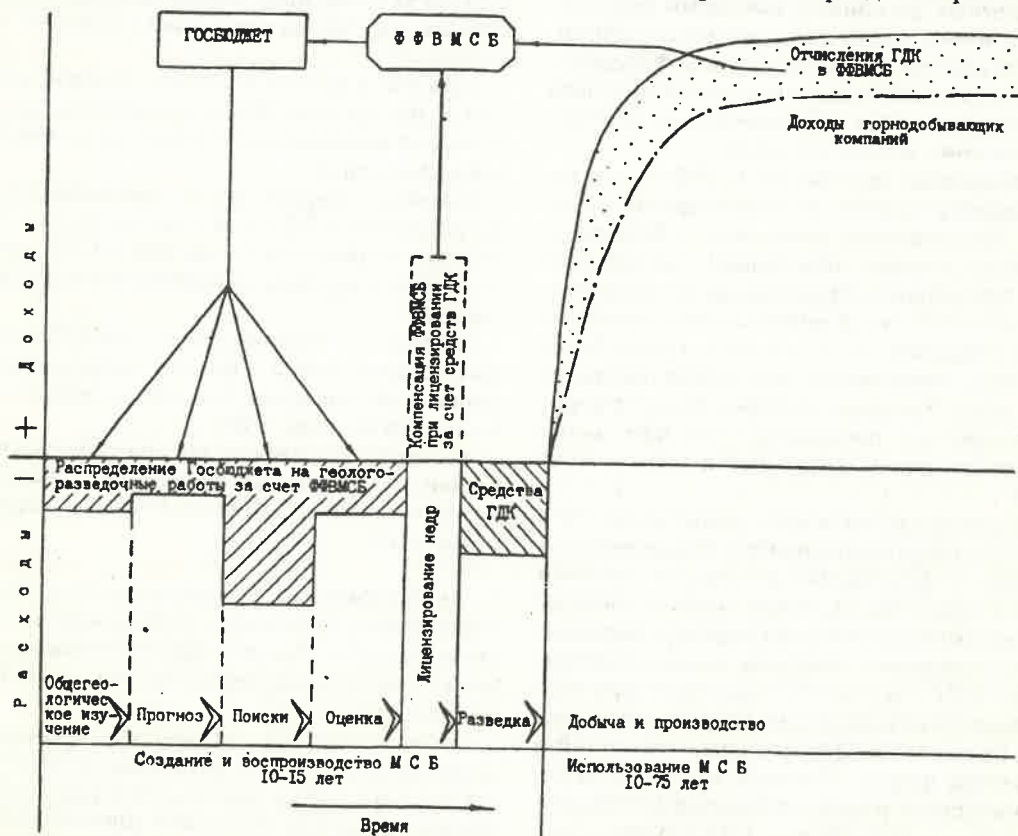


Рис. 1. Структура формирования и использования ФФВМСБ по циклу выявления и использования минерально-сырьевых ресурсов

минерально-сырьевой базы (ФФВМСБ), определенный Законом о недрах как единственный централизованный источник для геологоразведочных работ. ФФВМСБ формируется за счет ставок возмещения от добычи полезных ископаемых горнодобывающими компаниями (ГДК — рис. 1). Этим обуславливается «привязка» ФФВМСБ к определенным видам минерального сырья и территориям.

Соответственно ограничиваются возможности маневра в развитии геологоразведочных работ, в первую очередь, в части вовлечения в геологическое освоение тех территорий, на которых имеются соответствующие перспективы, но в силу отсутствия горнодобывающей промышленности отсутствуют и средства ставок возмещения. Принципиальная парадоксальность ФФВМСБ заключается в том, что наибольшие средства накапливаются в регионах с интенсивно развитой добывающей промышленностью, т. е. в регионах с высоким уровнем геологической изученности, в принципе нуждающихся в меньших вложениях в геологию, чем неосвоенные или слабо освоенные территории. Оказывается, что весьма значительная часть ФФВМСБ «привязана» к горнодобывающим районам с истощенными геологическими перспективами, тогда как в неосвоенных регионах с высокими перспективами имеет место дефицит ассигнований. Представляется очевидным, что федеральные геологические органы должны обладать соответствующими возможностями маневра для освоения новых регионов.

В правовом пространстве РФ в части, касающейся ее недр, возник и другой парадокс. Законодатель установил собственником недр народы, обитающие на той или иной территории. Реальная (а не абстрактная) ценность недр определяется выявленными запасами, на что в свое время были затрачены средства не нынешнего собственника недр. Введение системы лицензирования позволяет последнему так или иначе распродать ранее созданные в недрах ценности.

Современные законодательные акты РФ в области недропользования ограничивают вложения федеральных средств стадией оценки (см. рис. 1), после чего по системе лицензирования должна следовать передача соответствующих объектов иным собственникам (ГДК) через властные структуры территории. Соответственно закрепляется тактика отчуждения федеральных вложений в косвенной форме. Тройная точка сопряжения интересов разных субъектов (федеральные органы, территории, ГДК) сулит немало коллизий, к сожалению, уже имевших место при лицензировании ряда объектов.

В сложившейся правовой ситуации остро необходимы определение федеральных минерально-сырьевых интересов и та или иная форма защиты (или компенсации) федеральных вложений в оценку объектов. Модель этой задачи сравнительно проста — согласование с территориями объектов федерального значения (на договорных основах), федеральное финансирование соответствующих работ, сохранение федеральной доли в лицензионной стоимости объектов и доходов от их эксплуатации (независимо от форм последующего владения и распоряжения объектами).

Принципиальное значение имеют и подходы к геолого-экономической оценке месторождений. Общенациональным (федеральным) и территориальным интересам отвечает достижение максимально возможной полноты учета запасов в недрах и их выемки при эксплуатации. Рентабельность отработки месторождений — сфера интересов ГДК, приобретающих объекты для добычи. Очевидна противоречивость интересов — федеральных и территориальных, с одной стороны, и ГДК — с другой. Поиски разумного баланса интересов представляют собой непростые задачи.

Для определения федеральных минерально-сырьевых интересов требуется оценка статуса тех или иных видов полезных ископаемых, исходя из следующих главных показателей:

доля РФ в добыче и запасах относительно СССР (по уровню 1990 г.), основные производители минерального сырья (регионы РФ и предприятия);

душевые показатели по производству и потреблению в РФ в сопоставлении с СССР, лидировавшими республиками СССР, странами ЕЭС, другими лидирующими государствами;

показатели сложившегося в СССР технологического ввоза—вывоза минерального сырья и его значение для минерально-сырьевого обеспечения РФ;

расчет необходимого уровня собственного производства, исходя из рационального сочетания внутреннего потребления, экспорта и импорта.

Из экономических соображений с учетом переходного состояния экономики и промышленности России федеральный статус могут иметь следующие группы полезных ископаемых (ПИ):

дефицитные ПИ, добыча и производство которых составляет ограниченную или весьма малую долю от достигнутого ранее общесоюзного уровня душевого производства и потребления; покрытие дефицита возможно за счет импорта из ближнего и дальнего

зарубежья, что потребует весьма значительных валютных средств или организации соответствующего минерально-сырьевого бартера;

ПИ с экспортными возможностями, которые определяются достигнутыми в РФ уровнями производства, превышающими общесоюзные при равных или близких душевых показателях; это позволяет иметь источники валютных поступлений для покрытия дефицита ПИ первой группы;

валютные виды ПИ, в первую очередь, благородные металлы и драгоценные камни, необходимые для федеральных валютных фондов и запасов;

перспективные виды ПИ, необходимые для создания и развития новых технологий, но добываемые в РФ в непропорционально малых объемах;

стратегические виды ПИ, отвечающие интересам федеральной безопасности.

Федеральным статусом могут обладать отдельные ПИ, добываемые на территории одних, но перерабатываемые на территории других субъектов федеративных договоров. В такой ситуации федеральная минерально-сырьевая политика должна обеспечивать сохранение сложившихся технологических связей в общенациональных социально-экономических интересах, препятствовать их деструкции.

Главные задачи Федеральной геологической службы по стратегическим и критическим ПИ должны заключаться в следующем:

компенсация погашаемых запасов их приростами (воспроизводство) в районах со сложившейся горнодобывающей промышленностью и перерабатывающей инфраструктурой;

наращивание запасов высококачественного минерального сырья, доступных для быстрого и эффективного освоения;

выявление новых для РФ типов месторождений, эффективно эксплуатируемых в других странах;

выявление новых месторождений таких полезных ископаемых, сырьевая база которых по тем или иным причинам имеет черты монопольности, обладает неоправданно суженной географией или неблагоприятной экономикой размещения.

Естественно, что перечисленные задачи не исключают необходимости опережающего геологического и минерогенического изучения недр РФ — создания задела для решения конкретных минерально-сырьевых задач. Для обеспечения предусмотренных Законом о недрах федеральных задач представляется необходимым достижение в федеральных минерально-сырьевых программах рационального сочетания объектов (полезных ископаемых) и территорий (субъек-

тов федеративных договоров) как в федеральных, так и в региональных интересах. Реальные приоритеты должны принадлежать тем территориям, где сочетается наибольшее число полезных ископаемых федерального статуса.

Весьма сложны задачи обеспечения промышленности России черными, цветными, редкими и легирующими металлами. По 16 из 19 видов полезных ископаемых этих групп в связи с распадом союзных технологических цепочек производство не удовлетворяет внутреннее потребление и только по меди и никелю возможен экспорт продукции. Остальные полезные ископаемые и продукты их переработки должны импортироваться из стран СНГ или дальнего зарубежья.

Главной причиной возникновения острого дефицита важнейших полезных ископаемых явилась неадекватность состояния минерально-сырьевой базы (МСБ) России ее политическому и экономическому суверенитету. Как видно из рис. 2, структура МСБ РФ по ведущим ПИ оказалась разбалансированной. Резко дифференцированы и контрастны соотношения ресурсов и запасов различных категорий. При этом по марганцу, хромитам, рению подготовленная МСБ практически полностью отсутствует; по алюминиевому сырью, ниобию, танталу, стронцию, цирконии и др. МСБ характеризуется неудовлетворительным качеством, сложными горно-геологическими и географо-экономическими условиями месторождений, отсутствием технологий переработки многокомпонентных, сложных по составу руд; по сурьме, бокситам, титану и др. истощены сырьевые базы действующих

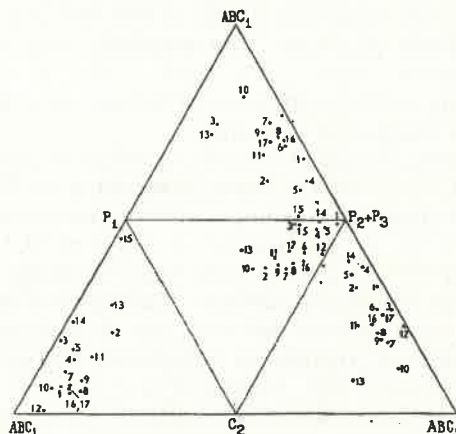


Рис. 2. Структура МСБ РФ ведущих металлических полезных ископаемых:

1 — алмазы; 2 — золото (коренные месторождения); 3 — золото (россыпи); 4 — серебро; 5 — платиноиды; 6 — никель; 7 — медь; 8 — свинец; 9 — цинк; 10 — алюминий; 11 — олово; 12 — сурьма; 13 — железо; 14 — марганец; 15 — хром; 16 — вольфрам; 17 — молибден

предприятий; по молибдену, свинцу, цинку, ниобию, танталу, ртути и др. не осваиваются промышленностью резервные и перспективные месторождения; по свинцу, цинку, ртути, редкометалльной группе отсутствуют или недостаточно развиты на территории России перерабатывающие предприятия, которые в свое время были размещены в нынешних государствах ближнего зарубежья.

Состояние МСБ РФ более детально может быть рассмотрено на примерах цветных и благородных металлов.

На территории России сосредоточены весьма значительные геологические запасы свинца (34,5 % от выявленных на территории Союза), однако добыча его в РФ составляет лишь 24 % от общесоюзного уровня. При этом 15 % металла в концентрате поставляется на металлургические предприятия Казахстана (в силу недостатка собственных мощностей) с весьма проблематичным возвратом готового металла в РФ. В то же время душевое производство свинца в Казахстане в 40 раз выше общероссийского. Проблема дефицита свинца в РФ при его мировой цене около 750 долл. США за одну тонну вряд ли может быть снята импортом без реализации мер по самообеспечению.

Почти половина общесоюзных балансовых запасов цинка приходится на территорию РФ, однако доля России в его производстве составляла 33,8 % от общесоюзного. Более одной трети этого металла производилось из импортных концентратов. В связи с этим душевое производство цинка в РФ в 22 раза ниже, чем в Казахстане. Даже при принятии среднесоюзного уровня душевого потребления, не говоря уже о развитых странах, дефицит цинка в РФ имеет угрожающие размеры. При мировой цене этого металла около 1100 долл. США за одну тонну возможный импорт потребует огромных валютных средств.

Доля России в запасах и добыче золота в СССР составляла соответственно 62 и 54 %. При этом по коренным месторождениям — 17 и 57 %, россыпным — 69,2 и 19,4 %. При весьма значительных разведанных запасах коренного золота его добыча в России на протяжении многих лет базировалась преимущественно на отработке россыпных месторождений. Удельный вес коренных месторождений в общей золотодобыче не соответствует имеющейся сырьевой базе. Сложившиеся диспропорции — следствие реализации политики интенсивного развития золотодобывающей промышленности в других республиках СССР (Узбекистан, Казахстан, Армения, Киргизия), где добывалось 71,3 % коренного золота. Несмотря на значительные разведанные запасы 64 % дейст-

вующих рудников в России, отработывающих коренные месторождения с начала двадцатого века, имеют низкую обеспеченность активными запасами и не могут составить конкуренцию новым предприятиям в странах СНГ и ведущих золотодобывающих странах мира (США, Канада, Австралия). Россыпные месторождения вследствие длительной экстенсивной эксплуатации находятся на грани истощения, ухудшились их качественная характеристика и горно-геологические условия отработки. Поднять на них золотодобычу практически нереально. Ввод в эксплуатацию новых предприятий на подготовленных к промышленному освоению коренных месторождениях требует огромных капитальных вложений, которых РФ в настоящее время не имеет.

Приведенные примеры широко используемых и оказавшихся весьма дефицитными для РФ металлов демонстрируют масштабность федеральных минерально-сырьевых проблем.

С другой стороны, по части полезных ископаемых РФ обладает определенным экспортным потенциалом. Так, на долю РФ приходится около 60 % общесоюзной добычи меди. При принятии общесоюзного душевого потребления для РФ этот уровень добычи позволяет экспортировать 7—10 % производимого металла, однако достигнутый в РФ уровень душевого производства в пять раз ниже, чем в Казахстане.

Пути ликвидации минерально-сырьевого дефицита известны — это, в первую очередь, импорт и минерально-сырьевой бартер с ближним зарубежьем. Однако эти пути вряд ли реальны для нынешней экономики России. Более доступна ориентировка на освоение уже выявленных запасов минерального сырья средствами Федерации, территорий и иностранных инвесторов.

Реализация Федеральной минерально-сырьевой программы потребует соответствующих вложений в геологоразведочные работы. За 1986—1990 гг. среднегодовые затраты по указанным выше цветным и благородным металлам составили по территории РФ около 400 млн р., а в 1991 г. — 675 млн р.

С учетом перехода экономики РФ на мировые цены был проведен анализ затрат компаний США и Канады на эти же металлы в обеих странах за 1986—1990 гг. по статистическим данным журнала *Economic Geology*. За указанный период они составили 1,49 млрд долл. США. Поскольку, по мнению авторов статистических материалов, учтено около половины реальных затрат, эта сумма может быть удвоена, что дает среднегодовой показатель 600 млн долл. США. Сопоставимость площадей и геологического строения указанных стран и

РФ позволяет принять приведенные затраты и для территории РФ. Отсюда следует, что период дешевых геологоразведочных работ и дешевых приростов запасов тем ближе к завершению, чем ближе экономика РФ к мировым ценам на минеральное сырье.

При подготовке проекта Федеральной минерально-сырьевой программы на 1993—2000 гг. эксперты Роскомнедра исходили из необходимости устранения геологоразведочными средствами дисбаланса структуры МСБ и снижения дефицита. Соответственно были определены необходимые темпы прироста запасов, учитывающие и сложившиеся темпы их погашения.

На рис. 3 отражена ретроспективная (1986—1990 гг., факт) и перспективная (1993—2000 гг., проект) структура соотношений приростов запасов и базы этих приростов для благородных и цветных металлов. Для упрощения принято, что приросты запасов категорий АВС1 обеспечиваются запасами категории С₂, имевшимися (имеющимися) на начало соответствующего периода. В свою очередь, приросты запасов категории С₂ создаются за счет учтенных ресурсов категории Р₁.

По коренным месторождениям золота прирост запасов высоких категорий сохраняется в сложившейся ранее доле от запасов категории С₂, в то время как намеченные приросты по этой категории предполагают существенное возрастание вовлечения в геологическое освоение базы прогнозных ресурсов. Это может привести к снижению поискового задела, если таковой не будет воспроизведен за 1993—2000 гг. По россыпным месторождениям золота, как и ранее, в приросты запасов высоких категорий вовле-

каются не только база категории С₂, но и весьма значительная часть прогнозных ресурсов категории Р₁, что определяется дефицитом объектов и соответствующего задела.

Приросты запасов серебра по всем категориям значительно снижают базу категории С₂ и частично прогнозных ресурсов категории Р₁, что может увеличить дефицит числа опоскованных и предварительно оцененных объектов. Приросты запасов меди по высоким категориям, а также по категории С отражают относительную стабильность структуры МСБ для этого металла. Приросты запасов свинца по категориям АВС₁ и С₂ также сохраняют сложившиеся пропорции с соответствующими базовыми запасами и ресурсами. По цинку несколько снижаются темпы вовлечения в освоение запасов категории С₂ и ресурсов категории Р₁, что может снизить нагрузку на поисковые работы в ряде регионов РФ.

Приведенные данные иллюстрируют сложную сопряженность задач воспроизводства МСБ РФ. Последние могут быть эффективно решены только четко организованной и стабильно финансируемой Федеральной геологической службой, все звенья которой должны быть связаны единой концепцией взаимодействия федерального и территориального уровней на экономически взаимовыгодных условиях, отвечающих современной ситуации в РФ.

Для успешной реализации общенациональных минерально-сырьевых программ требуется создание и организационное оформление Федеральной геологической службы (ФГС) на базе федерального органа управления госфондом недр — Роскомнедра. В сферу деятельности ФГС должны входить геологические, геофизические, металлогенетические, гидрогеологические, геоэкологические исследования на континенте, шельфе и в Мировом океане; соответствующие научно-исследовательские работы; воспроизводство МСБ важнейших ПИ, отвечающих по статусу дефицитным, экспортным, валютным, перспективным, стратегическим видам минерального сырья, от наличия которых зависят экономическое положение государства, его валютные резервы, развитие новых технологий и федеральная безопасность.

Отношения между ФГС, территориальными и республиканскими органами управления недрами, находящимися в ведении властных структур субъектов федеративных договоров, при федеральном финансировании работ должны строиться на договорной (контрактной) основе при конкурсном размещении заказов ФГС. Таким образом, заключенный договор может иметь статус Фе-

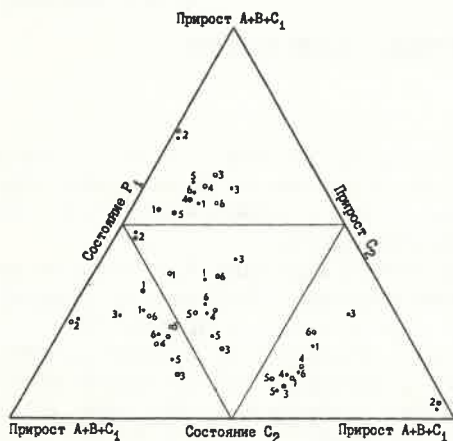


Рис. 3. Структура обеспеченности приростов запасов по РФ алмазов, благородных и цветных металлов (1986—1990 гг. — факт; 1993—2000 гг. — проект Федеральной минерально-сырьевой программы, незаполненные кружки):

1 — золото коренное; 2 — золото россыпное; 3 — серебро; 4 — медь; 5 — свинец; 6 — цинк

дерального задания (заказа) на создание и воспроизводство МСБ. Необходимо разработать нормы и санкции, стимулирующие выполнение заказов ФГС в определенные сроки и с высоким качеством геологоразведочных работ, а также систему мер защиты федеральных средств.

В такой схеме управления геологическим изучением недр непосредственными производителями работ могут быть организации с любой формой собственности — государственные, акционерные с государственным пакетом, частно-предпринимательские специализированные геологические и горнодобывающие компании.

Финансирование геологоразведочных работ в рамках государственной программы, по-видимому, должно осуществляться из трех источников.

Региональное изучение территории России и субъектов федеративных договоров, создающее необходимые комплексные геологические основы многоцелевого назначения, должно финансироваться непосредственно из государственного бюджета.

Образуемый в соответствии с Законом о недрах ФФВМСБ расходуется на изучение, качественное улучшение и расширение МСБ в районах действующих предприятий, недостаточно обеспеченных разведанными запасами, а также в новых перспективных районах, на новые виды минерального сырья и новые технологии. Пионерным источником пополнения ФФВМСБ (до начала освоения месторождения) должны быть поступ-

ления от лицензирования месторождений, подготовленных к промышленному освоению, взимаемые с горнодобывающих компаний за лицензии на право разработки месторождений. Размеры таких выплат и порядок их определения должны стать предметом специального подзаконного акта.

Кроме того, источником средств на геологоразведочные работы (от региональных до разведочных) могут быть инвестиции любых субъектов предпринимательской деятельности, в т. ч. и иностранных инвесторов.

В заключение отметим, что в нынешнем правовом пространстве недропользования России практически исчезла федеральная собственность на недра (в отличие от многих стран мира). Вместе с тем, федеральная власть без федерального владения минерально-сырьевыми ресурсами лишается многих возможностей разумного управления экономикой как в переходный период, так и в рыночных условиях. Многолетний опыт США по формированию федеральных складских запасов стратегических и критических видов сырья за счет федеральных средств вряд ли может быть воспроизведен в России в ближайшие годы. Государственные минерально-сырьевые интересы РФ должны получить выражение и воплощение через соответствующие программы федерального уровня. Вложение в территории, обладающие собственностью на недра, федеральных средств должно сопровождаться разумным разделением экономических прав на созданные в недрах ценности.

УДК 551.24.031

© Л. И. Красный, 1993

Гетерогенный тектогенез и его минерагенические следствия

Л. И. КРАСНЫЙ (ВСЕГЕИ)

Обширные материалы о строении планет земной группы и их спутников, результаты исследований, в т. ч. и глубинных, континентов, транзиталей и океанов нашей планеты с полной убедительностью показали их вертикальную и латеральную неоднородность. Все ведущие тектонические концепции — геосинклинально-платформенная, претерпевшая существенную реконструкцию, плейт-, блок-и ринг-тектонические, а также теория расслоенности литосферы, рассматривающие разные стороны глобальной и региональной геологии, приходят к общей идее сложного сочетания разноранговых неоднородностей. Накапливаются убедительные факты о том, что минерагения, занимающаяся проблемами концентрации

полезных ископаемых, исходит из еще полностью не раскрытых закономерностей, зависящих от гетерогенности структурных элементов Земли.

Во второй половине XX столетия минерально-сырьевые проблемы из национальных и региональных превратились в глобальные. Это вызывает дополнительный интерес к вопросам тектонической обусловленности размещения полезных ископаемых на Земле. В начале статьи полезно напомнить оценку тектонических концепций геологами, признающими их ведущую

* Здесь и далее выделено автором статьи

роль, и процитировать соответствующие высказывания.

1. «...возникла новая теория, получившая название тектоники литосферных плит*, показавшая, что формирование главнейших структур земной коры и литосферы Земли в целом определяется горизонтальными движениями и взаимодействием сравнительно немногих пластин литосферы, которые наращиваются в одних зонах и поглощаются, уходя в мантию, в других» [4].

2. «К настоящему времени сформулирована развернутая концепция геоблокового развития и активизации земной коры или тектоника геоблоков. Эта концепция, подтвержденная различными авторами при изучении практически всех типов тектонических структур Земли, максимально учитывает особенности индивидуального развития геоблоков литосферы с континентальной или океанической земной корой» [16, с. 50].

3. «...одним из наиболее разработанных является учение о тектонической расчлененности литосферы — мобилистическая модель развития тектонических и магматических процессов в литосфере. Основана на данных о вертикальных и латеральных структурных, вещественных, физических и геологических неоднородностях верхних геосфер» [11, с. 3].

4. К числу новых объектов исследования «...с полным основанием можно отнести структуры центрального типа (или кольцевые структуры, как их иногда именуют). Этому способствовало по крайней мере две причины: а) несомненная, эмпирически доказанная связь с центральными структурами месторождений полезных ископаемых и б) повсеместное распространение структур данного типа» [15, с. 115].

Геосинклинальная (геосинклинально-платформенная) теория, несмотря на попытки ее дезавуирования, продолжает использоваться в разной форме во многих фундаментальных и практических исследованиях. Есть ученые, придающие ведущую роль рифтогенезу как важнейшему элементу расширения Земли.

Жесткая, на мой взгляд, чрезмерная уверенность в непогрешимости и доминантности каждой из этих концепций не соответствует современным представлениям о строении и эволюции Земли. Одновременно ясно, что многие стороны моделей, разрабатываемых различными геологическими школами, должны приниматься во внимание, особенно в системе их взаимодополняемости. Все это, как будет показано дальше, влияет

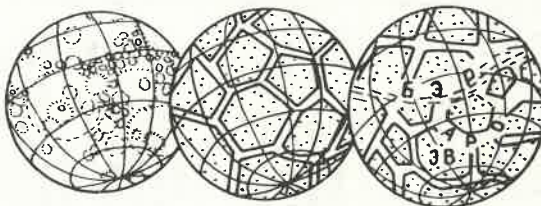
на прогнозную оценку полезных ископаемых.

Вся сложная система неоднородностей, приведшая к современному состоянию нашей планеты, исходит из образования ранней Земли и протокоры. В табл. 1 в сжатом виде сведены обобщенные данные, достаточно уверенно характеризующие главный тезис, что первичная гетерогенность Земли влияла на последующую сегментную, геоблоковую и нуклеарную делимость литосферы. Здесь уместно привести высказанную А. А. Маракушевым мысль о том, что с древнейших времен поверхность Земли была разбита на крупные геоблоки системой спрединговых зон типа современных срединно-океанических хребтов. Эта система определила последующее развитие Земли, когда началось формирование главных типов коры: океанской вдоль спрединговых зон; континентальной внутри геоблоков, ограниченных спрединговыми зонами (А. А. Маракушев, 1992). Вместе с сомнениями в проведении аналогии древнейших «спрединговых зон» с современными представляется, что главная идея — в самые седые времена истории имели место межгеоблоковые активные зоны, обуславливающие подъем к поверхности глубинного вещества, — верна. Сходный результат вычленения полигональных блоков в ранней истории Земли получен У. Кэри [9], нарисовавшим картину делимости планеты 4, 3 и 1,6 млрд лет назад (рисунок). Хотя генетические основы этих подходов различные, оба они видят в первичных неоднородностях начало глобальной делимости в древней истории Земли, что было показано в табл. 1.

В дальнейшей эволюции нашей планеты первичные планетарные и, вероятно, многие региональные неоднородности (в т. ч. часть геоблоков и нуклеаров), несмотря на изменения теплового и ротационного режимов, а также на влияние «твердых лунных приливов» (Ю. А. Косыгин, Л. А. Маслов, 1986), сохранились.

Прежде чем обрисовать значение и взаимозависимость перечисленных выше текто-

4 млрд лет 3 млрд лет 1,6 млрд лет



Часть стилизованной диаграммы эволюции Земли [9]: БЭР — Большой экваториальный рифт; АРО — активные рифтовые орогены; ЭВ — эпейрогенические впадины

1. Возможные причинные связи неоднородностей, содействовавших образованию глобальной сегментной и геоблоковой делимости

Образование ранней Земли и протокры			Роль мантийных и корово-мантийных преобразований	
Планетоземальная аккреция	Бомбардировка небесными телами	Формирование надъядерного неустойчивого слоя D_{II}^{II}	Конвективные течения, приводящие к ячеистости литосферы	Глубинные и сверхглубинные неоднородности, устанавливаемые геофизическими методами
По Э. В. Соболеву (1981 и др.), В. Л. Барсукову (1981, 1985), А. В. Витязеву, Г. В. Печерниковой, В. С. Сафронову (1990) и др.	По А. Н. Гудвину (1980), Л. И. Салопу (1983), Л. И. Красному (1984), В. Л. Масайтису (1989) и др.	По А. Б. Рингуду (1982), К. С. Пауэллу (1991) и др.	По А. Е. Шейдереу (1987), Н. Л. Добрецову (1980 и др.), Ю. М. Пуцаровскому, В. Л. Новикову и др. (1989)	По А. М. Давонски (1984), А. В. Чекунову (1990, 1991), Д. Берковичи и др. (1989), Л. П. Виннику, В. А. Матницкому, В. Н. Жаркову (1992) и др.
Превращение пылевых сгущений в сплошные тела. Объединение планетоземалей в тела больших (астероидных — 1—1000 км) размеров. Возможность полного перемешивания планетоземалей, имевших первоначальный неоднородный состав. Исследования разнообразного вещества метеоритов земных коллекций, а также обоснование существования разных типов астероидов приводят к предположению (согласно Д. Андерсону и др.), что планетарная аккреция создавала латерально неоднородные тела	Разбиение и частичное уничтожение протокры ранней бомбардировкой тяжелыми небесными телами 4,1—3,9 млрд лет назад. Образовавшиеся ударные бассейны и регматическая сеть (овальной и линейной) повлияли на создание первичных неоднородностей. Вероятно, потоки (рон) этих тел, прерывистые по времени и имеющие различия в массе, скорости и угле встречи с мишенью, неравномерно охватывали планету. Предполагается (Л. И. Красный, 1984, В. Л. Масайтис, 1989), что импактные процессы могли быть ответственны за возникновение первичной делимости литосферы, выделение ядер континентов и за асимметрию в их распределении.	Вследствие гетерогенной аккреции слой, расположенный на 200—300 км выше границы ядра — мантия, приобрел особые свойства, включая низкие или отрицательные градиенты скорости сейсмических волн и неоднородную («пятнистую») структуру, вызванную температурными вариациями и химическим составом. В этом слое D_{II}^{II} в ранний этап становления Земли (при конечных стадиях аккреции) образовалась холодная твердая кора, сложенная окисленным хондритовым веществом, более плотным, чем мантия. Возникла гравитационная неустойчивость и началось потужение первичных более плотных глыб («плит», по Рингуду) в основании мантии. Из-за стремления FeO растворяться в веществе ядра слой был химически и динамически неустойчив. Легкий нагретый материал из слоя D_{II}^{II} мог образовывать возмущающиеся горячие диапиров и пломы, а также способствовать формированию малых конвективных ячеек	Глубинный поток вещества, отделяющийся от поверхности ядра и поднимающийся к литосфере, меняется в зависимости от его энергетического потенциала, массы и эффективной плавающей системы. Глобальная система конвекционных потоков сложна и многоэтажна. Выявляется, что планеты литосферы при определенных условиях распределяются в мантии и коре под разными углами. Возникающие потоки, в существующей степени образованные термальной конвекцией, создают сложный ячеистый облик тектоносферы	Устанавливается анизотропия (А) больших объемов мантии, включая «замороженную» подкоровую А литосферы, геологического прошлого, а также А, связанная с современными течениями в верхней мантии. Намечается связь крупномасштабных плотностей и термальных неоднородностей, генерируемых астеносферой. Успешно строится геолого-геофизическая антистратиформная модель коры, рассчитанной на разновеликие глыбы. По данным сейсмической томографии, включая трехмерные сферические модели термальной мантийной конвекции, выявляется сложная структура Земли в пределах глубин до 250 и 400—670 км, где положение сейсмических границ обочечек меняется от одной провинции к другой, и придает им единую фиксированную глубину невозможности. Наблюдается локализация неоднородностей размером 1000—2000 км по латерали. Обнаруживаются восходящие струи апвеллинга и потужающиеся пластины даунвеллинга, вырывающиеся сложные мантийные неоднородности

нических концепций и определить их влияние на минерагеническую обусловленность следует сжато охарактеризовать важнейшие планетарные неоднородности, выявленные рядом исследователей при системном тектоническом анализе (Л. И. Красный, 1972, 1976, 1984; В. Н. Павлинов, А. К. Соколовский, 1990). Речь идет о триаде: континенты, транзитали, океаны. Это, несомненно, важнейшие неоднородности литосферы.

Континенты. Как справедливо указывают Н. Л. Добрецов и А. Г. Курдюшкин (1993), на материках широко развита кора кислого состава (до 60—70 км под Памиром, Андами и Гималаями) с высокой радиоактивной теплогенерацией, служащей теплоизоляцией для мантийного тепла, и местами (например, под Африкой и отчасти Азией) весьма мощной (до 250—300 км) литосферой.

Следует помнить, что к краям континентов кора утоньшается. Например, по направлению к океанам, Северному Ледовитому и Тихому, она уменьшается до 35 км, а под шельфовыми плитами — до 20 км. Важной ее особенностью является деление на верхнюю, в целом более хрупкую и сейсмически прозрачную, и нижнюю, относительно пластичную, связанную с базитовыми телами, поступающими из мантии с помощью вероятного процесса «магматического подслаивания» (андерплейтинга). Ю. Г. Леонов (1991) предлагает для нижнекоровых тектонически расслоенных структур платформенного чехла термин «толстокожая тектоника».

Строение континентальной коры крайне неоднородно. Меняются не только ее общая мощность, но и толщина отдельных слоев, сейсмические скорости. Блоковая делимость, ячеистость тектоносферы — явление общепризнанное. В. В. Белоусов отмечал, что существует, по-видимому, целая иерархия глыб («геоблоков»), начиная с блоков размером тысячи километров и кончая глыбами размером сотни и даже десятки метров (1989). В 1967 г. автор («Геотектоника», № 5) впервые употребил термин «геоблоки» и обосновал в дальнейшем их глобальное значение, в т. ч. и минерагеническое [5]. В 1968 г. У. Дж. Морган в статье, ставшей отправным пунктом тектоники плит, выделил коровые блоки («Crustal blocks») как части жесткой сферической литосферы.

Однако мысль о делимости коры и литосферы не ограничилась блок-тектоникой. 70 лет назад А. П. Павлов обосновал возможность существования в «доархейскую эру» ландшафта, близкого к лунному. В. И. Попов обратил внимание исследователей на ядра роста материков. Позднее идеи ринг-тектоники получили поддержку Е. В. Павловского, В. М. Моралева, М. З. Глуховско-

го, О. Б. Гинтова, В. А. Буша, В. В. Соловьева, Г. И. Худякова и др. Первым из этих авторов была выдвинута нуклеарная концепция. Из нее следует, что в процесс зарождения первичной базитовой оболочки Земли выделились овоидно-кольцевые системы, представляющие совокупность дуговых, кольцевых и линейных структурных элементов. Контур нуклеаров нередко сближаются с соответствующим вычленением геоблоков, например на Сибирской платформе и в Западной Австралии. Нуклеарная концепция, по данным разработавших ее геологов, открывает возможность для прогнозирования некоторых видов полезных ископаемых (железо, никель, кобальт, медь и др.). Обращается внимание на высокую подвижность и проницаемость для рудоносных флюидов внешних обводов, нуклеаров, радиальных разломов и узлов их тектонического взаимодействия.

Первичные неоднородности, обуславливающие блоковую делимость, имеют прямой выход к глобальным и региональным закономерностям распределения минерально-сырьевых ресурсов. Эти идеи близки к доменной (правильнее «домеиновой» от англ. «*domaine*» — область, провинция) металлогении. Крайне неравномерное распределение ресурсов должно иметь глубинные корни, а также привязку к геохронологическим этапам. Ряд примеров был приведен автором (1984, 1986). Показательно значение в мировых запасах и производстве металлов двух мультиминерагенических геоблоков, по которым за последние годы получены впечатляющие новые материалы. Первый из них относится к Южной Африке, второй — к Юго-Восточной Азии.

«Высокого стояния» (анастибильный) Южно-Африканский геоблок ($2 \cdot 10^6$ км²) ограничен на севере и северо-востоке Дамаракатангской и на юге Капской перикратонной складчато-надвиговой системами. Административно в него входят ЮАР, Зимбабве и Ботсвана. В пределах геоблока различаются два мегаблока (эократона) — Каапвальский на юге и Зимбабве (Родезийский) на севере, разделенные узкой складчато-надвиговой зоной Лимпопо. Эта и другие складчатые зоны, обрамляющие кратоны, стабилизировались в разные эпохи докембрия. В строении Каапвальского эократона преобладают раннеархейские мигматит-гнейсовые комплексы (3,8 млрд лет) и зеленосланцевые вулканогенно-осадочные толщи (3,4—3,1 млрд лет). Кратонизация эократонов была разновременной. Каапвальский был стабилизирован около 3,0, а Зимбабве — 2,46 млрд лет назад, когда в него внедрились базит-ультрабазитовая Великая Дайка. Протерозойская история насчитыва-

2. Абсолютные запасы полезных ископаемых в ЮАР и Зимбабве (без Ботсваны) [2].

Руды	ЮАР, 1987		Зимбабве, 1981	
	Запасы	Содержание, %	Запасы	Содержание, %
Марганцевые, млрд. т	13 610	40	—	—
Хромовые, млн. т	3 095 000	40	553	45—60
Ванадиевые, тыс. т	16 800	1,6	—	—
Медные, тыс. т	6 200	1,2	600	0,6—1,4
Оловянные, тыс. т	40	0,3—2,5	40	0,1—0,4
Свинцовые, тыс. т	290	0,6—0,4	—	—
Цинковые, тыс. т	15 200	5,3	—	—
Сурьмяные, тыс. т	290	—	30	—
Литиевые, тыс. т	—	—	2000	2,9
Золотые, т	325 500	—	800	7—16 г/т
Платиновые, т	24 570	—	—	—
Серебряные, т	31 000	—	—	—
Флюорит, т	47 500/CaF ₂	—	200	—
Алмазы, млн. карат	365	—	270 (оценка)	—
Асбест, тыс. т	8 500	—	11 000	—

ет несколько этапов накопления осадков, в т. ч. и грубообломочных толщ, и различных вулканитов. Хорошо известен протоплатформенный раннепротерозойский прогиб Витватерсранд (до 1980 г. в нем было добыто 36 тыс. т золота — 1/3 добычи развитых капиталистических и развивающихся стран), а также знаменитый Бушвельдский, самый большой в мире расслоенный плутон, с которым связаны крупнейшие месторождения металлов платиновой группы (65,5 тыс. т до глубины 600 м), хромовых (с запасами 3 млрд т до глубины 300 м), железо-титан-ванадиевых, сульфидных медно-никелевых руд. К бушвельдским гранитам и кислым породам кровли приурочены месторождения оловянных руд и флюорита.

Блестящим показателем мультиминералогического потенциала Южно-Африканского геоблока служит доля в производстве развитых капиталистических и развивающихся стран минерального сырья ЮАР (по В. А. Евстрахину, 1991) — запасы (начало 1989) и добыча (производство) в концентрациях (1988) — в скобках, %: уран — 15 (12), марганцевые руды — 48 (28), хромовые руды — 90 (45,5), золото — 61 (42), платиноиды — 98 (91), алмазы — 17 (11,5). Известно, что в ЮАР было добыто 70 % всего мирового золота. Цифры абсолютных запасов полезных ископаемых (табл. 2) в ЮАР и Зимбабве впечатляют [2].

Структуры Южно-Африканского геоблока принадлежат длительно эволюционирующему, от раннего (свыше 3,8 млрд лет) до позднего (1,2—1,1 млрд лет) докембрия, сложному структурному ансамблю.

Другой четко выраженный мультиминералогический геоблок с иными возрастными и минералогическими особенностями находится в пределах Тихоокеанского подвижного пояса на юго-востоке Азии. Геоблок (у китайских геологов — параплатформа) Янцзы (1,7·10⁶ км²) ограничен на западе ме-

ридионально вытянутым Сикан-Юньнанским кристаллическим поднятием, на востоке — Южно-Китайской складчатой системой и Фудзянь-Чжэньшанским вулканогеном. Южная граница проходит по Айлаошань — Фансипанской шовной зоне и приразломному грабену р. Красной. Докембрийский кристаллический фундамент обнажен в Цзяннанском выступе. Деформированный осадочный чехол в геоблоке Янцзы образовался 0,7 млрд лет назад. Мезозойское седиментогенное и магматогенное обновление охватило большую часть региона и имело ведущее значение в создании могучего минералогического потенциала. Как следует из обзорной статьи министра геологии и минеральных ресурсов КНР Чжу Сюня [17], ведущим металлом Южного Китая является вольфрам (свыше 200 месторождений с разведанными запасами). В провинции Хунань известно вольфрамовое месторождение Сызуюань, одно из крупнейших в мире, с запасами 700 тыс. т. Олово, молибден, сурьма, медь, ртуть, полиметаллические руды, флюорит — вот неполный перечень руд богатейшего геоблока. Имеются многочисленные и очень богатые залежи фосфатных руд в раннекембрийском — позднекембрийском бассейне Янцзы и металлоносные кембрийские черные сланцы с нодулярными линзами сульфидов, содержащие в месторождениях Сунлинь близ г. Цзуньи, в %: 2—7 Mo, до 4 Ni, 2 Zn; в ppm: 0,7 Au, 50 Ag, 0,3 Pt и 30 ppb Ir [18]. Молибденовые рудники Цзуньи дают около 1000 т руды в год. Недавно открытые никель-молибден-платино-золотые месторождения Китая в геоблоке Янцзы (Сунлинь, Деже, Дайонг и др.), возможно, образовались в две стадии: первая — близкая к гидротермальной, вторая, супергенная, была связана с древним выветриванием.

Автор, подчеркивая гетерогенность строения тектоносферы в качестве мультимине-

рагенических геоблоков, упоминал Восточно-Бразильский [5], сочетающий древние кристаллические массивы, складчатые пояса и крупные впадины, с неоднократно возобновляемой протоактивизацией и более молодой регенерацией (1,8; 1,3; 1,0; 0,65—0,5 млрд лет и моложе). Здесь за многократным повторением докембрийских железорудных толщ в нижнем структурном этаже имеет место медное, а затем золотое и урановое оруденение. В мезозойскую минерагеническую эпоху в связи с развитием щелочных пород (150—130, 110—100, 65—40 млн лет) образовались крупные месторождения ниобия, ряда редких элементов, а также апатита в карбонатитах (Якупиранга).

Все это подтверждает, что блоки со значительным потенциалом рудоносности имеют сложное многоярусное строение и в них сочетаются разнотипные рудные объекты. Они соответствуют геохимически специализированным и высокопроницаемым областям тектоносферы. Т. В. Билибина и В. К. Титов четко сформулировали идеи, которые красной нитью проходят через эту статью: 1) «Пространственное размещение рудоносных структур закономерно связано с первичной неоднородностью литосферы и в ряде случаев с мантией» [1, с. 70]; 2) «Максимальная геологическая и геохимическая дифференцированность вещества земной коры свойственна блокам, испытавшим полиметаморфизм, неоднократную гранитизацию и наложение процессов активизации» [1, с. 71].

Взгляд на геоблоки как на объемные структуры, ограниченные разломами (включая сдвиги), не соответствует принципиальным разработкам автора и других геологов, постоянно подчеркивающих, что их вычленение возможно и достоверно лишь при наличии междоблоковых систем — мобильных полигенетических, полихронных структур обычно с характерной латерально-временной зональностью. Недавно исследователями был проявлен интерес к трем линейно вытянутым сложным складчато-надвиговым системам — Зайсанской (включая Рудный Алтай), Монголо-Охотской и Южно-Анжуйской. При внимательном и непредвзятом изучении их геологического строения в них прослеживаются элементы геосинклинально-складчато-надвигового и орогенного развития, тектонической расслоенности и пакетирования с выделением литопластин, раздвиго-сдвиговых движений и коллизионно-аккреционных обстановок. Здесь нередко создаются весьма благоприятные условия для формирования многих полезных ископаемых эндо-и экзогенного происхождения (Л. И. Красный, 1992).

В свете рассмотренных выше двух мультиминерагенических геоблоков обратим внимание на Дамара-Катангскую и Кам-Юньнанскую межгеоблоковые системы. Первая располагается между Южно-Африканским геоблоком и геоблоком Конго [5]. Она детально описана Н. И. Божко (1988), который отнес ее к рифейской интеркратонной энсиалической геосинклинальной системе, образованной в системе трех параллельных континентальных рифтов северо-восточного направления. Мощное накопление кластических осадков сопровождалось кислым щелочным вулканизмом. Впоследствии в центральной части обособились более глубоководные толщи. Дамара-Катангская система — прекрасный пример протяженной межгеоблоковой халькофильной зоны.

Западным ограничением геоблока Янцзы служит Сикан-Юньнанская система, трансирующая его границу с Западно-Китайским геоблоком [5]. В этой системе, называемой еще Кам-Юньнанской кристаллической осью (Е. А. Радкевич, 1984), известны архейские гнейсы, кристаллические сланцы и железистые кварциты, а также метаморфические рифейские (0,8 млрд лет) проявления габброидов. Они обрамлены пермскими базальтоидами. С габброидами связаны магматические проявления никеля и меди, а также железа в скарновых и гидротермальных месторождениях.

Уместно отметить, что северное обрамление геоблока Янцзы — межгеоблоковая система Циньлин (Цинь Линь Шань), по новым данным [19], как и упомянутые выше системы, имеет полициклическое развитие. Она, согласно М. Маттауэру и другим исследователям, включает пять зон, в т. ч. «Каледонский коллизионный пояс», герцинские деформации и индонезийские складчатые и разломные структуры.

Транзитали. Система геоблоков, составляющая краевые моря, островные дуги и глубоководные желоба на западной окраине Тихого океана и в межконтинентальных морях — Карибском и Скотии, относится к активной транзитали. Значительные шельфовые области, охватывающие опущенные края материков, составляют пассивные транзитали. Первые, по предположению В. А. Унксова, могут быть названы эвтранзиталими, вторые — миотранзиталими.

Активным транзиталим, их тектонике, глубинному строению и минерагении посвящена обширная литература. С одной стороны, они играют ключевую роль в концепции тектоники плит, с другой — это цепь геоблоков с четко выраженными границами. Только Филиппинский ромбовидный геоблок причислен к «малым» плитам, затем

были выделены Охотская, Карибская и другие плиты. В новейшей сводке Ю. М. Пушаровского и Е. Н. Меланхолиной [12] подробно разобрана эволюция тихоокеанских окраин. Из этих и других обобщений следует, что каждый из геоблоков транзитали, обрамляющих их полуостровных и островных дуг и желобов, имеет свои индивидуальные черты. Так, в структурном развитии Корякской межгеоблоковой окраинной системы с офиолитами, олистомеланжем и покровами различаются этапы: докембрийско-раннепалеозойский, ранне-позднепалеозойский, позднеюрский — раннемеловой, позднемеловой и кайнозойский. Эти этапы доказываются сменой структурно-формационных комплексов, угловыми несогласиями, развитием моласс, неогавтохтомовых серий, олистом и серпентинитовых меланжей [12]. На Восточной Камчатке, Восточном Сахалине, на о-ве Хоккайдо, в Юго-Восточной Японии наиболее древние, палеонтологически доказанные кремнисто-вулканические образования, иногда с габброидами и ультрабазитами, — каменноугольно-пермские. Сложного состава толщи, от средне-позднетриасовых до миоценовых, с подводными вулканитами, радиоляритами, диатомовыми слоями, яшмоидами, турбидитами, образуют ясно выраженные чешуи и пакеты. Степень участия в эвтранзитальных геоблоках субконтинентальных и субокеанических фрагментов и общий структурный узор, составленный из островных систем и глубоководных котловин, специфичны для каждого из них. То же относится и к меланократовому фундаменту. Так, Охотский геоблок ($1,7 \cdot 10^6$ км²) имеет наиболее значительную область переуглубленного шельфа с останцами вулканогенов окраинно-континентального типа, а контрастный по отношению к нему геоблок Сулавеси ($1,3 \cdot 10^6$ км²) имеет резко выраженный симатический профиль с длительно развивающимися офиолитовыми системами со сложным переплетением окраинно-морских котловин. Время формирования последних датируется эоценом — миоценом. Здесь, как и в геоблоке Фиджи, фиксируются вращательные перемещения отдельных фрагментов геоблоков. Минеральный потенциал геоблоков эвтранзиталей за последние два десятилетия существенно вырос. Велико значение шельфовых нефтегазоносных бассейнов — Восточно-Сахалинского, Индонезийского, Новогвинейского и др.

С мезозойской и кайнозойской металлогенией островных дуг связан значительный рудный потенциал. Наряду с известными полиметалльными колчеданными месторождениями типа Бессии и, в особенности Куроко, все возрастающую роль играют

медно-порфировые месторождения Тайвана, Филиппин, Новой Гвинеи и Соломоновых островов. Значительные концентрации никеля и кобальта в латеритных корках выветривания. На примере Филиппинского архипелага можно показать заметную роль запасов полезных ископаемых в активных транзиталях: руды хромовые — 122 млн т, медные — 17,9 млн т, кобальт-никелевые — 500 тыс. т, никелевые — 17852 тыс. т.

Высокими темпами идет наращивание геолого-геофизических данных о строении пассивных транзиталей арктического и атлантического типов, о их перспективности на нефть и газ. «Пассивность» окраинно-материковых структур весьма условна. В качестве примера приведем результаты новейших исследований Баренцевского геоблока — шельфовой плиты [М. Л. Вербе; 13]. Баренцевская шельфовая плита (около $2 \cdot 10^6$ км²), обрамленная складчатыми системами Западно-Шпицбергенской и Новоземельской, имеет сложное, многоэтапное развитие. Для нее характерны гетерогенность фундамента и разломное сочленение разнотипных блоков. Доплитный этап состоит из рифейских, вендско-кембрийских, ордовикско-среднедевонских и верхнедевонско-триасовых структурных ярусов. Плитный представлен плащом юрско-меловых и кайнозойских образований. Трехмерное плотностное моделирование литосферы показало, что верхняя часть консолидированной коры изменчива по мощности. Гранитно-метаморфический слой от северной границы Балтийского щита убывает от 15—17 до 8—12 км на структурах с байкальским и каледонским возрастом коры. Устанавливается заметное развитие авлакогенов в ордовике — среднем девоне и перми — триасе и молодых рифтов в позднем мелу — палеогене. Можно согласиться с выводом М. Л. Вербы, что преобразование Баренцевского геоблока нашло отражение в тенденции как консолидации коры, так и образования раздвиговых (в т. ч. и клинораздвиговых) бассейнов. Образование юных рифтов на северной окраине геоблока связано с воздействием океанских литосферных масс, отжимаемых в сторону континента в процессе спрединга [13]. Баренцевский геоблок сейчас рассматривается как единая сложная нефтегазоносная провинция.

Современными исследованиями устанавливается специфичность структур и развития Карского, Лаптевского, Восточносибирского геоблоков. Становится очевидным, что имеет место окраинно-материковая планетарная система, в строении которой принимает участие раздробленный фундамент и в различной степени дислоцированный чехол, сформировавшийся в области небольших и

3. Характеристика и прогнозные ресурсы металлов в железомарганцевых конкрециях и корках некоторых районов Тихого океана (по С. И. Андрееву, Л. И. Аникеевой, А. И. Айнемеру, С. Г. Краснову, 1991)

Поля	Пло- щадь, тыс. км ²	Плот- ность за- легания, кг/м ²	Содержание, %				
			Mn	Fe	Ni	Cu	Co
Западный сегмент (корки)							
Межблочная система Маркус-Неккер							
Мидпасифик	555	5,1	18,8	14,2	0,44	0,12	0,63
Уэйк	252	13,5	18,8	15,8	0,40	0,26	0,52 (101,0)
Великий Тихоокеанский геораздел (корки)							
Гавайское	268	4,2	19,15	14,15	0,38	0,07	0,72
Лайн	159	—	20,2	13,6	0,52	0,35	0,40
Восточный сегмент (конкреции)							
Кларион-Клипертон	2149	8,5	26,0	6,45	1,22 (153,6)	0,97 (128,8)	0,22
Центрально-Тихо- океанское	1777	8,0	20,5	10,3	0,72	0,64	0,26

Примечание. В скобках — прогнозные ресурсы, млн т.

умеренных глубин. Это обычно совокупность блоков и ступеней, претерпевших движение разных знаков и направлений, в т. ч. раздвиговых и содвиговых. Мощность коры в пределах шельфовых геоблоков сокращена по сравнению с мощностью в континентальных блоках.

В шельфовых зонах, на границе континентов с эв-и миотранзиталями, развиты россыпные месторождения, распределенные в зависимости от минерально-сырьевого потенциала соответствующих геоблоков. Весьма характерны огромные ресурсы олова (в касситерите) на восточной границе геоблока Меконг. Суммарные ресурсы этого металла в россыпях Индонезии, Малайзии и Таиланда превышают 2,5 млн т. Мировая потребность в титановом концентрате в заметной мере удовлетворяется за счет добычи рутила на западном и восточном побережье Австралии.

Океаны. Все отчетливее видно, что гетерогенность строения дна океанов подчиняется особым закономерностям, принципиально отличным от структуры континентов и транзиталей. Так, в Тихом океане, кроме Восточно-Тихоокеанского подвижного пояса, располагающегося в его юго-восточной части, велико значение Великого Тихоокеанского геораздела длиной около 11 000 км. Известно резкое различие в возрасте коры, типов структур и минерагении к западу и востоку от него. В работах Д. Е. Гершановича и автора, И. А. Соловьевой, Н. Я. Кунина и Г. И. Семеновой, И. В. Хворовой и К. Б. Сеславинского по геологическим, тектоническим и металлогеническим данным выделяются: а) более древний мезозойский (возможно, и позднемезозойский) океан на западе и кайнозойский — на востоке; б) сочетание абиссальных котловин и поднятий олендов с четким вычленением геоблоков и межгеоблоковых систем на за-

паде и гигантских субширотных разломов, отчленяющих «ломти» меланократовой коры, на востоке. В Западном Пацифике в железомарганцевых конкрециях и корках на вершинах подводных гор в рудных скоплениях преобладает кобальт, тогда как в Восточном Пацифике значительно более высокие содержания в них меди и никеля (табл. 3).

К сожалению, сторонники плейт-тектоники проходят мимо этих конструктивных и всесторонне обоснованных данных о строении дна Тихого океана. Такое же обвинение приверженцам этой концепции предъявил В. Н. Шолпо (1986) по поводу игнорирования данных о кольцевых структурах.

В Индийском и Атлантическом океанах геоблоковая делимость менее заметна, чем в Западном Пацифике. Здесь особенно широко известны по детальным пересечениям срединно-океанских подвижных поясов и абиссальных котловин асимметричность строения океанов к западу и востоку от осевых рифтогеналей, а также изменение строения дна океанов по их простирацию [11]. В пределах Восточно-Тихоокеанского поднятия наиболее крупный уровень сегментации определяется принадлежностью различных его участков к границам плит Кокос и Наска. Их протяженность — несколько тысяч километров. Сегменты эти различаются генеральным направлением спрединга и его скоростью. При сравнении Атлантического и Тихоокеанского звеньев Мировой системы срединно-океанских поднятий выявлено, что в первом из них (трансатлантический геотраверс) скорость раздвижения значительно меньше (2,7 см/год), чем во втором (12° с. ш. — 9—13 см/год). Соответственно в Атлантическом звене ниже тепловой поток и иная геохимическая специализация.

Тектоно-магматическая неоднородность

отдельных сегментов Мирового океана устанавливается достаточно определенно [12; Г. Н. Старицина и др., 1986]. Сводные данные по дну Тихого океана приведены Ю. М. Пущаровским, который указывает на неоднородности в химизме и изотопном составе базальтов, «...отражающие гетерогенность мантии, различия в ее вещественном составе и строении, причем не только по вертикали, но и, что очень важно, по горизонтали» [12, с. 23]. При этом используются данные по содержанию редкоземельных и рассеянных элементов (И. Н. Говоров и др.), а также геохимии изотопов радиогенных элементов. Очень важные выводы о провинциальных особенностях океанских ультрабазитов.

В современных тектонических концепциях, кроме структур глобального и регионального рангов (геоблоки, мегаблоки, нуклеары, астеносконы, литопластины, вулканогенные пояса, рифты, горячие пятна и пр.), уделяется внимание и более ограниченному в пространстве структурам, имеющим существенное влияние на размещение полезных ископаемых. В ринг-структурах — это радиально-концентрические нарушения, секторные блоки и пр. [14, 15]. В блок-тектонике это ангулярные (угловые) структуры [7]. К ним принадлежат внешние и внутренние углы платформ и массивов (Норильский, Кокчетавский ангуляры), клинораздвиги (в морях Росса, Баренцевом, Персидском заливе).

В связи с минерагеническим потенциалом ангулярных структур возникает еще одна гипотетическая планетарная проблема. Клиновидное южное окончание некоторых континентов и субконтинентов — Африки, Индостана, Северной и Южной Америки — давно привлекало внимание географов и геологов. Как было рассмотрено выше, мультиминерагенический Южно-Африканский геоблок охватывает мегангулярную континентальную структуру. Вблизи краев континентов присутствуют богатейшие минерагенические провинции — Восточно-Бразильская и Западно-Австралийская (Йлгарн и Пилбара). Южно-Африканский клин находится на сочленении Атлантического и Индийского океанов. По известным реконструкциям материка Гондваны Южная Африка, прежде чем произошел раскол Пангеи, находилась между Южной Америкой и Антарктидой. Однако на этих континентах вблизи предполагаемого сочленения нет ничего близкого, сравнимого с уникальными минеральными богатствами Южно-Африканского геоблока. Для обсуждения возникает проблема: какое значение могла иметь трасса раскола (или, скорее, расколов), по которой отделились материки. В любом случае — было ли расхождение ма-

териков результатом спрединга ветвей срединноокеанских подвижных поясов или расширения Земли — место раскола (расхождения) не могло быть случайным. Наиболее вероятно, это было результатом мощных воздымающихся ветвей конвекционных течений. Именно мантийные или даже более глубокие воздымания на границе ядра и мантии могли создать длительно существующие богатейшие минерагенические провинции. Мезозойский эпизод отделения континентов составлял лишь наиболее яркую часть длительного этапа разностороннего мультиминерагенического становления материковых клиньев и выступов.

Прежде чем перейти к общим выводам, взглянем на современное состояние нашей планеты, используя обзор К. С. Пауэлла (1991). Непосредственно выше границы ядро — мантия, неровной, с выпуклостями и вогнутостями, в области слоя D, присутствующего не везде, формируются малые конвективные ячейки. Огромный перепад температуры на этой границе и пятнистое расположение слоя D вызывают предположение, что легкий нагретый материал мог образовывать горячие воздымающиеся струи — плюмы, способствующие образованию горячих пятен разной формы. Сложная циркуляция в мантии, изменение ее свойств на глубинах 400—670 км, где резко меняется скорость сейсмических волн, способствуют возникновению новой системы конвекционных ячеек. При моделировании интенсивности тепловой конвекции от подогрева снизу, по Д. Берковичи и др. (1989), термический пограничный слой делается неустойчивым, с его поверхности срываются плюмы, легкие — вверх, тяжелые — вниз. Схема трехмерной сферической модели термальной мантийной конвекции, по этим авторам, приведена в работе [6]. Эта картина расчетной модели может в зависимости от исповедуемых тектонических концепций удовлетворить сторонников геоблоковой и ринг-структурной делимости, тектонической расслоенности, плит- и плюм-тектоники. Становится несомненным, что сферическая оболочечная модель сменяется на неоднородно-оболочечную (или неоднородно-слоистую). В этом отношении достойны внимания выводы С. М. Кравченко и В. Е. Хаина (1990), приведших доказательства существования полигональной ячейистой конвекции в подокеанской мантии и возможности ее наличия в подконтинентальной мантии. Конвективные ячейки последней достаточно устойчивы в связи с длительным существованием их границ. В результате детальных геофизических исследований по геотраверсу Батолит-2 и последующей комплексной интерпретации геологических

данных построена «антистратиформная» модель блокового строения коры. Согласно ей (Е. В. Карус и др., 1986), высокоскоростная (6,9—7,4 км/с) нижняя кора состоит из автономных, возможно гранулитово-базитовых блоков, маркируемых сверху и снизу отрезками устойчивых границ (М и К₂). В верхней, низкоскоростной (5,8—6,3 км/с), коре также развиты блоки, существенно представленные гранитогнейсами. Предполагается, что между верхней и нижней корой находится слой серпентизированных ультрабазитов [10].

Важными представляются следующие два положения: 1) современное глубинное и сверхглубинное строение неоднородно-оболочечной системы Земли обусловлено ее физико-химической эволюцией; 2) вышеупомянутые модели могут быть использованы для обоснования идей гетерогенного тектогенеза и неравномерности размещения минералогических концентраторов. Отсюда попытаемся кратко изложить выводы применительно к трем четко выраженным суперструктурам.

Н а к о н т и н е н т а х начиная со структур ранней Земли вычленяются блоки, различного состава и размера, и кольцевые нуклеарные образования в виде овоидно-кольцевых систем и более мелких гранитогнейсовых куполов. Пластичное латерально-неоднородное состояние вещества литосферы имело в раннем докембрии существенное значение. Зачаточный специфический рифтогенез был связан с формированием зеленокаменных поясов. Неравномерность распределения минерального сырья общеизвестна. Стоит вспомнить «железный четырехугольник» Бразилии, более чем трехвековую эксплуатацию Мамских слюдяных месторождений, золотой гигант в Индии — Колар.

В рифее—фанерозое вслед за существенным изменением структурного рисунка в раннем протерозое нарастало геосинклинально-платформенное развитие континентов с обновлением геоблоковой фрагментации, умеренным вычленением ринг-структур и активным мантийно-коровым расслоением. Эвгеосинклинальные складчато-надвиговые, коллизионно-аккреционные формирования сосредоточивались главным образом в межгеоблоковых и других граничных структурах. Большое значение приобрели глыбовые образования — срединные и краевые массивы (микроматерики, по другой терминологии). Сосредоточенность размещения в определенных системах минерально-сырьевых ресурсов, связанных с этим этапом, можно показать на примере Урала, Рудного Алтая, Кордильер и Анд (Перу, Боливия, Чили).

Т р а н з и т а л и оформились

как крупные самостоятельные суперструктуры в мезозое—кайнозое. Это опорные образования блоковой делимости с глубинными граничными конструкциями с океанской стороны. Неотектоническое обновление эвтранзиталей с величайшими на планете глубинами (свыше 10 км) и раздвигами в краевых морях обусловило картину, неповторимую на континентах и океанах. О развитии ринг-структур в транзиталях (и океанах) данных мало. С одной стороны, состояние в значительной степени безграничной мафической коры не создали условий для формирования овоидно-кольцевых образований, с другой — обширная водная поверхность, возможно, скрыла соответствующие структуры.

В неотектонический этап произошло и образование окраинно-планетарной системы геосельфа (Л. И. Красный, С. Э. Зубарев, 1989). Мезозойское и кайнозойское образование эв-и миотранзиталей охватило на Земле весьма обширные пространства. В более ранние эпохи рифея—фанерозоя их развитие (особенно эвтранзиталей) было более умеренное.

О к е а н ы , крупнейшие суперструктуры Земли, настолько своеобразны, что для их тектонической расшифровки требуется особая систематика и терминология. И огромные абиссальные котловины, и протяженные срединно-океанские пояса рифтогенального типа, и внутриокеанские поднятия (оленды) — все это особые по морфологии, гигантскому базальтоидному вулканизму и специфической седиментации элементы Земли. Геоблоки здесь имеют ограниченное значение. Тектоническая расслоенность начинает выявляться только в немногих специфических зонах. Элементы тектоники плит — такие как океанские спрединговые зоны с разноскоростным раздвижением — сейчас признаются всеми геологами. Была создана теория океанского гидротермального рудогенеза, связанная с широкомасштабной конвекцией морской воды над магматическими очагами. Наметилось металлогеническое районирование срединно-океанских подвижных поясов, базирующееся на их геодинамической сегментации, определяемой по скорости спрединга, трансформным разломам и по стационарному глубинному положению магматических камер. Между оруденением различных регионов обнаруживаются заметные различия по геохимической специализации. Под влиянием гетерогенных факторов (эндогенных, экзогенных и непунических) происходит распределение в океанах и некоторых краевых морях продуктов железомарганцевого рудогенеза, имевшего дискретно-упорядоченный характер.

Выше по возможности на широком гло-

бальном материале была сделана попытка показать, что современная тектоника только нащупывает пути гетерогенного и системного анализа [7], и тем самым смягчить справедливое высказывание А. И. Кривцова, что «острота противопоставления нескольких геотектонических концепций развития земной коры — классической геосинклинальной, геодинамической (плитной), расширяющейся Земли, геоблоковой, естественно отражается в тектонических основах металлогенических построений» [8].

Создание общей модели строения и развития Земли — дело будущего. Тектонические построения завершающегося двадцатого века не должны обходить вниманием ни одно из существующих представлений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Билибина Т. В., Титов В. К. Комплекс металлогенических исследований докембрия // Комплексные региональные металлогенические исследования для оценки рудоносности главных типов геоструктур земной коры. Л., 1986. С. 66—76.
2. Горная энциклопедия. Т. 1—5. — М.: Сов. энциклопедия, 1984—1991.
3. Евстахин В. А. Минерально-сырьевые проблемы мира: динамика, прогнозы, реальности. — М.: Недра, 1991.
4. Зонений Л. П., Савостин Л. И. Введение в геодинамику. — М.: Недра, 1979.
5. Красный Л. И. Глобальная система геоблоков. — М.: Недра, 1974.
6. Красный Л. И. Строение тектоносферы по взаимодополняющим концепциям: геосинклинально-платформенной, геоблоковой, делимости и др. // Геодинамика и развитие тектоносферы. М., 1981.
7. Красный Л. И. Проблемы тектонической системы — новый взгляд // Сов. геология. 1992. № 2. С. 13—26.
8. Кривцов А. И. Прикладная металлогения. — М.: Недра, 1989.
9. Кэри У. В поисках закономерностей развития Земли и Вселенной. — М.: Мир, 1991.
10. Новые данные о составе, структуре и геодинамике континентальной коры // Ю. М. Саркисов, В. М. Кудымов, А. В. Овчаренко и др. // Сов. геология. 1992. № 3. С. 88—96.
11. Пушаровский Ю. М. Крупные неоднородности в строении земной коры и их возможные интерпретации // Геотектоника. 1982. № 5. С. 3—16.
12. Пушаровский Ю. М., Меланхолина Е. Н. Тектоническое развитие Земли. Тихий океан и его обрамление. — М.: Наука, 1992.
13. Сенин Б. В., Шипилов Э. В., Юнов А. Ю. Тектоника Арктической зоны перехода от континента к океану. — Мурманск, 1989.
14. Соловьев В. В. Делимость литосферы и ее строение согласно концепции структур центрального типа // Геологическое строение и минералогия СССР. — Л., 1989. Т. 10. С. 312—320.
15. Соловьев В. В. Изучение и картирование структур центрального типа при геологической съемке // Региональная геология и геологическая картография. С.-Пб., 1992. С. 115—126.
16. Тектоника и металлогения Восточно-Европейской платформы на основе концепции геоблокового развития и активизации земной коры // Л. С. Галеецкий, А. О. Шмидт, В. К. Титов, В. А. Колосовская // Геол. журнал. 1990. № 2. С. 49—56.
17. Чжу Сюнь. Минеральные ресурсы Китая // Тр. Дальнегеодр. 1991. Вып. 1. С. 188—207.
18. Coveney R. M., Chen Nansheng. Nickel-Molybdenum-Platinum-Gold Deposits in Black Shales of Southern China — A New Ore Type with Possible Analogs in Pennsylvanian Rocks of the USA. Metalliferous Black Shales and Related Ore Deposits — Proceedings, 1989. US Working Group Meeting. 1989. P. 9—11.
19. Sengör A. M. C. East Asian tectonic collage Nature. 1985. Vol. 318. P. 16—17.

УДК 553.22:550.89

© А. А. Маракушев, 1993

Современные аспекты учения о метасоматозе и рудообразовании

А. А. Маракушев (Институт экспериментальной минералогии РАН)

Учение о метасоматозе создано в нашей стране Д. С. Коржинским [6—9], разработавшим теорию метасоматической зональности и выявившим общую кислотно-щелочную эволюцию (стадийность развития) гидротермальных процессов, связанных с гранитным магматизмом. Им были выделены ранняя щелочная стадия, обусловленная взаимодействием гидротермальных растворов с вмещающими граниты карбонатными породами (формации магнезиальных и известковых скарнов); кислотная, типично отражающая характер гидротермальных растворов, порождаемых гранитами (грейзены, вторичные кварциты и др.); поздняя щелочная, к которой относятся березиты, листе-

ниты, гумбеиты и др. В этой последовательности радикальным является переход с падением температуры от кислотной стадии выщелачивания из пород гидротермальными растворами оснований к поздней щелочной стадии, в которую основания в той или иной мере осаждались из растворов (например, в составе карбонатов, типичных для березитов и лиственитов).

Причина столь радикального перелома в режиме эндогенного минералообразования, отвечающего температуре около 350°C, долгое время оставалась неясной и представляла одну из важных проблем теории геохимических процессов. Пути ее разрешения наметились на основе экспериментальных

исследований гидротермальных растворов, выявивших в них критические явления [27, 28 и др.]. Согласно этим данным, падение температуры в условиях глубинного минералообразования (некоторого давления) должно приводить к флюидному расслоению, обусловленному наличием во флюидах компонентов с различными физическими свойствами — полярных (водных) и неполярных, представленных CO_2 , HCl , H_2 , CH_4 , N_2 и благородными газами (Ar , Xe и др.). При температурах выше критических: около 300°C для $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ и около 400°C для других смесей ($\text{H}_2\text{O}-\text{H}_2$, $\text{H}_2\text{O}-\text{CH}_4$, $\text{H}_2\text{O}-\text{HCl}$, $\text{H}_2\text{O}-\text{N}_2$, $\text{H}_2\text{O}-\text{Ar}$ и др.) — они образуют однофазные флюидные смеси с широкими вариациями состава, которые являются растворителями солей и оксидов различных элементов. С падением температуры ниже критической происходит распад однородных флюидных смесей на полярные (водные) и неполярные (углекислые, солянокислые, водородные, углеводородные, азотные и др.) флюиды. Резко изменяются соотношения растворимости элементов, усиливаются процессы метасоматоза и гидротермального оруденения и дифференциальной миграции флюидных компонентов. Поэтому охлаждение флюидов ниже критической температуры (около 350°C) сопровождается радикальным изменением режима минералообразования в гидротермальных системах в связи с флюидным расслоением. Разделение водной и углекислой фаз усиливает процессы гидратации и карбонатизации; отделение водородной и углеводородной фаз благоприятствует миграции H_2 , HCl и CH_4 , повышению щелочности и общего окислительного состояния гидротер-

мальных систем. При этом происходит контрастная кислотно-щелочная дифференциация флюидов, наглядно выражающаяся на обобщенных диаграммах рассматриваемого типа (рис. 1). Она обусловлена разделением флюидов на водородную фазу, концентрирующую кислотные компоненты флюидов (HCl , H_2S , CO_2 и др.), и водную с высокой растворимостью щелочных металлов и других веществ, легко подвергающихся электролитической диссоциации.

Кислотно-щелочная дифференциация флюидов может проявиться пространственно в результате большей миграционной способности водородной фазы, богатой кислотными компонентами. Миграция ее из плутонических зон в верхние части земной коры может вызвать низкотемпературное площадное выщелачивание пород, свойственное вулканическим формациям (образование вторичных кварцитов, аргиллизитов, пропилитов). Этому особенно должно способствовать окисление поднимающихся водородных флюидов с переходом относительно слабых бескислородных кислот (HCl , H_2S , CH_4 и др.) в более сильные кислородные кислоты (H_3ClO_2 , H_2SO_4 , H_2CO_3 и др.). Одновременно в плутонической обстановке могут развиваться метасоматические процессы поздней щелочной стадии под воздействием гидротермальных растворов. Расщепление гидротермальных растворов на две фазы вызвано контрастными свойствами полярных и неполярных флюидных компонентов и особенно различной способностью их к полимеризации. Вода отличается высокой диэлектрической проницаемостью, обусловленной значительным дипольным моментом ее молекул и наличием между ними водородных связей, объединяющих их в нестойкие полимерные структуры. С этими свойствами воды связаны ее высокая растворимость в силикатных расплавах (до 15 %) и способность существенно понижать температуру их кристаллизации (на несколько сотен градусов), что является основой развития глубинного (плутонического) магматизма.

Вода особенно благоприятна для возникновения водородных связей, поскольку она состоит из молекул, содержащих по два атома водорода и две неподеленные электронные пары, а следовательно, может образовывать четыре водородные связи в тетраэдрической конфигурации, аналогичной кристаллической структуре льда. Этой структурой и обусловлена необычайно высокая диэлектрическая проницаемость воды, определяющая ее высокую способность растворять ионные вещества.

Вода как полярная жидкость может быть противопоставлена в рассматриваемом ас-

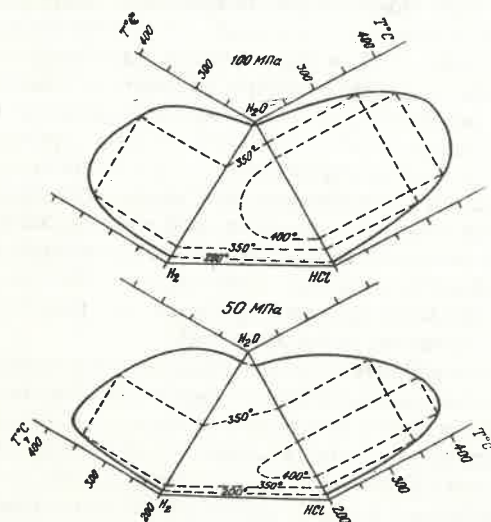


Рис. 1. Схема флюидного распада в системе $\text{H}_2\text{O}-\text{H}_2-\text{HCl}$ при температуре ниже критической на две фазы — водную и кислотно-водородную, по экспериментальным данным [17, 28]

пекте газообразным веществам (неэлектролитам), молекулы которых не являются полярными. Их растворимость в воде понижается в последовательности [5]: $\text{H}_2\text{S} - \text{CO}_2 - \text{O}_2 - \text{H}_2 - \text{N}_2 - \text{He}$. Обзор работ по растворимости этих и других неэлектролитов (HCl , CH_4 и др.) и влиянию их на структурное состояние воды приводится в работе [10]. Ограниченная растворимость неэлектролитов объясняется тем, что они входят только в пустоты между тетраэдрическими группировками молекул воды, упрочняя ее структуру и повышая степень ее упорядоченности [29]. Однако это происходит до характерной для каждого вещества (для гелия — 40°C , для кислорода — 90 , для H_2S — 191 и т. д.) определенной температуры, отвечающей минимуму растворимости газов в воде, выше которой прослеживается противоположное влияние неэлектролитов на структуру воды — она разупорядочивается.

Повышение давления способствует увеличению растворимости газов в воде, так что при высоких P — T -параметрах, свойственных глубинному минералообразованию, растворимость газов в воде не имеет ограничений, как и взаимная растворимость всех других полярных и неполярных веществ. С падением температуры возникают ограничения в их взаимной растворимости и достигаются критические температуры, специфичные для каждой смеси веществ, ниже которых становятся устойчивыми двухфазные флюидные равновесия с контрастным распределением полярных и неполярных веществ между сосуществующими фазами. Эти соотношения имеют большое геохимическое значение, позволяя ближе подойти к пониманию сложности переходов от высокотемпературного минералообразования (выше критической температуры) при относительной однородности флюидов к условиям температуры ниже критической со свойственной им неоднородностью флюидов, распадающихся на фазы контрастного состава, сложенные полярными (водными) и неполярными (водородными, гидридными, углекислыми, сероводородными) веществами, способными к автономной миграции из систем минералообразования.

Однако это расщепление флюидов, определяющее переход от кислотного режима к поздней щелочной стадии гидротермального процесса, свойственно в основном плутонической фации достаточно высокого флюидного давления. В приповерхностной вулканической фации происходит окисление гидротермальных растворов, сопровождающееся усилением их кислотных свойств, которые сохраняются в широком температурном диапазоне (вторичные кварциты, пропилиты, аржиллизиты), тогда как поздняя щелоч-

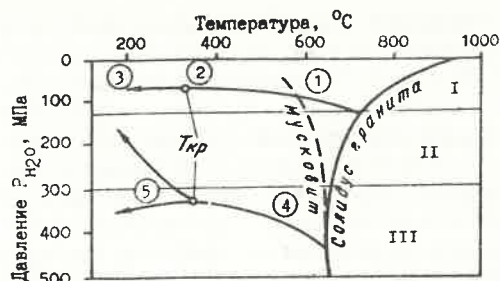


Рис. 2. Постмагматическое гидротермальное минералообразование в вулканической (I), субвулканической, или гипабиссальной (II), и плутонической (III) фациях глубинности:

1 — вторичные кварциты, 2 — пропилиты, 3 — аржиллиты, 4 — грейзены, 5 — березиты, листвениты, гумбиты. Стрелками показано охлаждение гидротермальных растворов, приводящее к развитию в них критических явлений ($T_{кр}$ — критические температуры). В плутонических условиях с ними связывается развитие поздней щелочной стадии минералообразования

ная стадия отсутствует. На приблизительной схеме гидротермальных процессов, развивающихся в приповерхностной и глубинной фациях (рис. 2), линией солидуса гранита разделяются условия развития гранитного магматизма и постмагматических преобразований пород, происходящих под воздействием гидротермальных растворов, порождаемых остаточными магматическими очагами.

Долгое время считалось, что остаточный гранитный расплав и отделяющийся от него водный раствор вполне достаточны для развития рудообразования, связанного с гранитными интрузивами. Однако экспериментальные данные по распределению металлов в системах расплав — флюид оказались в противоречии с подобными представлениями. Как показывают результаты экспериментальных исследований, суммированные в работе [17], в равновесиях расплавы — водные и другие растворы рудные компоненты (например, олово) концентрируются в расплавах (табл. 1) [22]. Олово прочно удерживается расплавами и практически не переходит в равновесные с ними растворы. Затем они рассеиваются при кристаллизации силикатных расплавов в акцессорных и породообразующих минералах. Поэтому двухфазные системы расплав — раствор, как правило, непродуктивны.

Для развития металлогенической специализации магматических систем необходимо присутствие в них более сложных процессов дифференциации, ведущих к обособлению жидких фаз, способных к селективной концентрации рудных металлов. В гранитных системах такими фазами могут быть пегматитовые, кварцевые (богатые щелочными солями) или солевые расплавы, обладающие сильными рудоконцентрирующими свойст-

1. Распределение олова между гранитным ($T = 850^{\circ}\text{C}$, $P = 100\text{ МПа}$) и базальтовым (1300°C , 100 МПа) расплавами и флюидом, по экспериментальным данным [22], %

Состав флюида	Расплав	Флюид	Окислительное состояние олова
Гранитная система			
H ₂ O	4,39	0,0225	Sn ⁴⁺
0,9 H ₂ O + 0,1 HCl	3,59	0,0965	
0,5 H ₂ O + 0,5 HCl	1,71	0,1285	
H ₂ O	0,59	0,0115	Sn ²⁺
0,9 H ₂ O + 0,1 HCl	0,50	0,0190	
Базальтовая система			
H ₂ O	2,07	0,0008	Sn ⁴⁺
0,9 H ₂ O + 0,1 HCl	1,31	0,0045	
0,5 H ₂ O + 0,5 HCl	1,03	0,0080	
H ₂ O	8,02	0,0008	Sn ²⁺
0,9 H ₂ + 0,1 HCl	6,74	0,0015	
0,5 H ₂ + 0,5 HCl	5,55	0,0060	

вами относительно остаточных гранитных расплавов.

Пегматиты, названные А. Н. Заварицким образованиями, промежуточными между горными породами и рудными жилами, представляют собой наиболее яркий пример ликвационного обособления от остаточных гранитных (сиенитовых) расплавов флюидов, обогащенных солями (фторидами, хло-

ридами) с высокой способностью концентрировать рудные металлы [11, 15].

Богатые цирконием хрусталеносные редкоземельные пегматиты составляют особый тип пегматитов, богатых кремнеземом. Содержание кварца в них значительно выше, чем в гранитной эвтектике, тогда как все другие типы пегматитов (редкометалльные, редкоземельные, слюдоносные) беднее кремнеземом по сравнению с материнскими гранитами (рис. 3).

В общем содержание кварца в пегматитах [24] варьирует в очень широких пределах, %: 18—23 (слюдоносные), 24—28 (редкометалльные), 28—29 (редкометалльные), 30—54 % (хрусталеносные). В том же порядке происходит увеличение альбитовой составляющей в микроклине от 14 (слюдоносные пегматиты) до 37 % (хрусталеносные пегматиты). Температура кристаллизации пегматитовой эвтектики закономерно повышается с переходом от слюдоносных (480—520 °C) к редкометалльным (600—650) и хрусталеносным (700—780) пегматитам. Это отражает снижение флюидного давления, при котором происходило отщепление пегматитовых расплавов, что прослеживается по исчезновению мусковита и развитию топазовой минерализации, а также говорит о повышении натриевой щелочности флюидов, способствующей повышению содержания кремнезема в отщепляющихся флюидных расплавах и концентрации в них редких земель, бериллия и циркония с дальнейшим переходом к пегматитам, подчиненным сиенитовым и нефелин-сиенитовым интрузивам со свойственной им ниобиевой минерализацией.

Пегматиты закономерно отличаются более лейкократовым составом от интрузивных пород, вмещающих их шлировые тела (материнских по отношению к пегматитам). Во многих типах пегматитов темнокровные минералы практически отсутствуют. Вследствие этого при обособлении соответствующих им пегматитовых расплавов (в результате жидкостной несмешимости) вмещающий гранитный расплав обогащается железомagneзиальными компонентами. В результате при достаточно быстрой кристаллизации, препятствующей диффузионному выравниванию составов, образуются ореолы более меланократовых пород, окружающих шлировые тела пегматитов. Такие «лампрофировые» ореолы наблюдались на месторождениях Волыни, в Коростеньском плутоне на севере Украинского щита (рис. 4), где круглые шлировидные и продолговатые штокообразные, четко обособленные тела пегматитов обычно окружены ореолами меланократовых гранитов, богатых биотитом или роговой обманкой. Эти ореолы больше

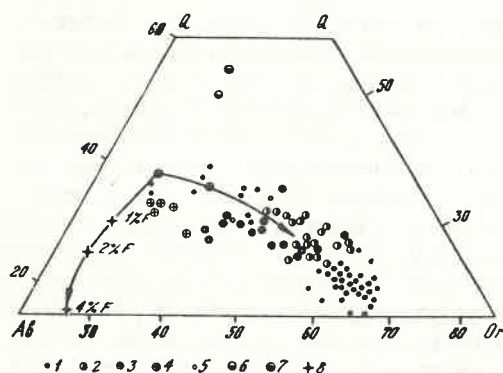


Рис. 3. Поля составов графических пегматитов различного типа на диаграмме альбит—ортоклаз—кварц [24] в сопоставлении с направлением смещения гранитной эвтектики (в сторону альбитовых и нефелиновых сиенитов) с добавлением в расплавы фтора [21]: типы пегматитов: 1 — слюдоносные, 2 — редкометалльные, 3 — редкоземельные, 4 — флюоритсодержащие редкоземельные, 5 — хрусталеносные, 6 — хрусталеносные редкоземельные с цирконосиликатами; эвтектические составы гранитов — гранит-сиенитовая котектика: 7 — под давлением $P_{H_2O} = 100\text{ МПа}$, 8 — то же, с добавками в расплав 1, 2 и 4 % F

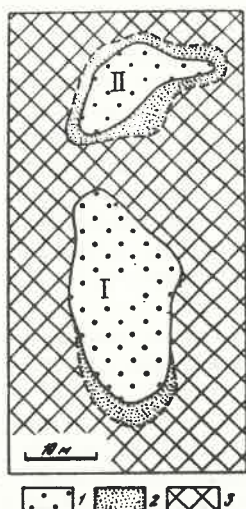


Рис. 4. Разрезы шлировых пегматитовых тел (Коро-
стенский pluton на севере Украинского щита):
1 — пегматиты (I, II — номера пегматитовых тел); 2
— меланократовые граниты; 3 — нормальные (мезок-
ратовые) граниты; позиция меланократового ореола у
тела II отражает эффект всплытия шлира пегматитово-
го расплава в материнской гранитной магме

смещены к нижней части пегматитовых тел, что отражает некоторое всплытия флюидных пегматитовых капель (шлиров) в гранитном материнском расплаве. Пегматиты кристаллизуются позднее гранитов, вмещающих шлиры, и оказывают на граниты флюидное воздействие, которое выражается в изменении окраски полевых шпатов с темно-серой на розовую.

Пегматиты шлирового типа развиты в материнских гранитах, тогда как пегматиты жильного (дайкового) типа являются инъекционными, залегающими нередко на удалении от очагов отщепления соответствующих пегматитовых магм. Материнскими магмами пегматитов служат наиболее флюидные их слои или фазы внедрения, обособляющиеся в ходе общей дифференциации плутонов. Волинские камерные пегматиты, например, приурочены к слою гранитов Коростенского плутона, который залегает между подстилающими его гранитами рапакиви и перекрывающими основными породами (габбро и лабрадоритами). Зона пегматитовых гранитов простирается на север—северо-запад с восточным падением. Эти граниты и пегматиты консолидировались в заключительные стадии и интродуцируют все другие типы пород Коростенского плутона. Жилы гранитных пегматитов отмечаются даже в лабрадоритах.

Диаграмма (см. рис. 3) дает наглядное представление об отличии пегматитов по их кварц-полевошпатовому (сиалическому) составу от гранитной котектики, отражающей, по экспериментальным данным, направление изменения состава предельных

(эвтектоидных) гранитов под действием на них водного давления ($P_{H_2O} = 100$ Па) и с добавлением к гранитным расплавам фтора (до 4 %). Все эти факторы оказывают на гранитные расплавы подкисляющее воздействие и смещают их эвтектические составы в сторону обеднения их кварцем и обогащения в основном альбитовым полевошпатовым компонентом. В общем вырисовывается котектический тренд изменения состава гранитов (в различной мере обогащенных фтором), принципиально отличный от пегматитового тренда, направленный в сторону последовательного обогащения расплавов калиевым полевым шпатом. Сочетанием этих двух трендов определяется дискретность составов пегматитов и гранитов (а также сиенитов и нефелиновых сиенитов), являющихся по отношению к ним материнскими. Пегматиты более калиевые по сравнению с материнскими породами, что иллюстрируется [16, 17, 18] рядом примеров соотношения составов пегматитов и интрузивных пород (гранитов, сиенитов), вмещающих их шлировые тела. Эксперименты [18] в какой-то мере моделируют отщепление пегматитовых расплавов от алюмосиликатных магм: получены контрастные по составу кремнекислые расплавы (аналоги гранитных магм) и фторидные расплавы, относительно богатые щелочами (аналоги пегматитовых расплавов). Однако отношение калия к натрию во фторидных расплавах ниже, чем в кремнекислых, и полученное расщепление не вполне моделирует процесс пегматитообразования (дает соотношение составов пород, лежащих больше в плане фторидной гранит-сиенитовой котектики).

Полученный экспериментально тип расщепления проявляется в гранитных, сиенитовых и нефелин-сиенитовых массивах, выражаясь в них ритмичным переслаиванием пород, в различной мере обогащенных танталом и ниобием. Для этих элементов характерно пятивалентное состояние, которое у них очень устойчиво в отличие от ванадия (в подгруппу которого они входят), легко меняющего валентность (II, III, IV, V). В ряду пятивалентных элементов (рис. 5) кислотный характер оксидов понижается в последовательности увеличения теплоты их образования из элементов (в скобках, кДж): N_2O_5 (54) — P_2O_5 (1506) — V_2O_5 (1828) — Nb_2O_5 (1937) — Ta_2O_5 (2088). Соответственно изменяются физико-химические условия накопления металлов. Для тантала (наиболее основного элемента в этом ряду) оптимальны кремнекислые фторидные расплавы, в которых он концентрируется совместно со щелочными элементами (особенно с цезием), тогда как для ниобия, ванадия

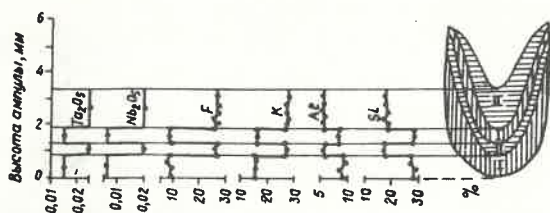


Рис. 5. Распределение тантала, ниобия, фтора и породообразующих элементов (Si, Al, K) в алюмосиликатном расплаве, ритмично расслоенном на несмешивающиеся жидкости — кремнекислую (I) и богатую фтором (II), по экспериментальным данным [18]

и фосфора более благоприятны щелочные фторидные и основные расплавы.

Парагенезис тантала с цезием характерен для сподуменовых пегматитов, содержащих поллуцит (Cs, Na) $\text{AlSi}_2\text{O}_6 \cdot n \text{H}_2\text{O}$, в котором концентрация Cs_2O варьирует в пределах 30–36 %, цезиевый берилл — воробьевит (4–2 % Cs_2O), сподумен и др. Тела этих пегматитов могут быть окружены оторочками слюдитов, содержащих цезий (до 3 % Cs_2O). Цезиевая минерализация постоянно сопровождается ниобиево-танталовой (с резким преобладанием тантала над ниобием), представленной манганотанталитом, микролитом, торолитом, стибитотанталитом. Помимо сподуменовых пегматитов, в которых тантал концентрируется совместно со щелочными металлами, выделяются танталитовые пегматиты (с бериллом, лепидолитом), относящиеся к микроклиновому и амазонитовому типам с интенсивной наложенной альбитизацией. Тантал в них входит в состав разнообразного комплекса минералов (танталит, манганотанталит, оловотанталит, иксиолит, торолит, симпсонит, угандит, тапиолит и др.), ассоциирующих в касситеритом, бериллом, поллуцитом, сподуменом [23].

Образование танталоносных пегматитов в ряде случаев синхронно формированию гранитных массивов, обогащенных в апикальной части топазом, литиевыми слюдами, танталониобатами. С ним могут ассоциировать стекловатые и раскристаллизованные жильные субвулканические аналоги топаз-литиионитовых гранитов, которые получили название онгонитов. Массивы танталоносных гранитов обычно вертикально расслоены, причем наиболее продуктивны их апикальные части, сложенные амазонитовыми натриевыми гранитами с топазом (до 20 %), малаконом, колумбитом, флюоцеритом, касситеритом, сфалеритом, амблигонитом. Граниты апикальных частей массивов богаты кремнеземом, в них проявляется кварц-полевошпатовая жидкостная несмешимость (отделение «порошковидного» кварца): разбиваются кварц-амазонитовые жилы.

Отделение кварцевых расплавов от бога-

тых солями флюидных (пегматитовых) магм особенно наглядно выражено в телах шлировых пегматитов, характеризующихся отчетливой расслоенностью на внешнюю кварц-ортоклазовую зону графической структуры, промежуточную ортоклазовую зону блокового строения и кварцевое ядро. Пример подобного строения шлирового хрусталеносного пегматита Коростеньского массива на Украине представлен на схематической зарисовке (рис. 6) совместно с треугольной диаграммой, на которой схематически намечено расщепление остаточного пегматитового расплава на ортоклазовую (блоковую) зону и кварцевое ядро. На диаграмме видно, что расщеплению в каждом типе пегматитов подвергался расплав, более богатый калием по сравнению с составом графической зоны.

Сопоставление пегматитов различной металлогенической специализации (IY–YI) показывает, что с ростом флюидного давления от остаточных гранитных расплавов отщепляются пегматитовые магмы все более богатые калием (наиболее богаты калием слюдоносные пегматиты). Еще более богатые калием породы представлены в формациях ультракалиевых риолитов (липаритов) и сходных с ними интрузивных порфировых пород, описанных в Приморье [1] и на Рудном Алтае [26]. На Алтае, по данным Э. Д. Фромберга, в этих породах отчетливо выражены структуры расщепления наличием каплевидных риолитовых обособлений в

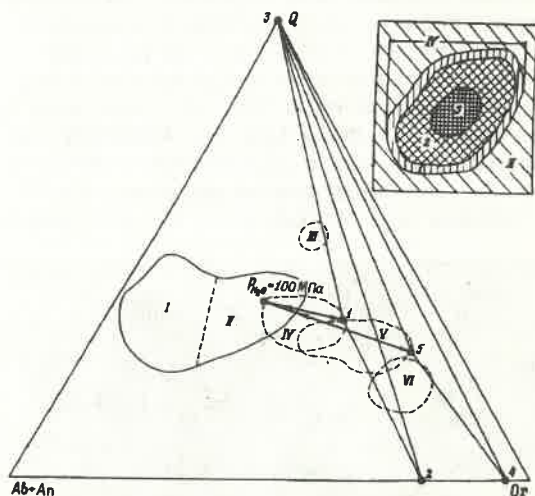


Рис. 6. Схематическая зарисовка шлирового хрусталеносного пегматита, расслоенного на кварц-ортоклазовую графическую (1), блоковую ортоклазовую (2) и кварцевую ядерную (3) зоны, и нормативная треугольная диаграмма с полями составов плагиигранитов (I), нормативных гранитов (II) и пегматитов (III — хрусталеносных с цирконосиликатами, IV — хрусталеносных, V — редкометалльных и редкоземельных, VI — слюдоносных) с составами графической, блоковой и кварцевой зон (1, 2 и 3 для хрусталеносных пегматитов, 3, 4 и 5 для редкометалльных пегматитов)

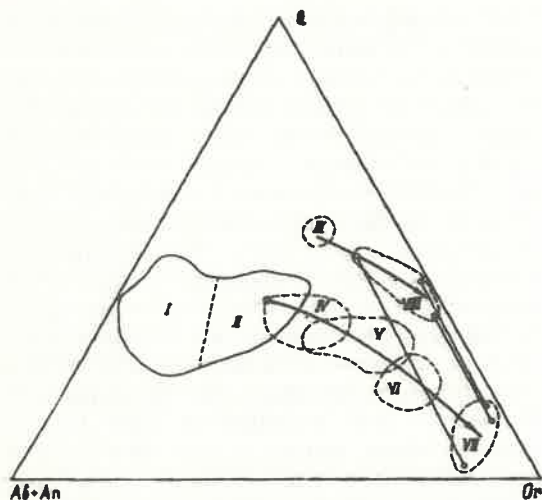


Рис. 7. Диаграмма нормативного состава расщепленных (YII–YIII) ультракальциевых порфировых пород Рудного Алтая (по Э. Д. Фромбергу [26]) в сопоставлении с составами гранитов (I, II) и главных типов пегматитов (III–VI)

нормативно ортоклазовой стекловатой матрице. На диаграмме (рис. 7) такой тип магматического расщепления (YII–YIII) показан в сопоставлении с составами гранитов (I и II) и пегматитов (III–VI), из которого следует, что нормативно ортоклазовые фазы этих пород по составу (YII) как бы продолжают ряд нормальных пегматитов (IV–YII), а кварц-ортоклазовые (YIII) соответствуют ряду хрусталеносных цирконосиликатовых пегматитов (III–YIII). Отмеченное соответствие отражает ликвационную природу ультракальциевых риолитовых пород, причем в некоторых их разновидностях прослеживается расщепление каплевидных обособлений YIII на кварцевую и ортоклазовую фазы (рис. 8). Аналогия указанных процессов с расщеплением пегматитов наглядно выражена на диаграмме (рис. 9).

Общая схема развития пегматитового

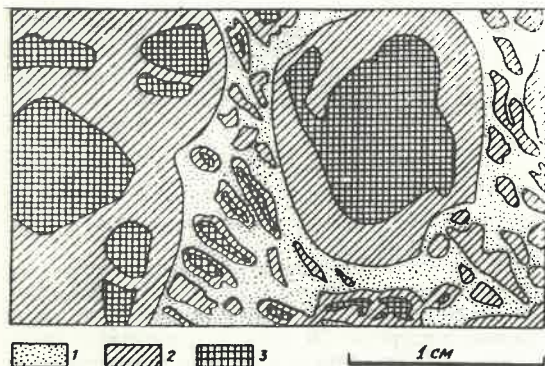


Рис. 8. Расщепленная ультракальциевая стекловатая порода, Рудный Алтай, образец Э. Д. Фромберга: 1 — богатая калием матрица (YII по рис. 7); 2 — ортоклазовое стекло; 3 — кварцевая фаза

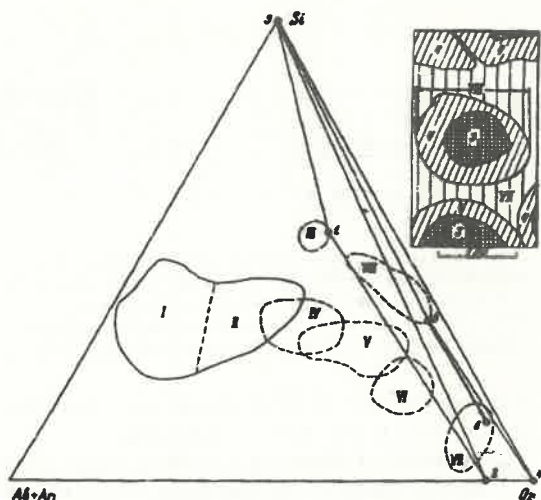


Рис. 9. Схема магматического расщепления ультракальциевых вулканических пород Рудного Алтая (образец Э. Д. Фромберга) в сопоставлении с расщеплением хрусталеносных цирконосиликатовых пегматитов: 1, 2 и 3 — зоны пегматита; 3 и 4 — кварцевая и ортоклазовая фазы расщепленных каплевидных выделений (5) в матрице (6) ультракальциевой породы; 1–YIII см. рис. 7

процесса (рис. 10) отражает различие в формировании шлировых пегматитовых тел хрусталеносных (I), редкометалльных (II) и слюдяных (III) пегматитов, представляющих собой все более контрастные отщепления от гранитных расплавов. Последующая их кристаллизация (ортоклаз + кварц) сопровождается быстрым накоплением флю-

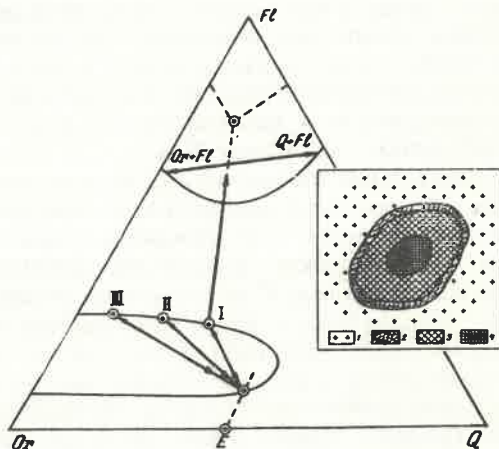


Рис. 10. Общая схема развития пегматитового процесса на нормативной диаграмме Or (ортоклаз) — Q (кварц) — F (флюидные и солевые компоненты): E — «сухая» гранитная эвтектика; $P_{H_2O} = 100$ МПа — остаточный гранитный расплав; I, II и III — эвтектики хрусталеносных, редкометалльных и слюдяных пегматитов соответственно; 1 — гранит, вмещающий пегматитовый шпир, расслоенный на графическую (2), блоковую (3) и кварцевую (4) зоны; схема этого расслоения на треугольной диаграмме обозначена символами (Or + F) — (Q + F)

идных и солевых компонентов в остаточных пегматитовых расплавах, что приводит к прекращению их кристаллизации и развитию жидкостной несмесиности контрастного характера, ведущих к формированию в пегматитовых телах блоковой ортоклазовой зоны и кварцевого ядра. Флюидные и солевые компоненты в ходе кристаллизации скапливаются в огромных полостях (камерах) преимущественно на границе блоковой зоны и кварцевого ядра, которые затем под воздействием флюидных компонентов подвергаются интенсивным метасоматическим преобразованиям и собирательной перекристаллизации. По наличию таких камер интенсивного преобразования пород ортоклазовой и кварцевой зон и назван этот тип пегматитов (камерные пегматиты).

Рассмотренная модель пегматитового процесса определяет и необходимое условие для его развития — относительную закрытость магматических систем, обеспечивающую накопление в остаточных расплавах солевых и флюидных компонентов, стимулирующих развитие в них жидкостной несмесиности (отщепления пегматитовых расплавов). Это условие касается не только пегматитовых систем, а имеет самое общее значение: в относительно открытых системах инфильтрации через расплавы трансмагматических флюидов («системах Коржинского») происходит флюидный вынос солевых компонентов из расплавов, что препятствует развитию в них металлогенической специализации. Поэтому подавляющее большинство интрузивных массивов безрудны (их рудогенерирующая способность развивается в специфических условиях, обеспечивающих накопление солевых компонентов в остаточных расплавах). Этот вывод вытекает из экспериментального изучения солевых гранитных систем [19,20], в которых процессы рудной концентрации связаны исключительно с обособлением фаз, обогащенных солевыми компонентами.

Экспериментально было исследовано шесть вольфрамоносных фторидных гранитных систем различного солевого состава. Во всех проявилась неоднородность, выражаю-

щаяся обособлением солевых фаз, обладающих сильным рудоконцентрирующим эффектом. Развитие подобных эффектов фазовой концентрации рудогенных металлов является необходимым условием проявления металлогенической специализации гранитных систем.

После плавления фторидного гранита при длительной выдержке происходило расслаивание исходного расплава на богатый кремнием калиевый расплав (I) и более бедный кремнием расплав, обогащенный натрием, кальцием, магнием (II), образующий слой в верхней части стекловатого столбика. Расплавы II несколько богаче расплава I вольфрамом (0,17 и 0,66 %). Однако и тот, и другой силикатные расплавы (I, II) беднее вольфрамом исходного расплава (1,09 %). Объясняется это тем, что в ходе развития фазовой неоднородности в исследуемой гранитной системе вольфрам сконцентрировался в солевых фазах, образующих в силикатных стеклах отчетливо обособленные каплевидные выделения. В них различаются три типа составов: неоднородные силикатно-солевые (III), солевые, богатые алюминием и калием (IV) и солевые калиево-натриевые (V).

Составы полученных фаз для системы гранитный расплав с добавками LiF (15 %) и K_2SiF_6 (15 %) характеризуются в табл. 2. Первоначально от силикатных расплавов отделяется солевая расплавная фаза III (с умеренным содержанием вольфрама): III-Исх. — (I, II), а затем происходит дифференциация солевого расплава III на фазы, относительно бедные вольфрамом (IV) и обогащенные им (V).

Солевой состав природных гранитных систем сложен, причем каждый солевой компонент обладает специфическим химическим сродством с рудными металлами, что и определяет избирательность рудной экстракции и крайнее разнообразие металлического состава рудных месторождений, сопровождающих массивы гранитов.

Экспериментально выявленный нами эффект избирательной солевой экстракции рудных металлов позволяет приблизиться к пониманию общих закономерностей форми-

2. Типичный пример фазовой неоднородности в солевой (фторидной) гранитной системе, %

Расплавы	Фазы	Si	Al	Fe	Mg	Ca	Na	K	W
Исходный		62,32	13,30	1,32	0,92	1,49	5,05	14,51	1,09
Силикатные	I	67,68	13,20	1,93	0,20	0,07	2,45	14,30	0,17
	II	57,77	17,65	1,79	1,65	2,88	7,66	9,94	0,66
Солевые	III	4,51	16,75	0,47	6,39	13,90	23,04	30,01	4,93
	IV	1,77	21,61	0,25	6,63	1,32	21,42	44,37	2,63
	V	0,62	15,26	0,73	8,53	13,00	25,68	25,23	10,95

рования металлогенической специализации гранитного магматизма. Металлогеническая специализация возникает в относительно закрытых гранитных системах, в которых кристаллизационное накопление рудных металлов сопровождается концентрацией солевых компонентов. В результате обычные безрудные двухфазные системы (остаточный гранитный расплав — гидротермальный раствор) трансформируются в трехфазные, состоящие из силикатного расплава, гидротермального раствора и солевой фазы, с которой и связывается процесс селективной рудной концентрации, определяющей рудоносность гранитных массивов.

Установление эффекта солевой рудной концентрации проливает свет на природу развития рудогенерирующей способности гранитных массивов. Она может реализовываться непосредственным внедрением плотных расплавных фаз, богатых рудными компонентами [16] или обеспечением обильного поступления рудных металлов в гидротермальные растворы в виде легко растворимых солей типа $\text{Na}_6[\text{WF}_6]$, $\text{K}_6[\text{WF}_6]$ и др.

Экспериментальные исследования особенно способствуют развитию учения о метасоматозе и рудообразовании в физико-химическом аспекте [3, 4].

До работ Д. С. Коржинского замещение пород связывалось исключительно с твердофазовыми реакциями (метасоматозом). Д. С. Коржинский впервые привлек внимание исследователей к магматическому (расплавному) замещению, которое является наиболее эффективным механизмом избирательного усвоения внедряющимися магмами компонентов замещаемых субстратов при сохранении петрохимической специфики магматических пород (в отличие от локального процесса ассимиляции, при котором образуются гибридные магмы невыдержанного состава).

Особое значение магматическое замещение приобретает в развитии магматизма, связанного с геотектоническими структурами сжатия. В этих условиях флюидное давление в магматических системах возрастает, приближаясь к литостатическому давлению нагрузки, определяемому глубиной нахождения магматических очагов. В такой обстановке миграция флюидов затрудняется и становится дифференциальной, ведущей к изменению компонентного состава флюидов вследствие более легкой миграции водорода (и других восстановленных компонентов) относительно воды (и других продуктов окисления флюидных компонентов). При этом окислительное состояние флюидов возрастает и усиливается их воздействие на расплавы, способствующее увеличению в них содержания щелочей (особенно калия)

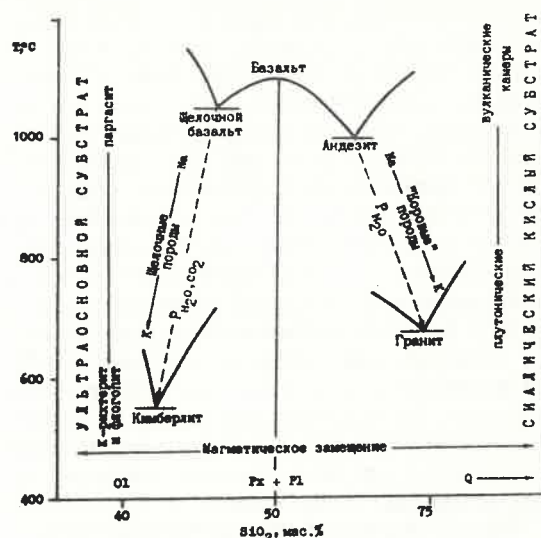


Рис. 11. Температурные минимумы, реализующиеся при магматическом замещении основной магмой ультраосновного и кислого субстратов: пунктирными стрелками показано возрастание флюидного давления с переходом от субвулканических к плутоническим очагам

и степени окисления металлов. Одновременно усиливается взаимодействие расплавов с вмещающими породами, в результате которого составы магм смещаются на температурные минимумы, что показано на рис. 11 на примере основного расплава, взаимодействующего, с одной стороны, с ультраосновным субстратом (левая часть диаграммы) и, с другой — с кислым сиалическим субстратом (правая). Это взаимодействие может быть диффузионным или инфильтрационным.

Диффузионное взаимодействие сопровождается образованием гибридных пород, обусловленным встречной диффузией компонентов при сплавлении магмы с окружающими породами в практически неподвижной флюидной среде. Метаморфические преобразования пород выражены слабо или отсутствуют.

В противоположность этому инфильтрация флюидов из магм во вмещающий субстрат ведет к его широким метаморфическим преобразованиям и магматическому замещению, при котором происходит радикальное изменение характера магматизма [13]. Основной магматизм при замещении ультраосновного субстрата приобретает щелочной уклон, а в кислом сиалическом субстрате получает коровую специфику, свойственную андезитам в вулканической фации и гранитам в плутонической.

Влияние на основной магматизм температурных минимумов в базит-гипербазитовом интервале составов при диффузионном взаимодействии (ассимиляции) характеризуется обогащением расплавов магнием и обеднением кремнеземом, что выражается сме-

ной толеитовых базальтов оливиновыми, недосыщенными кремнеземом (океанитами), без существенного изменения их щелочности. Щелочность основных магм возрастает в процессе инфильтрационного замещения ими дунитов или перидотитов. Оно является следствием растворения трансмагматическими флюидами оксидов магния и других сильных оснований, повышающего в них коэффициенты активности щелочей. В результате щелочи во все большей мере переходят из флюидов в расплавы, что является главным фактором образования щелочных магм. Это кислотно-щелочное взаимодействие компонентов усиливается десиликацией расплавов, способствующей образованию фельдшпатоидных магм. Аналогами магматических очагов, питающих щелочные вулканы, служат концентрически зональные трубообразные интрузивы с дунитовыми и перидотитовыми ядрами, широко распространенные, например, на Алданском щите. В них отчетливо прослеживается магматическое замещение ультраосновного ядра магмами более поздних фаз внедрения, по мере развития которого породы нормальной щелочности во все большей мере вытесняются щелочными породами.

В очагах небольшой глубинности (ограниченного флюидного давления), питающих вулканические извержения, с магматическим замещением связывается переход от толеит-базальтового к щелочно-базальтовому магматизму, неизменно сопровождающийся выносом лавами нодулей перцолитов, гарцбургитов, дунитов (останцов от магматического замещения ультраосновного субстрата). В plutonic условиях умеренной глубинности магматизм приобретает более щелочной фельдшпатоидный уклон и сопровождается образованием карбонатов. При переходе к более глубинным очагам подобное замещение характеризуется более флюидным и низкотемпературным режимом, что приводит к образованию флюидных пород калиевого ряда — лампроитов и кимберлитов. Последние могут быть связаны с магматическим замещением содержащих алмазы перидотитов глубинных зон и наследовать их алмазность.

Намечаются, таким образом, фации глубинности очагов зарождения щелочно-ультраосновных пород по значению флюидного давления, с возрастанием которого расплавы приобретают все более ультраосновной и калиевый характер. Соответственно в глубинных зонах высокого флюидного давления замещение перидотитов кимберлитовой магмой сопровождается их метаморфизмом, начинающимся образованием келифитовых кайм вокруг зерен граната и ведущим к развитию флогопита, калиевого рихтерита

и других минералов. С понижением глубинности магматических очагов возникают натриевые щелочные породы с карбонатами и соответственно изменяется характер метаморфических преобразований перидотитов: калиевый рихтерит уступает место паргаситу, получают распространение альбит и натриевые пироксены и амфиболы, свойственные фенитам.

Щелочной уклон в малоглубинных субвулканических магматических очагах офиолитовых поясов стимулирует развитие натриевого метаморфизма спилитовой и глаукофан-сланцевой формаций.

В условиях высокого флюидного давления магматическое замещение алмазоносных пироповых перидотитов, внедренных в земную кору из мантийных глубин, приводит к развитию кимберлитового и лампроитового магматизма.

В кимберлитах и лампроитах перидотиты в различной мере изменены и представлены серией пород: гранатовые, гранат-флогопитовые, флогопитовые и флогопит-рихтеритовые перидотиты, богатые калиевым рихтеритом и представляющие самую высокую ступень метасоматического преобразования гранатовых перидотитов. Во флогопитовых и флогопит-рихтеритовых перидотитах гранат может сохраняться только в виде небольших включений в оливине (вне воздействия на него щелочных растворов, вызывающих метасоматические преобразования перидотитов). Описаны различные формы развития в перидотитах наложенной минерализации, в т. ч. прожилковая.

На диаграмме отчетливо выражены два тренда изменения состава перидотитов при их магматическом замещении и метаморфических преобразованиях, направленных в сторону богатых железом и титаном пород и к щелочным (калиевым) составам (рис. 12). В основе первого из этих трендов лежат составы кимберлитов, в среднем существенно более богатых железом и титаном, чем исходные перидотиты. Они, хотя и представляют фацию пород повышенной щелочности, но значительно уступают в этом отношении лампроитам, составы которых на диаграмме отвечают тренду замещения перидотитов амфибол-флогопитовыми породами, соответствие которых лампроитам по составу отмечалось многими авторами (Дж. Б. Даусон и др.). На диаграмме видно также, что это соответствие касается недифференцированных лампроитовых пород — туфов и лампроитов среднего состава (промежуточных между лейцитовыми и оливиновыми типами). По-видимому, при непосредственном замещении пироповых перидотитов образуются исходные лампроитовые расплавы, путем расщепле-

3. Представительные анализы хромшпинелидов во включениях в алмазе (I), в перидотитах нодулей алмазоносных трубок (II), кимберлитов (III) и лампроитов (IV)

Тип	Fe ²⁺	Mg	Mn	Ca	Al	Cr	Fe ³⁺	Ti	Si
I	0,407 0,967	0,592 0,030	0,008 0,013	— 0,003	0,188 0,142	1,703 1,816	0,095 0,016	0,005 0,003	0,002 0,010
II	0,498 0,498 0,189	0,526 0,535 0,812	0,008 0,008 0,003	— — —	0,186 0,418 1,678	1,604 1,368 0,261	0,134 0,132 0,056	0,034 0,029 0,001	0,007 0,012 0,001
III	0,443 0,898 0,909	0,552 0,298 0,159	0,008 0,066 0,016	— 0,006 —	0,380 0,204 0,263	1,437 0,908 0,154	0,173 0,360 1,415	0,003 0,262 0,084	0,003 — —
IV	0,628 0,898 0,426	0,442 0,124 0,565	0,014 0,068 0,005	— 0,005 —	0,066 0,059 1,883	1,501 0,929 0,002	0,265 0,822 0,107	0,084 0,095 0,008	— — —

ния которых затем образуются магмы, дающие лейцитовые (III) и оливиновые (II) типы лампроитов, как показано стрелками на диаграмме.

Лампроитовый магматизм отличается, таким образом, от кимберлитового более «зрелым» характером, определяемым более длительным флюидным взаимодействием расплавов с замещаемыми перидотитами, что особенно наглядно прослеживается по специфике одноименных минералов, входящих в состав этих пород, например, по своеобразию состава хромшпинелей (табл. 3).

Как подчеркивалось ранее, в парагенезисе с алмазом устойчивы только хромиты, крайне бедные как алюминием, так и трехвалентным железом, что на диаграмме (рис. 13) обуславливает ограниченное поле их составов (I). Пироповые перидотиты, являющиеся главными материнскими породами кимберлитовых трубок, внедрялись в верхние

горизонты мантии и в земную кору, где происходила их окончательная консолидация при *P, T*-параметрах, принципиально отличных от параметров начала их кристаллизации в глубинных мантийных очагах, с которыми связано выделение интрателлурических минералов в парагенезисе с алмазом.

Соответственно хромшпинель в перидотитах алмазоносных трубок представлена широким диапазоном составов (см. рис. 13, *II*) пироповых перидотитов — от фации алмазоносных их типов до фации шпинелевых перидотитов. Наиболее глиноземистые хромшпинели образуются при метаморфических преобразованиях пироповых перидо-

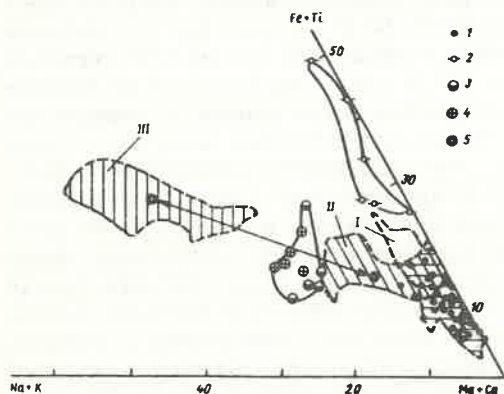


Рис. 12. Петрохимическая диаграмма пироповых перидотитов, лампроитов и кимберлитов:

I — перидотиты, образующие нодули в кимберлитах Южной Африки (трубка Балтфонтейн) и Якутии (трубка Мир); *2* — замещающие их пироксен-ильменитовые породы; *3* — пироксен-флогопитовые породы; *4* — туфы лампрофиров; *5* — средние составы лампроитов. Поля составов [2, 30]: *I* — кимберлитов, *II* — оливиновых лампроитов, *III* — лейцитовых лампроитов

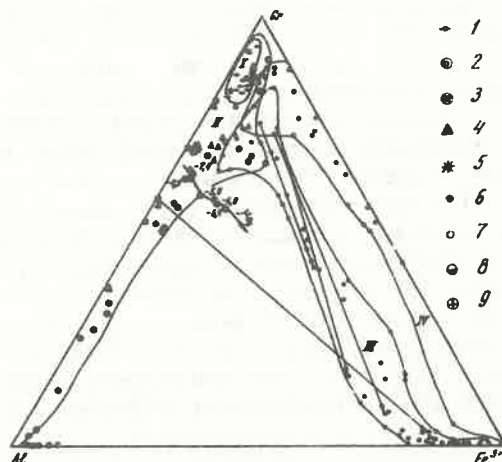


Рис. 13. Составы хромшпинелей:

I — во включениях в алмазе; *2* — в нодулях перидотитов алмазоносных трубок; *3* — в кимберлитах (унаследованные от перидотитов); *4* — в лампроитах; *5* — в щелочных пикритах; *6* — в основной массе кимберлитов; *7* — в основной массе лампроитов; *8* — в структурах распада твердого раствора в лейците лампроитов; *9* — логарифмы фугитивности кислорода по [31]; *I* — генетические типы хромшпинели алмазоносных ассоциаций; *II* — нодули перидотитов в кимберлитах и лампроитах; *III* — кимберлиты; *IV* — лампроиты. Стрелки — зональные кристаллы (от ядер к краевым зонам)

титов, ведущих к появлению в них келифиновых и флогопитовых каемок, в состав которых входят глиноземистые энстатит и хромшпинели. В общем в перидотитах представлен хромит-шпинелевый ряд составов рассматриваемого минерала, принципиально отличный от хромшпинель-магнетитового (III) и хромит-магнетитового (IV) изоморфных рядов, свойственных соответственно кимберлитам и лампроитам. В последовательности II-III-IV прослеживается обеднение хромшпинелей алюминием, который связывается по мере возрастания щелочности пород сначала в составе флогопита, а затем — лейцита при переходе от перидотитов к кимберлитам и лампроитам. При этом возрастает в породах степень окисления железа, чему также способствует рост щелочности.

Стабилизации хромшпинель-магнетитовых рядов способствует и прямое усиление окислительной обстановки (увеличение химического потенциала кислорода), как показано на диаграмме по данным экспериментальных исследований [31]. Геологически это обычно реализуется переходом от плутонической к вулканической фации в результате возрастания отношения H_2O/H_2 флюидов вследствие миграции водорода и других восстановленных компонентов. Повышение в составе хромшпинелей роли магнетитового компонента по мере развития кимберлитового и лампроитового магматизма особенно наглядно проявляется в образовании зональных зерен, в которых магнетитовый компонент концентрируется в крайних зонах.

Рассмотренные соотношения свидетельствуют о невозможности образования алмазов в связи с кимберлитовым или лампроитовым магматизмом. В отличие от перидотитового кимберлитовый магматизм развивается в относительно окислительной (углекислородной) обстановке и характеризуется полной окисленностью углерода, входящего при кристаллизации кимберлитов в состав карбонатов. Такие минералы, как алмаз, графит и муассанит, содержащиеся в кимберлитах, являются неустойчивыми реликтовыми минералами перидотитов и эклогитов, захваченными кимберлитовой магмой в ходе замещения этих пород. Кристаллизация их из кимберлитовой магмы полностью исключается.

Генетические соотношения между генерирующим алмазы перидотитовым и эклогитовым магматизмом и более поздним (наложенным на его производные) кимберлитовым магматизмом во многом остаются еще неясными главным образом вследствие возрастного разрыва, который устанавливается между их проявлениями. В результате проведенного исследования выявлена очень вы-

сокая устойчивость алмаза и многих его минералов-спутников при различных внедрениях и превращениях пород. После кристаллизации в глубинах мантии в области термодинамической стабильности алмаз затем остается в метастабильном состоянии при внедрении алмазоносных магм в земную кору, где происходит окончательная консолидация его материнских пород (пироповых перидотитов и эклогитов). Алмаз сохраняется также при магматическом замещении этих пород кимберлитовыми и лампроитовыми магмами и в процессе их последующих перемещений в пределах платформенных структур. Удивительная устойчивость алмаза прослеживается в метаморфических комплексах, где мелкие алмазы гранатовых пироксенитов и рутиловых эклогитов сохраняются при гранитизации и мигматизации, а также в ходе метасоматического и метаморфического преобразований, наследуя разнообразные метаморфические производные, нередко в перекристаллизованном состоянии.

В связи с гранитизацией алмазоносные эклогиты и гранатовые пироксениты замещаются довольно богатыми кремнеземом плагиогнейсами, в которых гранат, клинопироксен, рутил, циркон, в т. ч. с включениями алмаза, сохраняются в них в преобразованном состоянии в качестве реликтов первичных пород. Подобные гнейсы нередко ошибочно интерпретируются как парапороды, и происхождение алмаза в них связывается с метаморфизмом на основе неверных концепций погружения слоистых толщ (зерендинской свиты в Кокчетавском массиве Казахстана и др.) в мантию (на глубины 150—200 км) по зонам субдукции.

На ошибочность подобных представлений нами неоднократно указывалось в литературе [12, 14]. В последнее время получены дополнительные данные, подтверждающие мантийное (эклогит-пироксенитовое) происхождение в метаморфических породах алмаза, характеризующегося высоким общим содержанием в нем гелия, и особенно его легкого изотопа [32]. Максимальное отделение легкого изотопа гелия отвечает температуре около 500 °C, а тяжелого — около 1700 °C (табл. 4). Следовательно, при воздействии на алмаз кимберлитовых расплавов, отвечающих температуре 500—600 °C, в ходе метаморфических преобразований или диафтореза (300—700 °C) алмаз должен подвергаться дегазации с потерей в основном легкого изотопа гелия. Незначительное проявление подобной дегазации, устанавливаемое в алмазе Кокчетавского массива (полученная цифра $^3He/^4He = 5,84 \cdot 10^{-4}$ близка солнечному значению $4 \cdot 10^{-4}$), объясняется тем, что его кристаллы в гнейсах образуют включения в реликто-

4. Динамика выделения изотопов гелия при нагревании алмаза из метаморфических пород Кокчетавского массива, Казахстан [32], см³/г

Температура выделения, °С	³ He	⁴ He	³ He/ ⁴ He
200	$9,25 \cdot 10^{-10}$	$8,54 \cdot 10^{-8}$	$1,58 \cdot 10^{-2}$
500	$1,73 \cdot 10^{-7}$	$3,69 \cdot 10^{-7}$	$4,68 \cdot 10^{-1}$
800	$1,28 \cdot 10^{-7}$	$1,63 \cdot 10^{-6}$	$7,88 \cdot 10^{-2}$
1100	$1,51 \cdot 10^{-8}$	$2,47 \cdot 10^{-6}$	$6,14 \cdot 10^{-3}$
1500	$3,95 \cdot 10^{-11}$	$2,08 \cdot 10^{-5}$	$1,89 \cdot 10^{-6}$
1700	$1,00 \cdot 10^{-11}$	$5,13 \cdot 10^{-4}$	$1,96 \cdot 10^{-8}$
1900	$1,53 \cdot 10^{-13}$	$2,19 \cdot 10^{-6}$	$6,90 \cdot 10^{-8}$
2000	$2,16 \cdot 10^{-13}$	$2,56 \cdot 10^{-6}$	$8,45 \cdot 10^{-8}$
Сумма	$3,17 \cdot 10^{-7}$	$5,34 \cdot 10^{-4}$	$5,85 \cdot 10^{-4}$
Кимберлитовые алмазы			$(2-3) \cdot 10^{-6}$

вых первичных минералах эклогитов и гранатовых пироксенитов (гранате, клинопироксене, цирконе), благодаря чему они были изолированы от воздействия на них растворов в ходе аллохимических метаморфических преобразований алмазоносных магматических пород, залегающих в виде согласных силлов в зерендинской свите Кокчетавского массива.

Полученные соотношения проясняют природу алмаза в кимберлитах, который характеризуется более низким гелиевым средним отношением $(2-3) \cdot 10^{-6}$ по сравнению с кокчетавским алмазом $5,8 \cdot 10^{-4}$, что отражает его некоторую дегазированность под воздействием кимберлитовой магмы. Но, вообще говоря, среди алмазов эклогитовых включений в кимберлитах устанавливается широкий разброс отношений изотопов гелия с максимальным значением $1,4 \cdot 10^{-3}$, определенным в алмазе одного из месторождений Южной Африки [32].

В заключение рассмотрим подробнее магматическое замещение гранатовых перидотитов, которое представляется единственным эффективным процессом унаследованной минералов высоких давлений этих пород (алмаза, пироба, хромшпинели и др.) замещающими их хромшпинель-диопсидовыми, ильменит-диопсидовыми, ильменит-диопсид-флогопитовыми глиммеритами, кимберлитами и лампроитами. Замещение перидотитов шпинель-диопсидовыми, ильменит-диопсидовыми и флогопитовыми породами широко представлено в их включениях в щелочных базальтах, лампроитах и кимберлитах (рис. 14) и подразделяется, согласно М. А. Мензису [30], по геохимической направленности на два типа: железотитанистый (с преобладанием ильменита в образующихся породах) и калиевый (с преобладанием флогопита).

Природа этих замещений стала проявляться благодаря обнаружению в них расплавных включений высокой плотности, описанных Ф. Дж. Спера [30], что позволи-

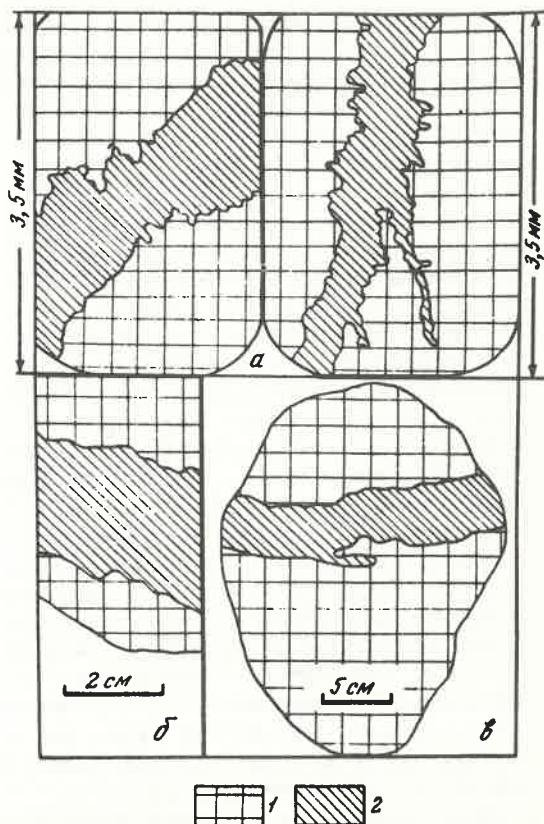


Рис. 14. Текстуры замещения перидотитов пироксенитами в нодулах щелочных базальтов (а) и кимберлитов (б, в) [30]:

а — перидотиты и шпинельные пироксениты; б — измененный пироповый гарцбургит и ильменитовый пироксенит с калиевым рихтеритом; в — пироповый перидотит и шпинельный пироксенит; 1 — перидотиты; 2 — пироксениты

ло связать их происхождение с развитием «метасоматических силикатных расплавов» (выражение М. А. Мензиса и др. [30]). Однако термин «метасоматический» более употребляется в приложении к твердофазовым замещениям, так что данный процесс лучше назвать магматическим замещением (magmatic replacement). Магматическое замещение происходит при участии трансмагматических флюидов, фильтрующихся через расплавы и вызывающих метасоматическое преобразование замещаемых пород (в данном случае пироповых перидотитов). Соотношения магматического замещения и связанного с ним метасоматического преобразования пород наглядно выражены во включениях перидотитов в кимберлитовых трубках, обобщение по которым приводится на рис. 15 в генетической интерпретации М. А. Мензиса и др. [30]. На фронте замещения перидотитов (silicate — melt metasomatism, по М. А. Мензису и др.) магматизм приобретает пегматоидный характер и сопровождается ростом крупных кристаллов минералов (мегакристов), бед-

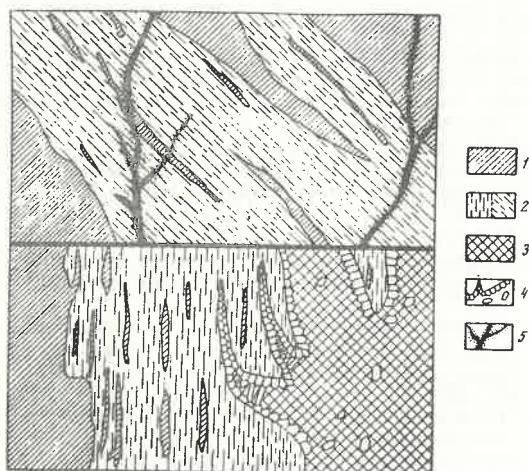


Рис. 15. Магматическое замещение пироповых перидотитов, сопровождаемое их метасоматическим преобразованием [30]:

1 — перидотиты; 2 — метасоматические породы, богатые железом и титаном; 3 — магматические породы, богатые железом и титаном; 4 — мегакристы, бедные хромом; 5 — жилы ильменит-диопсид-флогопитовых пород и глиммеритов с оторочками флогопитовых перидотитов и пироксенитов

ных хромом. Мегакристы представлены гранатом, оливином, ильменитом, диопсидом, флогопитом. Гранат мегакристов в отличие от граната перидотитов беден хромом и образует специфический изоморфный ряд Mg-Fe-замещения компонентов. При этом алмаз, как и другие минералы — его спутники, может подвергаться собирательной перекристаллизации и формировать гигантские кристаллы. Собирательная перекристаллизация минералов сопровождается радикальным изменением их состава и характера изоморфизма составляющих компонентов.

Впереди фронта магматического замещения происходит метасоматическая переработка замещаемых перидотитов, сопровождающаяся обогащением их железом и титаном. На все эти продукты относительно ранних преобразований пироповых перидотитов накладываются процессы более щелочного (калиевого) преобразования пород в виде жил глиммеритов и ильменит-пироксен-флогопитовых пород. В самих перидотитах такая последовательность преобразований отражается в появлении келифитовых кайм вокруг зерен пироба. Они начинаются с ассоциации глиноземистого энстатита со шпинелью (пироп + оливин = энстатит + шпинель), которая затем замещается флогопитом.

Как кимберлитовые, так и лампроитовые магмы генерируются в результате сходного процесса магматического замещения алмазоносных эклогит-перидотитовых интрузивов, внедрившихся из глубин мантии в зем-

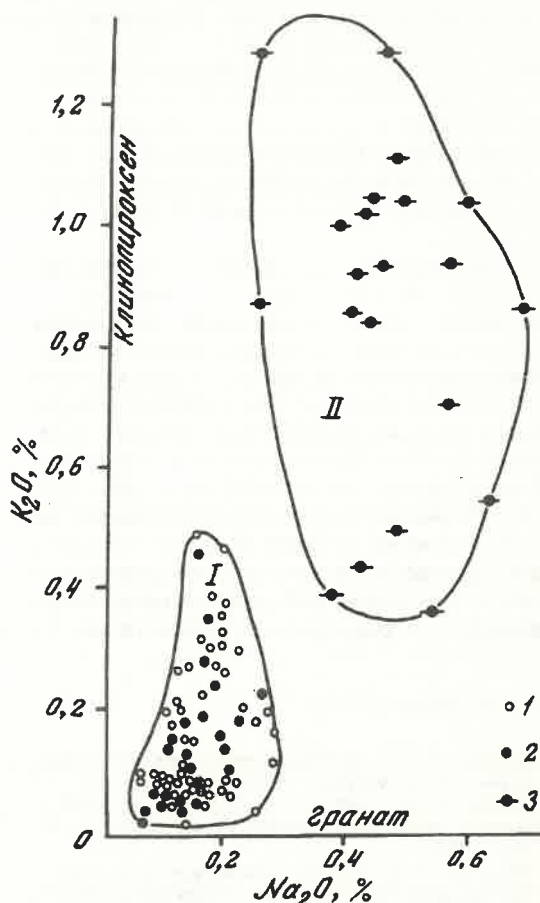


Рис. 16. Содержание примесей щелочных металлов (Na_2O K_2O) в гранате и клинопироксене из алмазов в эклогитах, образующих включения в кимберлитах (I) и лампроитах (II) алмазоносных трубок различных регионов:

1 — Якутия, 2 — Южная Африка, 3 — Австралия; по сводке [25]

ную кору. Эти эклогит-перидотитовые комплексы представляли собой тот субстрат, в котором происходило разрастание кимберлитовых и лампроитовых флюидных магматических очагов, сопровождающееся кислотно-щелочным взаимодействием компонентов, определившим их щелочной уклон. Сами же эклогит-перидотитовые алмазоносные комплексы относятся к формации пород нормальной щелочности, практически одинаковой в случае кимберлитового и лампроитового магматизма по петрохимическим данным. Однако тонкие геохимические исследования позволяют установить некоторые их различия по щелочности, которые имели место уже на уровне алмазообразования в эклогитовых расплавах. Эклогитовый алмаз в лампроитах содержит включения граната и клинопироксена, более богатые примесью щелочных металлов [25] по сравнению с эклогитовым алмазом из кимберлитов (рис. 16). Явное различие по щелочности лампро-

итов и кимберлитов (см. рис. 12) отражается, таким образом, и в примеси щелочных металлов в гранате и клинопироксене, образующих включения в алмазе, хотя определенный вклад в это различие могла внести неодинаковая глубинность залегания исходных очагов эклогит-перидотитового магматизма, в которых происходила кристаллизация алмаза.

Таким образом, замещение в глубинных зонах реализуется, с одной стороны, метасоматически (под воздействием на породы гидротермальных растворов путем твердофазовых реакций), с другой — при участии расплавов — магм и более низкотемпературных нередко рудоносных жидких фаз, которые фиксируются наличием в минералах расплавных включений высокой плотности. Размещение рудных образований на месторождениях связано большей частью с подобным «расплавным» замещением, представляющим собой особую формацию, отличающуюся от формации метасоматитов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Баскина В. А. Ультракалийевые липариты Приморья // Сов. геология. 1978. № 1. С. 70—84.
- Джейкс А. Л., Луис Дж. Д., Смит К. Б. Кимберлиты и лампроиты Западной Австралии. — М.: Мир, 1989.
- Жариков В. А. Физико-химические исследования окислительного метасоматизма // Геохимия. 1982. № 12. С. 1754 — 1787.
- Зарайский Г. П. Зональность и условия образования метасоматических пород. — М.: Наука, 1989.
- Козинцева Т. Н. Исследование растворимости сероводорода в воде при повышенных температурах // Геохимия. 1964. № 8. С. 758—765.
- Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов // Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., 1955. С. 335—456.
- Коржинский Д. С. Общие закономерности постмагматических процессов // Проблемы постмагматического рудообразования. Прага, 1965. Т. 2. С. 305—315.
- Коржинский Д. С. Трансмагматические флюиды и магматическое замещение // Петрография. М., 1976. Ч. 1. С. 269—287.
- Коржинский Д. С. Теория метасоматической зональности. 2-е изд. — М.: Наука, 1982.
- Летников Ф. А., Кащеева Т. В., Минцис А. Ш. Активированная вода. — Новосибирск: Наука, 1976.
- Маракушев А. А. Петрогенезис и рудообразование. — М.: Наука, 1979.
- Маракушев А. А. Минеральные ассоциации алмаза и проблема образования алмазоносных магм // Очерки физ.-хим. петрологии. М., 1985. Вып. 13. С. 5—53.
- Маракушев А. А. Магматическое замещение и его петрогенетическая роль // Очерки физ.-хим. петрологии. М., 1987. Вып. 14. С. 24—38.
- Маракушев А. А., Безмен Н. И. Минералогический критерий рудоносности изверженных пород. — М.: Недра, 1992.
- Маракушев А. А., Граменицкий Е. Н. Проблема происхождения пегматитов // Бюл. МОИП. 1983. Т. 58. № 1. С. 61—70.
- Маракушев А. А., Граменицкий Е. Н., Коротаев М. Ю. Петрологическая модель эндогенного рудообразования // Геология рудных месторождений. 1983. № 1. С. 3—21.
- Маракушев А. А., Иванов И. П., Римкевич В. С. Значение ликвации в генезисе магматических горных пород // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1979. № 1. С. 3—21.
- Маракушев А. А., Иванов И. П., Римкевич В. С. Экспериментальное воспроизведение ритмичной магматической расслоенности // Докл. АН СССР. 1981. Т. 258. № 1. С. 183—186.
- Маракушев А. А., Шаповалов Ю. Б. Кислотно-щелочная дифференциация солевых гранитных расплавов // Докл. АН СССР. 1991. Т. 321. № 3. С. 574—579.
- Маракушев А. А., Шаповалов Ю. Б. Экспериментальное исследование процессов рудной концентрации в гранитных системах // Докл. РАН. 1993. Т. 330. № 4.
- Мэннинг Д., Пишаван М. Экспериментальные исследования роли фтора и бора в образовании поздних гранитных пород и связанного с ними оруденения // 27-й Международн. геол. конгресс. М.: Наука, 1984. Т. 9: Петрология. С. 166—174.
- Некрасов И. Я., Эпельбаум М. Б., Соболев В. П. Распределение олова между расплавом и хлоридным флюидом в системе гранит — SnO (Sn₂O) — флюид // Докл. АН СССР. 1980. Т. 252, № 4. С. 977—981.
- Некрасов И. Я., Чистякова Н. И., Евстигнеева Т. Л. О взаимоотношении торолита, литиотакталита, ранкамаита и касситерита в редкоземельных пегматитах Сибири // Минерал. журн. 1984. № 4. С. 42-5.
- Родионов Г. Г., Бушев А. Г., Калугин Е. Н. Типоморфизм эвтектических минеральных ассоциаций пегматитов разных формаций // Новые данные о типоморфизме минералов. М. 1980. С. 187—195.
- Соболев Н. В., Бакуменко И. Т., Ефимова Э. С., Похиленко Н. П. Особенности морфологии микроалмазов, содержания примесей натрия в гранатах и калия в пироксенах двух ксенолитов эклогитов из кимберлитовой трубки «Удачная» (Якутия) // Докл. АН СССР. 1991. Т. 321. № 3. С. 585—592.
- Фромберг Э. Д. Хайдунский тип порфировых интрузий на Рудном Алтае // Изв. вузов. Геология и разведка. 1976. Т. 50. № 6. С. 129.
- Bach R. W., Friedrichs H. A., Rau H. P-V-T relations for HCl-H₂O mixtures up to 500 °C and 1500 bars // High Temp. — High Pressur. 1977. Vol. 9. P. 305—312.
- Franck E. U. Sub- and supercritical water at high pressure — selected results // Water and Steam. Proc. 9 Intern. Conf. Propert. Steam. Pergamon press. 1980. P. 465—476.
- Himmelblau D. M. Partial molar heats and entropies of solution for gases dissolved in water from the freezing to near the critical point // J. Phys. Chem. 1959. Vol. 63. № 11. P. 1803—1808.
- Mantle metasomatism / Ed. M. A. Menzies, C. J. Hawkesworth. — London, N. — Y.: Acad. Press Geol. series, 1987.
- Murck B. W., Campbell I. The effects of temperature, oxygen fugacity and melt composition on the behaviour chromium in basic and ultrabasic melts // Geochim. et Cosmochim. acta. 1986. Vol. 50. P. 1871—1887.
- Shukolyukov Yu. A., Pleshakov A. M., Lavrova L. D. The 3 4 unprecidedly high He/He ratio in diamonds from metamorphic rock of the Kokchetav massif, Kazakhstan // Petrology. 1993. Vol. 1. № 1. P. 95—102.

Развитие нефтегазоносных бассейнов Сибири в неогее

В. С. СУРКОВ, В. П. КОРОБЕЙНИКОВ, М. П. ГРИШИН (СНИИГТыМС)

Сравнительный анализ строения докембрийских и фанерозойских нефтегазоносных осадочных бассейнов мира показывает, что особенности их генезиса и схема нефте-, газообразования в позднем докембрии и фанерозое во многом гомологичны. Это отчетливо проявляется в элементах строения и истории развития рифейских осадочных бассейнов Сибирской и Восточно-Европейской платформ, мезозойско-кайнозойского Западно-Сибирского бассейна.

Моделирование в гравитационном поле структурно-плотностных неоднородностей земной коры и в целом литосферы Сибири (включая Западное Приуралье) по 15 геотраверсам глубинных сейсмических зондирований (ГСЗ) общей протяженностью 40 тыс. км, комплексная интерпретация этих материалов, а также анализ аналогичной информации по другим регионам мира позволяют высказать следующие положения: в геологической истории развития рифтогенных систем проявляется тенденция к наследованию ими более древних мобильных структурно-формационных комплексов преимущественно основного состава; осадочные бассейны приурочены к структурам предшествующего растяжения и проседания (рифтам и их сочленениям).

В настоящее время с высокой степенью достоверности устанавливается наличие в составе фундаментов древних платформ реликтов двух главнейших типов инфраструктурных комплексов, сформировавшихся 3,5—3,2 млрд лет назад: субизометричных гранит-зеленокаменных ядер и разделяющих их преимущественно линейных гранулит-зеленокаменных (гранулит-базитовых) поясов. Последние широко развиты в составе фундамента периферии Сибирской и Восточно-Европейской платформ [5, 9]. Осадочные бассейны рифея достаточно закономерно тяготеют к зонам концентрации гранулит-базитовых поясов и в меньшей степени размещены в пределах гранит-зеленокаменных областей.

Модель развития литосферы Сибири, Урала и Западного Предуралья в позднем докембрии представляется следующей. Согласно представлениям многих исследователей, в конце раннего докембрия сформировался суперконтинент Пангея I (Протопангея). Достаточно широко распространены взгляды на рифей как на эпоху глобальной рифтогенной деструкции древней сиалической коры и заложения структурного плана неогее. Для северных регионов Лавразии

нами предложена схема образования основных структурных элементов рифея [13], в которой наряду с собственными разработками использованы палеотектонические реконструкции А. Гудвина [12], Дж. Пайпера [16], Н. А. Божко [2] и др. Предполагается, что в рифее в центральной части Лавразии существовало «горячее пятно», обусловленное длительным функционированием гигантского мантийного плюма. Под его воздействием вначале возникло сводовое суперподнятия, а затем ряд депрессий на месте Американо-Сибирского бассейна. Горизонтальные составляющие мантийного плюма предопределили поворот кратонов (Восточно-Европейского — по, а Сибирского — против часовой стрелки) и расползание заключенных между ними геоблоков. В результате этого в северной части современной Евразии в первой половине рифея начала развиваться сложная веерообразная система преимущественно континентальных рифтов, согласующаяся в то же время со структурным планом основных архейско-раннепротерозойских тектонических напряжений, сходящихся к полюсам [12, 15]. Наиболее густая сеть структур растяжения приспособлялась к более ослабленным подвижным зонам бывших гранулит-базитовых поясов с относительно уменьшенной толщиной литосферы и земной коры. Развитие структур растяжения происходило центростремительно с юга на север (в современных координатах), что подтверждается возрастом и составом базальных формаций рифтовых систем Урала и Сибири, изменяющихся по латерали. На юге они имеют раннерифейский или ранне-среднерифейский возраст, тогда как на севере (Тиманском кряже, Таймыре) представлены накоплениями не древнее среднего рифея, главным образом верхнерифейскими. Кроме того, в южной части северо-западного отрезка Урало-Монгольского пояса поздне-среднерифейские рифтогенные структуры содержат в своем составе толелиты океанического типа и фрагменты офиолитов (Кузнецкий Алатау, Горный Алтай, Восточный Саян), на севере же палеорифты рифея выполнены исключительно континентальными и мелководно-морскими накоплениями (Таймыр, Тиман). Это свидетельствует о более масштабном раскрытии внутри южной части системы и согласуется с предложенной моделью развития в целом.

В результате различной по интенсивности ранне-среднерифейской деструкции в пре-

делах Северной Евразии обособились в близкой к современной конфигурации Восточно-Европейский и Сибирский кратоны, вступившие в платформенный этап развития, и разделивший их северо-западный сектор Урало-Монгольского геосинклинального пояса. Вопрос о том, развился ли на месте этой геосинклинали так называемый Палеоазиатский океан, начавший раскрытие в позднем докембрии и обладавший обширной гомогенной корой океанического типа, или здесь на древней коре различного, преимущественно фемического типа длительное время формировалась гораздо более сложная система деструктивных и орогенных структур с различными, изменяющимися в процессе эволюции, типами коры в различных зонах, — остается предметом острых дискуссий. Важным материалом к вопросу о составе верхней коры молодых океанов (а согласно принципу актуализма, также и их древних гомологов) являются новейшие результаты драгирования фундамента экваториального сегмента Срединно-Атлантического хребта в его осевой части, полученные Г. Б. Удинцевым и его коллегами в 11 и 12 рейсах научно-исследовательского судна «Академик Николай Страхов» [10]. Данные этих исследований однозначно свидетельствуют о том, что фундаменту этого сегмента хребта свойствен породный состав, «аномальный» относительно идеальной теоретической модели дивергентных границ литосферных плит, но, напротив, типичный для геосинклинальных и орогенных прогибов любого интраконтинентального подвижного пояса.

Представленные палеотектонические реконструкции Сибири, включающие Западное Предуралье (рис. 1, 2), позволяют предполагать, что система Восточно-Европейский кратон — Урало-Монгольский пояс — Сибирский кратон в раннем — среднем рифее была гомологична современной экваториальной или Северной Атлантике с окружающими и внутренними континентами. По краям Урало-Монгольского пояса существовали перикратонные, переходящие в миогеосинклинали, зоны перехода, подобные пассивным окраинам современных молодых океанов. Из таких представлений вытекает целесообразность сравнительного анализа рифейских осадочных бассейнов Сибирской и Восточно-Европейской платформ, особенно их симметричных краевых частей, как генетически однотипных образований, входящих в единую геодинамическую систему.

Сходство динамических обстановок рифейских переходных зон — восточной окраины Восточно-Европейской и западно-юго-западной окраины Сибирской платформ —

наиболее наглядно обнаруживается при сравнении западного склона Урала и Тимана, с одной стороны, и Енисейско-Таймырской системы, — с другой.

У р а л , как известно, подразделяется на так называемые «континентальный» и «палеоокеанический» секторы. Каждая серия рифея «континентального» сектора представляет мегаритм, начинающийся грубообломочными породами фалаховой формации, сменяющимися карбонатносланцевыми, а затем карбонатными толщами. На породах кудаша с резким размывом залегают молассоподобные образования ашинской свиты венда. Мощность рифейского комплекса, представленного всеми его подразделениями, достигает 12 км. Существенных складчатых деформаций геосинклинального типа не отмечается. По текстурно-структурным особенностям осадочных пород и литолого-геохимическим исследованиям восстанавливается широкий спектр фациальных обстановок от наземных аллювиальных у подножия склонов до лагунных и морских мелководных, вплоть до сейсмоторбидных [4]. Осадконакопление происходило в грабенообразных структурах в условиях от платформенного до миогеосинклинального режимов. Магматические комплексы имеют характерный для рифтов состав и фиксиру-

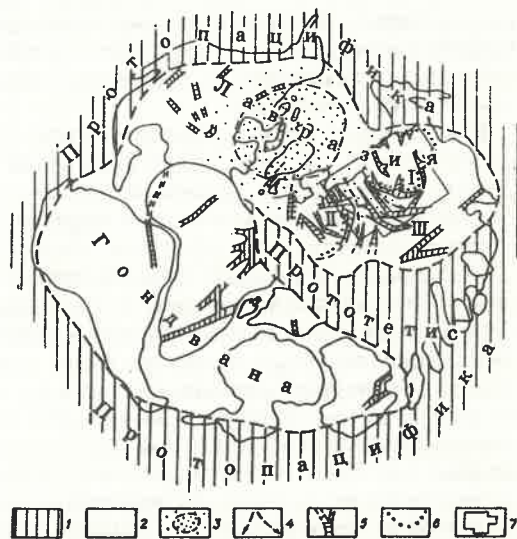


Рис. 1. Глобальная палеотектоническая схема-реконструкция среднего — начала позднего рифея, 1350—1050 млн лет, на основе [2] с изменениями и дополнениями:

1 — океаническая кора; 2 — континентальная кора, местами сильно деструктурированная; 3 — гипотетическое «горячее пятно» Лавразии (эпицентр мантийного плюма); 4 — предполагаемые направления горизонтальных течений мантии в сибирской части системы; 5 — оси рифтов, ортогеосинклинальных прогибов; 6 — контуры кратонов; 7 — территория, изображенная на рис. 2; I — Сибирский кратон, II — Восточно-Европейский кратон, III — северо-западный сектор Урало-Монгольского пояса

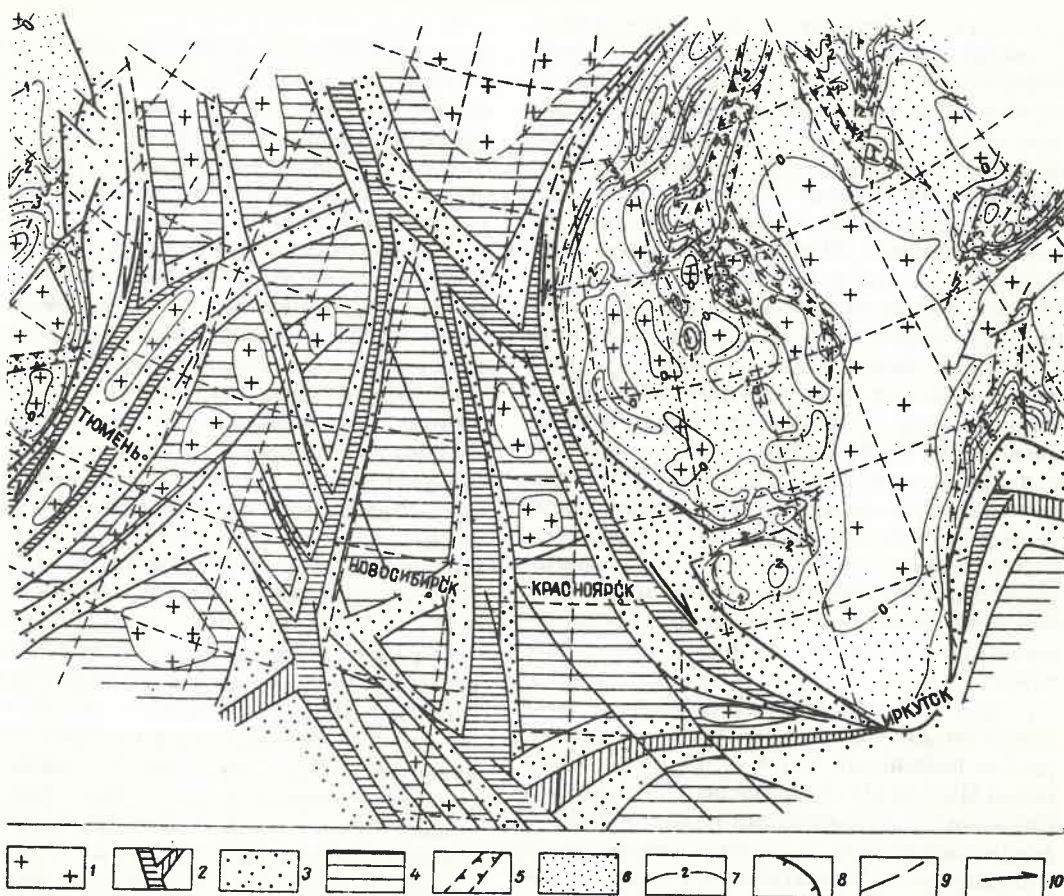


Рис. 2. Схема тектонического строения Сибири в рифее (составлена В. С. Сурковым, М. П. Гришиным, О. Г. Жеро, В. П. Коробейниковым, А. В. Абрамовым, Р. Т. Богнибовой, Л. В. Старцевой):

ются в существенных объемах на уровнях 1100 и 650—530 млн лет. Это обогащенные титаном и магнием пикриты, габброиды, щелочные базальты, липариты [4, 5]. В «палеоокеаническом» секторе развиты интенсивно дислоцированные толщи толеитов, кремнистых и углеродистых сланцев, филлитов, метаморфизованных до уровня зеленосланцевой (местами глаукофансланцевой) и амфиболитовой фаций.

повсеместно залегают на размытой поверхности рифея. Проявления рифейского магматизма известны на Среднем Тимане, где обнаружена мощная пластовая залежь диабазов возрастом 1100—1200 млн лет. В Уват-Ижемской зоне бурением вскрыты небольшие тела гранофиов, сиенитов, диабазов, габбро возрастом 640—660 и 550—610 млн лет [3].

Енисейско - Таймырская система симметрична по отношению к системе Урал — Тиман. В пределах Енисейского кряжа, как и на Урале, могут быть

выделены «континентальный» (Енисейский и Ангаро-Тунгусский синклиории) и «океанический» секторы (Исаковская зона). В «континентальном» секторе рифейско-вендские толщи образуют сравнительно спокойное залегающий комплекс терригенных, терригенно-карбонатных и карбонатных пород (сухопитская, тунгусикская, ослянская серии) от нижнего (?) до верхнего рифея мощностью до 12 км и несогласно залегающий на нем молассоподобный комплекс конца позднего рифея — венда (тасеевская, чингасанская, вороговская серии). Сходство этого комплекса с верхним докембрием Башкирского антиклинория Урала отмечалось еще Б. М. Келлером [7] и впоследствии подчеркивалось С. Н. Ивановым [6]. В расположенном к западу «палеоокеаническом» секторе (эвгеосинклинали, осевой рифтогенали) развита интенсивно дислоцированная сланцево-вулканогенная группа формаций, базальты которой имеют близкое петрохимическое сходство с океаническими толеитами.

Структурой, симметричной Тиману относительно оси Урало-Монгольского пояса, является рифейский Таймыр. Верхний протерозой Шренк-Ленинградской зоны Таймыра представлен отложениями главным образом позднерифейской и вендского возраста. По материалам В. В. Беззубцева [1], базальные горизонты сложены терригенными красноцветными отложениями континентального типа, преимущественно кварцитового состава с конгломератами в основании (красно-реченская свита). Базальная толща рифея относится к фалаховой формации. Выше и, возможно, с фаціальными переходами залегает морская карбонатная, преимущественно доломитовая толща, соответствующая колосовской свите и выделяемая как карбостромовая формация. Выше по разрезу размещается каньонская свита, образованная пестроцветными породами алевроито-глинистого состава (флюшoidalная формация). Характерные члены верхней части рифейского комплекса — вулканиты риолит-базальтового состава и массивы габбро и гипербазитов в полях их развития. Мощность рифейских отложений линейной Шренк-Ленинградской зоны достигает 4—9 км, а по обе стороны от нее сокращается до 1—2 км. Совокупность перечисленных признаков не вызывает особых сомнений в том, что эта зона является ископаемым континентальным рифтом [1, 11]. По геолого-геофизическим данным, он совместно с палеорифтами Енисейского края и Восточного Саяна входил в краевую рифтовую систему, раскрытие которой, как и Урало-Тиманской системы, происходило последовательно с юга на север.

На Сибирской платформе верхний протерозой покрывает значительную часть кратона. Нижний рифей известен в ограниченном числе разрезов по краям платформы (учурская, мукунская серии), в то время как средний — верхний рифей, особенно венд имеют широкое площадное развитие.

Обособление рифейских структур Сибирского кратона по типам вулканогенно-осадочных формаций на линейные рифтогенные прогибы с повышенной мощностью накоплений и субчехольные образования типа инициальных депрессий произошло, по-видимому, уже в раннем — среднем рифее. Большая часть прогибов приурочена к краям платформы. Мощность допозднерифейских образований в них оценивается условно в 1,5—2 км с увеличением в сторону внешних наиболее подвижных и активных систем, с которыми большинство имело прямые связи (см. рис. 2).

Строение разрезов рифея характеризует мегацикличность и наличие серий последовательно залегающих обломочных, терригенно-карбонатных и карбонатных отложений. Общая последовательность формационных типов отражает ряд трансгрессивных циклов седиментогенеза, сходного с осадконакоплением в рифее на восточных окраинах Восточно-Европейской платформы и Предуральского прогиба. Обычны ритмично-слоистые глинисто-карбонатные разрезы с многочисленными местными перерывами, довольно резкими градиентами мощностей, присутствием в ряде случаев красноцветных и пестроцветных обломочных пород в основании. Формирование собственно рифтогенных структур сопровождалось базальтоидным магматизмом. При этом в вертикальных рядах магматических формаций обнаруживаются черты антидромной последовательности [14], обычно свойственной рифтовым системам, возникшим в результате активного мантийного диапиризма.

Часть палеорифтов Сибирского кратона своими вершинами глубоко внедряется в его внутренние области (Котуйско-Кочечумский, Шренк-Ленинградский, Иркинское-Ванаварский, Уринский, Вилюйский, Хастахско-Уджинский), а в «устях» сопрягается с окаймляющими платформу мио-и эвгеосинклинальными системами. Последние обладают чертами структур с океаническим типом рифейской коры. Их последующее развитие заканчивается формированием орогенного пояса с вергентностью надвиговых структур в сторону континента (платформы). В Сибири наиболее отчетливо эти черты проявляются в сопряжениях Иркинское-Ванаварского и Уринского авлакогенов

со структурами соответственно Енисейского края и Патомского нагорья.

Сформировавшиеся к концу рифея осадочные бассейны Сибирской платформы подразделяются на две группы — «окаринократонные» и «внутрикратонные». В первую группу объединены осадочные бассейны «перикратонных» и «передовых» прогибов, «краевых поперечных авлакогенов». К осадочным бассейнам перикратонного типа отнесены Притаймырский, Турухано-Хантайский, Байкитский, Чуно-Бирюсинский, Прибайкальский, Нюйско-Джербинский, Учуро-Майский, Чекуровский, к бассейнам передовых прогибов — Предъенисейский, Предсаянский, Предбайкальский, Усть-Витимский, Березовский. В качестве осадочных бассейнов краевых поперечных авлакогенов рассматриваются Иркинеево-Ванаварский и Уринский [9].

Группу внутрикратонных осадочных бассейнов составляют Котуйско-Кочечумский, Вилюйский, Хастахско-Уджинский авлакогенные бассейны, а также целая серия катаплатформенных впадин и депрессий. Накопления максимальной суммарной мощности (3—4 км) приурочены к надрифтовым прогибам. Средняя мощность осадков в осадочных бассейнах за пределами авлакогенов 1—1,5 км. Северо-и Южно-Тунгусский катаплатформенные бассейны осложнены многочисленными поднятиями и выступами фундамента. В целом гипсометрически более приподнятой была, по-видимому, западная часть современной Тунгусской синеклизы, под которой предполагается область дориффейской гранит-зеленокаменной ассоциации. Здесь рифейских отложений очень мало, а возможно, они отсутствуют вообще и, по-видимому, в значительных объемах не накапливались никогда.

В пределах Байкитской антеклизы, где расположено крупнейшее Юрубчено-Тохомское нефтегазовое месторождение, реставрируется карбонатная плита шельфа вблизи или в зоне древней пассивной окраины, а в Катангской седловине и, возможно, на южном склоне Байкитской антеклизы в сторону Иркинеево-Ванаварского авлакогена — бассейн с эвксинноглинистой («черносланцевой») толщей, представляющей одну из наиболее характерных продуктивных нефтегазоматеринских фаций пассивных окраин и рифтовых зон [8].

Практически отсутствовали рифейские накопления на обширном Анабарско-Алданско-Ангарском поднятии, соответствующем современным Анабарской, Непско-Ботубинской и Алданской антеклизам. По результатам сверхглубокого геолого-плотностного моделирования, эта мегаструктура

имеет мощную (до 200 км) и относительно разуплотненную литосферу [13].

На Восточно-Европейской платформе основные тектонические и седиментационные процессы в рифее происходили по аналогичной схеме. Структуру фундамента платформы определяют гранит-зеленокаменные области и гранулит-зеленокаменные пояса, особенно широко развитые в Приуралье и под Московской синеклизой. К последним преимущественно и тяготеют рифейские авлакогены и впадины — Камско-Бельский, Серноводско-Абдулинский, Рязано-Саратовский, Среднерусский, Оршанская, Волынская и др. По отношению к внешним бассейнам и «океаническому» сектору авлакогены располагаются либо параллельно, либо косопоперечно (Тиманский, Сафоновский, Вычегодский, Камско-Бельский, Серноводско-Абдулинский и др.). В совокупности с внешними бассейнами некоторые из них могут, по-видимому, иметь в основе трехлучевые системы сопряжения.

В разрезах восточноевропейских авлакогенов участвуют главным образом верхнерифейско-нижневендские отложения. Средний рифей вскрыт единичными скважинами, ниже-среднерифейские толщи предположительно прогнозируются лишь в некоторых наиболее глубоких перикратонных прогибах и впадинах.

Преимущественно развиты континентальные, прибрежно-морские и мелководные морские отложения. Континентальные красноцветные обломочные формации преобладают в основании разрезов (в килчакском горизонте верхнего рифея и под нижним вендом). Выше залегают тонкозернистые серо-и пестроцветные обломочные и глинисто-карбонатные породы, а также карбостромовая формация. В нижнем венде Рязано-Саратовского авлакогена, Оршанской и Волынской впадин отмечается интенсивное проявление эффузивной деятельности (базальты, долериты, андезитодациты, дациты). Нижние горизонты в ряде структур прорваны интрузиями габбродиабазов. Согласно А. К. Запольнову, эти зоны приурочены к гранулитовым поясам [5].

Палеотектонические реконструкции Сибири, в т. ч. Урала и Западного Приуралья, позволяют говорить о том, что тектонические обстановки окраин древних Сибирской и Восточно-Европейской платформ в рифее были сходны между собой и подобны ситуациям на современных пассивных окраинах атлантического типа. В пределах собственно кратонов, вступивших в платформенный этап развития, существовали системы континентальных рифтов, в т. ч. недоразвитые ветви трехлучевых систем, в основном и

предопределившие в более поздние эпохи докембрия и фанерозоя местоположение осадочных бассейнов.

Структурно-пространственная позиция бассейнов как современных, так и древних пассивных окраин континентов в областях сочленения мощной относительно гомогенизированной коры континентального океанического и (или) сложно комбинированного (деструктивного) типов обуславливает высокую тектоническую подвижность. Следовательно, им были свойственны высокие скорости осадконакопления и биопродуктивность, что характерно для шельфа и континентального склона, а также благоприятный для формирования углеводородов термический режим. С этим типом бассейнов многие исследователи связывают в основном перспективы обнаружения крупных месторождений нефти и газа. Действительно, наиболее перспективны для поисков залежей углеводородов в рифейском комплексе Сибирской платформы зоны, относящиеся к системе структур пассивной окраины или непосредственно примыкающие к ним с континентальной стороны, — Предпатомская (Березовская), Байkitская, Катангская, Присяно-Енисейская синеклиза в зоне сочленения с Теринским прогибом и др.

Достаточно перспективными представляются и системы палеорифтов, особенно поперечных, являющихся, по существу, также элементами пассивных окраин (межрифтовые желоба, прогибы и впадины с благоприятным геотермическим режимом и специфическими фациями, в т. ч. «черносланцевыми»). Многие из структур такого типа высокоперспективны в отношении нефтегазности [8]. Несомненно, системы рифтовых авлакогенов Сибирской и Восточно-Европейской платформ должны быть отнесены к объектам всестороннего исследования, тем более что большинство из них до сих пор слабо изучены глубоким бурением или совсем не изучены.

В венде — палеозое резко усилилась мобильность литосферы в пределах Урало-Монгольского пояса, где формировалась сложная ассоциация структур ячеисто-каркасного типа (обычно называемая «мозаичной») под воздействием пульсационно функционировавших мантийных плюмов. В начале этого мегацикла преобладала деструкция литосферы с образованием офиолитовых серий. Единый обширный палеозойский океан, скорее всего, не существовал. Нет пока достаточно обоснованных данных и для выводов о широком развитии мощных крупномасштабных процессов аккреции в результате субдукции. Характерна достаточно отчетливая противофазность растяжений и сжатий в крупнейших элементах пояса. В

середине — конце палеозоя подвижный пояс испытал интенсивную гранитизацию и сводовое воздымание. На Восточно-Европейском и Сибирском кратонах в течение венды и палеозоя формировались крупные осадочные бассейны, при этом бассейны активных окраин (венд-нижекембрийские на Сибирской платформе и девон-нижекаменноугольные на Восточно-Европейской) обладают высоким углеводородным потенциалом. В конце палеозоя рассматриваемый регион входил в состав суперконтинента Палеопангея.

Развитие литосферы Земли в мезозое и кайнозое (поздний неогей), как и в рифее, началось с деструкции суперконтинента Палеопангея и глобального рифтогенеза. В раннем мезозое возникла обширная сеть континентальных рифтовых систем, охватившая практически территорию всего суперконтинента, а в кайнозое в результате дальнейшего воздействия мантийных процессов и спрединга литосферных плит окончательно сформировалась гигантская сеть срединно-океанических хребтов с новообразованной океанической корой. В частности, в северо-западном сегменте Земли сформировалась Арктико-Северо-Атлантическая рифтовая мегасистема с окраинными мезозойско-кайнозойскими рифтогенными бассейнами (Карский, Баренцевский, Норвежский, Североморский, Западно-Сибирский, Святого Лаврентия, бассейн моря Баффина и др.) и котловинами Ледовитого и Атлантического океанов.

Западно-Сибирский осадочный бассейн рифтогенного типа занимает крайнее восточное положение в этой мегасистеме. Сравнение главных черт истории геологического развития рассматриваемых регионов Сибири, Урала, Восточно-Европейской платформы в рифее и мезозое — кайнозое показывает, что ранние стадии этих двух мегациклов проявились сходным образом. Характерные особенности начальных стадий — глобальные масштабы интенсивного рифтогенеза и последующее формирование осадочных бассейнов с высоким углеводородным потенциалом.

Геодинамические режимы рифея — палеозоя и мезозоя — кайнозоя различаются, на наш взгляд, прежде всего по масштабности проявления спрединга и в целом горизонтальных движений в мезозойско-кайнозойский период геологической истории.

Итак, в заключение можно сделать следующие выводы.

1. Результаты комплексных исследований литосферы Сибири показали, что принцип унаследованного развития является основополагающим в установлении закономерностей строения и развития как платформенных областей, так и подвижных поясов.

Зарождение и стиль развития структурных комплексов неогее были в значительной мере предопределены раннедокембрийской историей становления земной коры. Примером подобного соотношения служит тесная структурная соподчиненность рифейского рифтогенеза и зон формирования гранулит-базитовых поясов раннего докембрия. Собственно рифейские осадочные бассейны Сибирской и Восточно-Европейской платформ развивались в тесной зависимости от рифтогенеза. Они в совокупности с рифтами зарождающегося Урало-Монгольского пояса составляли единую деструктивную систему.

2. Неогейский период геологической истории может быть подразделен на раннюю и позднюю стадии. Ранняя стадия ознаменовалась глобальным проявлением рифейской деструкции Протопангеи с последующим формированием крупных рифейских и палеозойских осадочных бассейнов. Основными факторами, определяющими геодинамический режим, являлись плюмтектоника и генетически обусловленные ею рифтогенез, умеренный спрединг, противофазность растяжений и сжатий. Поздний неогей, в понимании авторов, представляет собой начальную стадию новой геотектонической эры. Она ознаменовалась глобальной деструкцией конца палеозоя — начала мезозоя, формированием молодых океанов и мезозойско-кайнозойских осадочных бассейнов. Специфика геодинамической обстановки этого периода — более масштабные, чем в раннем неогее, горизонтальные перемещения геоструктурных элементов литосферы. Деструктивные стадии раннего и позднего неогее близки по механизму и формам проявления геологических процессов и могут быть приняты в качестве исходных «точек отсчета» двух эр формирования осадочных бассейнов с высоким углеводородным потенциалом (рифейско-палеозойской и мезозойско-кайнозойской).

3. Осадочные рифейские бассейны запада Сибирской и востока Восточно-Европейской платформ имеют определенное сходство и гомологичны бассейнам пассивных окраин атлантического типа. Наличие месторождений нефти и газа в бассейнах рифейской пассивной окраины Сибирского кратона — серьезное основание для постановки иссле-

дований с целью изучения геологии и нефтегазоносности рифея Восточно-Европейской платформы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Беззубцев В. В. Структурно-вещественные комплексы позднего докембрия Таймыра и особенности их формирования // Тектоника байкальского (рифейского) мегакомплекса Сибири. — Новосибирск, 1981. С. 48—55.
2. Божко Н. А. Заложение и развитие подвижных поясов в позднем докембрии // Закономерности формирования структуры континентов в неогее. М., 1986. С. 187—195.
3. Буданов Г. Ф., Горностай Б. А. Тектоническая природа рифейских комплексов на северо-востоке европейской части СССР // Геотектоника. 1989. № 3. С. 68—75.
4. Докембрий в фанерозойских складчатых поясах / Отв. ред. К. О. Кратц, А. К. Запольнов. — Л.: Наука, 1982.
5. Докембрийская геология СССР / В. Я. Хильтова, А. Б. Вревский, С. Б. Лобач-Жученко и др. — Л.: Наука, 1988.
6. Иванов С. Н. О байкалидах Урала и Сибири // Геотектоника. 1981. № 5. С. 47—63.
7. Келлер Б. М. О формированиях рифея (Енисейский край, Южный Урал) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1970. № 7. С. 99—106.
8. Кучерук Е. В., Ушаков С. А. Тектоника плит и нефтегазоносность // Итоги науки и техники. Физика Земли. — М., 1985.
9. Мегакомплексы и глубинная структура земной коры нефтегазоносных провинций Сибирской платформы / В. С. Сурков, М. П. Гришин, В. С. Старосельцев и др. — М.: Недра, 1987.
10. Новые данные о породах фундамента экваториального сегмента Срединно-Атлантического хребта / Г. Б. Удинцев, Б. П. Золотарев, Н. А. Куренцова и др. // Докл. АН СССР. 1992. Т. 322. № 3. С. 572—578.
11. Погребницкий Ю. Е. Палеотектонический анализ Таймырской складчатой системы. — Л.: Недра, 1971.
12. Ранняя история Земли / Под ред. Б. Уиндли (пер. с англ.). — М.: Мир, 1980.
13. Сурков В. С., Коробейников В. П., Жеро О. Г. Проявление глобальных тектонических событий рифея и фанерозоя в Сибири // Науч. — техн. достижения и передовой опыт в области геологии и разведки недр: Науч.-техн. информ. сб. / ВИЭМС. МГП «Геоинформмарк». — М., 1991. Вып. 10—11. С. 45—54.
14. Шпунт Б. Р. Континентальный рифтогенез в позднем докембрии на Сибирской платформе // Геотектоника. 1988. № 6. С. 43—52.
15. Dearnley R. Orogenic fold belts and a hypothesis of Earth evolution // Phys. and Chemistry of the Earth. Pergamon Press, London, 1966.
16. Piper J. D. The precambrian Paleomagnetic record: the case for the proterozoic Supercontinent // Earth and Planet. Sci. Lett. 1982. Vol. 59. P. 61—89.

Методология минерогения

Ю. И. БАКУЛИН (ДВИМС)

Проблемы минерогения аккумулируют неоднозначность всех вопросов геологии, но в первую очередь тектоники, петрологии и теории рудообразования [6]. Это обстоятельство порождает сосуществование различных концепций по одному вопросу.

Последние десятилетия проблемы минерогения обострились в связи с распространением идей мобилизма, обусловившим разрыв металлогенических концепций и геологического базиса. Широкое развитие на востоке Азии рудообразующих процессов в связи с тектоно-магматической активизацией консолидированных блоков также вносит свой вклад в дисгармонию историко-геологической последовательности и взаимосвязи геологических событий.

В определенной мере противоречия обобщены А. Д. Щегловым и другими основоположниками «нелинейной металлогении» [7]. Их стремление понять можно, но, повидимому, не каждый геолог может разделить основной тезис нелинейной металлогении об отсутствии взаимосвязи рудообразования с предшествующей геологической историей. Мы исходим из представлений, четко выраженных В. И. Смирновым: «Месторождения полезных ископаемых формируются в процессе дифференциации минеральных масс при их круговороте в осадочном, магматическом и метаморфическом циклах образования горных пород и геологических структур» [5, с. 56], что воспринимается нами как основное методологическое правило минерогения, и данная статья является совокупностью положений, удовлетворяющих (или не противоречащих) этому правилу.

Рудообразующие процессы связаны с формированием и эволюцией континентальной коры и сопряжены с проявлением контрастных вещественных преобразований. Для блоков океанической коры рудообразование не характерно, хотя малопродуктивные процессы локализации халькофилов и сидерофилов начальных этапов дифференциации могут иметь место.

Дифференциация минеральных масс сопровождается мобилизацией рудных элементов, их рассеянием в новом пространстве и накоплением на геохимических барьерах при определенном режиме рассеяния с образованием месторождений. Таким образом, масса мобилизованных рудных элементов зависит от объема и контрастности вещественных преобразований. Наиболее масштабные изменения происходят в активном

слое Земли [2]; в вышележащих слоях они имеют локальный характер и также сопряжены с активным слоем. Он обладает аномально-высокими температурами (1740—2910 К), повышенными пластowymi давлениями (2110—3410 Па), пониженной вязкостью (на 5—7 порядков), повышенной структурной рыхлостью (6,9—7,15), а также, как известно, пониженными скоростями продольных и поперечных сейсмических волн. Эти параметры характеризуют активный слой как основной энергетический источник, генерирующий тепловую и механическую энергию геологических процессов. Он же является источником ювенильного вещества, вовлекаемого в приповерхностные геологические процессы. Важная его особенность — то обстоятельство, что за счет его свойств реализуется механизм изостазии: всплывают полегчавшие и погружаются потяжелевшие в ходе геологических процессов блоки земной коры, формируются рифтовые зоны над диапирами расплавленного глубинного вещества. Глубину залегания активного слоя можно оценивать путем пересчета современного рельефа по формуле

$$H = 33,2 + 7,5h,$$

где H — глубина залегания активного слоя, км; h — абсолютная отметка блока, структуры, км; 33,2 — мощность стандартной коры [1].

В ходе геологического развития активный слой эволюционирует: капельно-пленочное распределение вещества в зонах разуплотнения под континентальными блоками сменяется пластовым при доле расплавленной массы 60—70 % за счет ускоренного сбора «капель» по вертикали и латерали. Пластовый характер строения активного слоя свойствен всей зоне перехода от континента к океану. Под континентальными блоками залегает размягченная мантия, в которой периодически под воздействием внешних факторов, приводящих к снижению давления (изменения ротационных сил, интенсивности приливно-отливного воздействия и др.), может происходить частичное плавление, дающее капельно-пленочное выделение. В зависимости от регулярности воздействия внешних факторов и установившегося равновесия геологических сил (например, изостатического равновесия) происходят либо периодические фазовые превращения, либо накопление расплавленного вещества вдоль границ раздела. Эти «резервуары» в дальнейшем могут вызвать формирование диа-

пира и компенсационные образования рифтовой зоны. Такой же характер строения имеет активный слой под океаническими плитами с той лишь разницей, что глубина его залегания здесь намного меньше. В зоне перехода континент — океан для активного слоя характерны существенные латеральные изменения параметров: давления, глубины залегания, температуры, интенсивности плавления. Это область активного течения тектонических и магматических процессов, рудообразования.

Трудами большого коллектива геологов достигнут несомненный прогресс в металлогенических исследованиях, что резко дисгармонизирует со слишком формализованным отображением конечных результатов анализа на картах. Минерагенические зоны не всегда имеют геологическое содержание и нередко рассекают выделенные на картах геологические структуры и границы. Для структурно-вещественной определенности и генетической направленности металлогенического анализа представляется целесообразным в качестве пространственных металлогенических категорий рассматривать конкретные геологические тела, тектонические структуры, а не абстрактные металлогенические зоны.

Когда выделяются пометалльные металлогенические зоны, видимо, допускается самостоятельное течение рудообразующих

процессов каждого металла. В действительности для каждого геологического процесса характерно перераспределение всех элементов, но, особенности его течения (контрастность и интенсивность области генерации, скорость течения, режим сжатия — разуплотнения и т. д.) определяют интенсивности мобилизации и скорости рассеяния разных элементов, специфику локализации руд [4].

Рудообразующее вещество может иметь общую область генерации, развитие которой либо разобщает, либо сближает пути переноса, а особенности области локализации определяют форму пространственной связи проявлений разных металлов [4]. Область генерации обычно имеет многоярусное строение. Самый глубинный уровень находится в активном слое и является основным источником энергии и вещества. Выше вдоль границ расслоенности образуются промежуточные магматические камеры, в которых происходят накопление рудоносного флюида и дифференциация элементов по свойствам (рис. 1). Еще один уровень генерации может представлять собой зона метаморфизма, также сопряженная с областью генерации в активном слое (рис. 2). И, наконец, на уровне рудообразования может происходить подпитка системы компонентами за счет вмещающих пород (включая метеорные воды), особенно заметная для некоторых формационных типов (например, скарных).

Фактический материал по продолжительности рудообразующего процесса свидетельствует о длительной «жизни» области генерации, в течение которой периоды отделе-

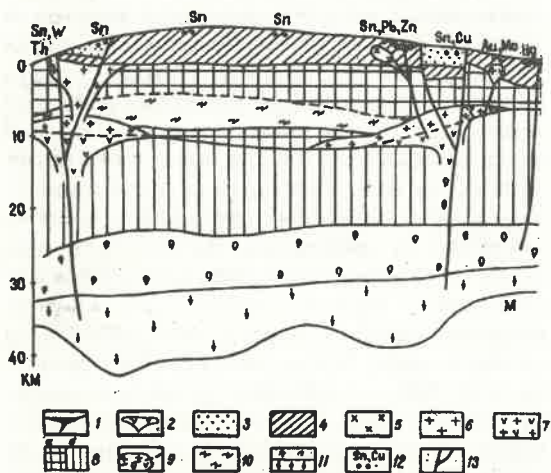


Рис. 1. Схема металлогенической зональности Комсомольского оловянного района (поперечный разрез): 1 — неоген-раннечетвертичные базальты; 2 — позднемеловые андезиты; 3 — меловые вулканогенно-осадочные породы; 4 — юрские осадочные породы; 5 — гранитоиды повышенной основности, силлинский комплекс; 6 — граниты, чалбинский комплекс; 7 — гранитоиды, анаджаканский комплекс; 8 — комплексы пород гранитного (a) и базальтового (б) слоев; 9 — промежуточные магматические камеры гранитного и диоритового составов; 10 — палингенные граниты; 11 — двухъярусный активный слой: разуплотненное вещество с выделениями расплавов (сверху), респит (снизу); 12 — рудная минерализация и основной элементный состав; 13 — разрывные нарушения

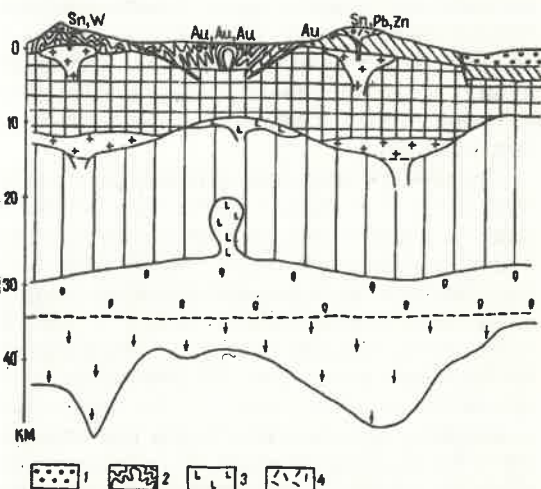


Рис. 2. Условия локализации метаморфогенно-гидротермального золотого оруденения Селемджинского (справа) и Эзопского районов: 1 — рыхлые четвертичные отложения; 2 — метаморфические породы Амурско-Охотской системы; 3 — габброиды; 4 — липариты; остальные усл. обозн. см. рис. 1

ния магмы и флюидов чередовались со спокойным накоплением и дифференциацией вещества на разных уровнях области генерации. Так, на месторождениях Корнуолла установлены следующие возрастные интервалы образования различных минеральных ассоциаций, млн лет: 281—270, 225—215, 170—160, 124—60 [3], т. е. длительность рудообразующего процесса, 220 млн лет. В этой работе Д. В. Рундквистом приводятся данные о длительности формирования месторождения Тырнауз — 160 млн лет, урановой и полиметаллической минерализации Центральнофранцузского массива — более 225 млн лет, уранового месторождения Килейк (Канада) и оловорудного Питкяранта (Карелия) — около 1 млрд лет. Есть данные о формировании оловорудных месторождений Боливии в интервале 225—19,2 млн лет, золоторудных месторождений Бухтянское и Белая Гора (Нижний Амур) в интервале 40—26 млн лет [4]. Это подтверждает вывод о длительности развития области генерации (своего рода «горячей точки»), нередко выходящей за пределы одного тектоно-магматического цикла.

Многоуровневое строение области генерации и длительность ее развития определяют разнообразие взаимоотношений минеральных ассоциаций в индивидуальных рудных телах (от вертикальной и горизонтальной моноасцентной и полиасцентной зональности до телескопии). Многофакторный характер условий формирования рудных тел практически исключает образование идентичных экземпляров, хотя ряд свойств могут оказаться сквозными для большой группы рудных тел. В этом отношении наиболее характерны рудные тела Комсомольского оловорудного района. Здесь на площади около 400 км² детально изучено 11 месторождений, представленных более чем 50 рудными телами, но нет ни одной пары полностью аналогичных.

Перенос рудоносного флюида из области генерации в область локализации осуществляется различными путями в соответствии с нижеприводимой общей схемой. В области пластических деформаций флюид растворен в магме и перемещается вместе с ней по типу протрузий, удерживаясь в ней высоким внутренним давлением. Перемещение осуществляется скачкообразно бескорневыми «каплями», объединяющимися под экранами в более крупные тела. При достижении области хрупких деформаций происходят резкое падение давления в системе, взрывообразное отделение флюида с образованием характерных брекчий и интрузивное движение магмы. В зависимости от степени структурной подготовленности области локализации происходит прожилково-вкрапленное

рассеяние рудного вещества или локализация его в структурных ловушках той или иной формы. Фактический материал свидетельствует о том, что магма разного состава переносит флюид соответствующего состава, отражая ход дифференциации вещества в области генерации (рис. 3). Придерживаясь общего принципа — связи этапов магмообразования и перемещения магмы с периодами релаксации напряжений, считаем, что ее состав зависит от степени сжатия — разуплотнения в области генерации. Области сжатия характеризуются генерацией магмы основного состава, а разуплотнения — кислого. Нюансы динамики области магмообразования передаются соотношением таких пар элементов, как Mg—Fe, Na—K [4].

Масштабность вещественных преобразований в области генерации, определяющую потенциальную рудоносность геологической структуры, можно отображать через мощность активного слоя или приращение (уменьшение) мощности земной коры в ходе тектоно-магматического процесса (рис. 4). Интенсивность области генерации равна разности мощности земной коры и средней мощности ее по блоку.

Как видно из рис. 4, оруденение литофильного профиля тяготеет к блокам приращения земной коры (разуплотнения), а халькофильного — уменьшения (сжатия).

В региональной металлогении принцип соответствия металлогенических категорий геологическим объектам соблюдается через их иерархию. Так, объекты атомно-молекулярного и минерального уровней в металлогенических построениях используются для геохимической и минеральной типизации рудных тел и месторождений, а для выделения пространственных металлогенических категорий не приемлемы. На уровне горных пород возможно использование объектов для выявления металлогенических единиц крупномасштабных и детальных металлогенических карт. На картах среднего масштаба (1:50 000 — 1:100 000) устанавливаются рудоносные устойчивые ассоциации горных пород, т. е. рудоносные формации, а на мелкомасштабных, кроме того, сомасштабные геологические структуры (подвижные области, массивы, антиклинории, синклинории и т. п.) и их части. На мелкомасштабных картах акцент делается на выделении и расшифровке рудогенерирующих структур и факторов, охватывающих территорию всего рудного района. Среднемасштабные карты наряду с этим должны характеризовать факторы контроля рудоносных систем, а крупномасштабные — особенно локализации рудных тел. Сводные металлогенические карты характеризуют ме-

таллогению крупных геологических блоков (рис. 5).

Например, на Алданском щите металлогения определяется сингенетичной рудоносностью кремнисто-вулканогенно-карбонатных и вулканогенно-терригенных толщ, наложением на них метаморфизма высоких ступеней, гранитизации, диафтореза и разнообразных процессов мезозойской тектономагматической активизации. Каждый из перечисленных этапов образует свою рудную формацию, характеризующуюся своим пространственным распространением, но все

вместе они отражают металлогению Алданского щита, а каждое из подразделений — металлогению определенного этапа становления его. При таком подходе наряду со структурно-вещественным и генетическим аспектами отчетливо просматривается историко-геологический.

Становая складчато-глыбовая область отличается большой амплитудой вертикальных движений, обнаживших на поверхности наиболее древние геологические образования, гигантские блоки анортозитов, по-видимому, представляющие протокуру. Своя минерализация характерна для гетерогенных блоков Становой области, наложенных зон диафтореза, зеленокаменного пояса и мезозойских plutonic и вулканоплутонических ассоциаций. В целом (Алдано-Становой блок) они отражают минерализацию области, имеющей «сквозные» особенности: сидерофильность и фосфатонность оруденения глубинных магм; отсутствие оловянного оруденения в результате стерилизации субстрата в ходе метаморфизма высоких ступеней; усиливающаяся во времени золотая специализация, обусловленная мобили-

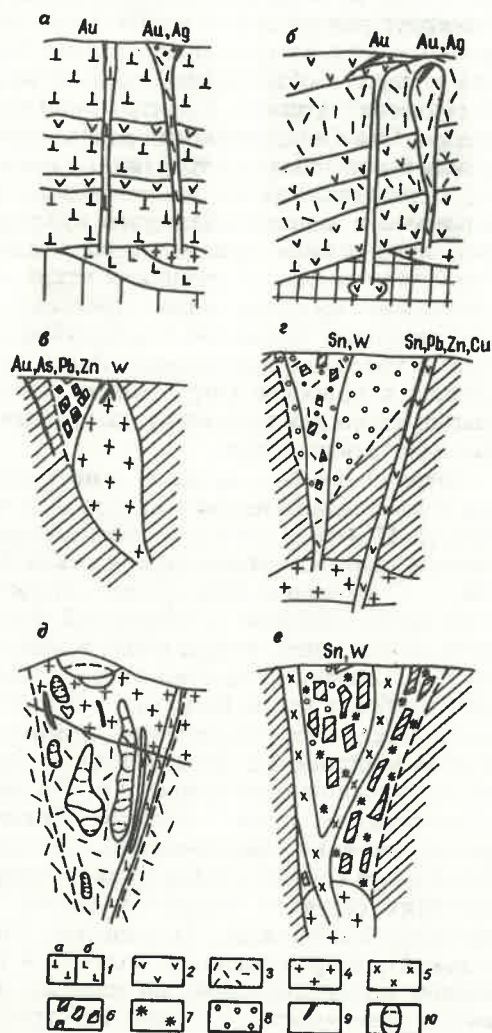


Рис. 3. Схематические разрезы месторождений: полиформационные месторождения: а — Белая Гора, Нижний Амур, б — Девонка, Охотский район, в — Учаминское, Нижний Амур, г — Монау, Северный Сихотэ-Алинь; д, е — месторождения с предрудными брекчиями; 1 — базальты покровные (а) и интрузивные (б); 2 — андезиты; 3 — липариты; 4 — гранитоиды; 5 — диориты; 6 — брекчии гидротермально-эксплозивные; 7 — турмалинизация; 8 — прожилково-вкрапленное оруденение; 9 — рудные жилы и зоны; 10 — трубообразные рудные залежи и их сечение горизонтальными плоскостями; остальные усл. обозн. см. рис. 1

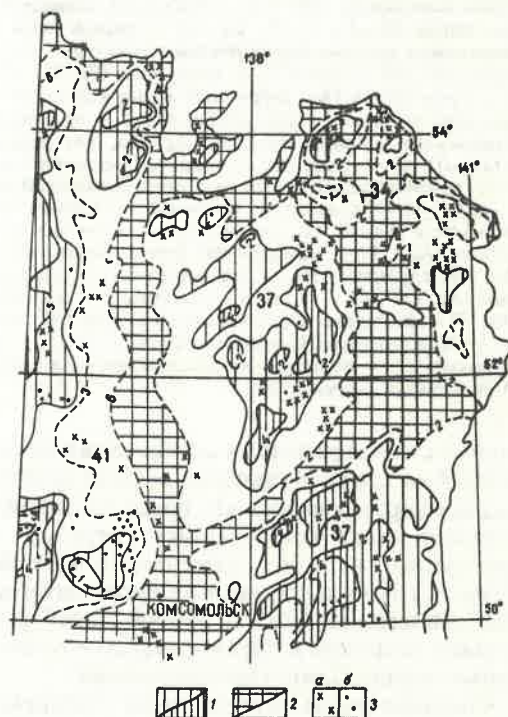


Рис. 4. Распределение проявлений литофильных (Sn, W) и халькофильных (Au, Hg) элементов в зависимости от интенсивности области генерации: 1 — интенсивность приращения земной коры гранитизации; 2 — интенсивность сокращения коры базификации (цифры на изолиниях — приращения и сокращения, км); 3 — проявления халькофилов (а) и литофилов (б); 34, 37, 41 — средние мощности земной коры блока, км

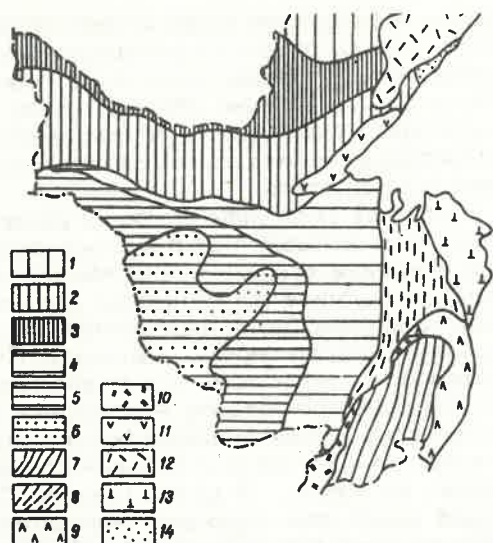


Рис. 5. Минерогеническое районирование Приамурья: минерогенические области: 1—3 — Сибирской платформы: 1 — сингенетичные плитному комплексу (углеводороды, золото); наложенного щелочно-гранитного и базитового магматизма (золото, платина, хром, алмазы); 2 — метаморфических комплексов Алданского щита (железо, слюды, кварц, золото, редкие металлы) и континентальных впадин (уголь); 3 — метаморфических комплексов (Fe, Au) и глубинных магматических пород (Ti, Fe, P, Pt, Cu, Ni) Становой зоны и наложенных вулканоплутонических структур; 4—6 — Амуро-хотской системы: 4 — осадочных (Fe, Mn, P), метаморфических (Au) формаций и наложенных вулканоплутонических структур (Sn, Au); 5 — основания Буреинского массива (Fe, Mn, Mg, Au, Sn, редкие металлы); 6 — плитного комплекса (полиметаллы, уголь, углеводороды); 7—10 — Сихотэ-Алиньской геосинклинально-складчатой системы: 7 — главной Сихотэ-Алиня (Sn, W, Pb, Zn, Ag, Au); 8 — миогеосинклинали (Au); 9 — прибрежной вулканической зоны (Au, Ag, алуниты); 10 — Западно-Сихотэ-Алиньской зоны (Au, Cu); 11 — Удской вулканической зоны (Au, Hn); 12 — Восточно-Азиатского вулканогена (Au, Ag); 13 — Нижнеамурской вулканической зоны (Au, Ag, алуниты); 14 — Верхояно-Колымской геосинклинально-складчатой системы (Sn)

зацией с каждым этапом активизации новых порций металла. В процессе юрской активизации сформировалось два пояса противоположного знака сопряженных структур — гранитный вал и пояс угленосного прогиба. Первый глубоко срезан и не несет интересной минерализации, а второй, наоборот, хорошо сохранен и характеризуется гигантскими масштабами угленакплений.

Специфичность минерогении Сибирской платформы (юго-восточная часть) обуславливается проявлениями битуминозности чехла, позволяющими выделять потенциально нефтегазоносные синклинорного типа структуры, и каркасным типом вулканотектонических систем, к которому принадлежат ультрабазитовые эксплозии и субвулканические тела щелочных гранитоидов. С последними связаны регенерация золота, рассеянного в пределах венд-кембрийских

алеврито-доломитовых толщ, а также принос ювенильного металла.

На Буреинском массиве минерогения отражает этапы консолидации гранитной коры, сопровождающиеся рядом последовательных фаз гранитоидного магматизма, замыканием изолированных терригенно-карбонатных и вулканогенно-терригенных прогибов. Особое место занимают мезозойско-кайнозойские процессы формирования плитного комплекса, с которым связана угленосность и нефтегазоносность, а также некоторых вулканоструктур с редкометалльной минерализацией. Плитный комплекс маскирует ранние этапы мезозойского развития массива, которые представляют большой интерес с общегеологических и минерогенических позиций. В центральной части массива (Зее-Селемджинский район) происходили интенсивные деструктивные процессы, сопровождавшиеся рифтогенезом, базальтовым и андезибазальтовым вулканизмом, накоплением мощных толщ осадков. При соответствующей мощности чехла магматические процессы могли протекать по типу закрытых эксплозий с набором характерных полезных ископаемых. Зоны, тяготеющие к наиболее погруженным частям, благоприятны для выявления ультрабазитовых эксплозивных тел.

Амуро-Охотская система имеет резко различную минерогению в центре и на востоке ее. Центральная часть, охватывающая участок противостояния двух жестких блоков — Станового и Буреинского, представлена черносланцевой золотоносной формацией, залегающей, скорее всего, в аллохтоне. Она сорвана с подстилающих отложений, наиболее полно развитых в восточной части. Среди них заслуживают упоминания железо-марганцевые фосфатоносные кремнисто-вулканогенные формации. На позднемезозойском этапе в системе образован ряд наложенных седиментационных прогибов и сопряженных с ними вулканоплутонических структур (Верхнеамурский, Торомский, Ульбанский, Хогдинский, Унахтинский), сопровождаемых золотой и оловянной минерализацией, по нашему мнению, в зависимости от состава субстрата.

Сихотэ-Алиньская геосинклинально-складчатая система характеризуется зональным распределением минерализации относительно осевой части структуры. Областям ранней консолидации, для которых свойственны карбонатные формации, соответствуют минерогенические зоны вольфрама, полиметаллов. Оловянное оруденение распространено вдоль зоны максимальной интенсивности орогенной стадии, контролирующей тектоно-магматические структуры. Периферические части орогенных структур

зачинает золотая минерализация. Характерным элементом системы является Центральный Сихотэ-Алиньский шов — зона разломов северо-восточного простирания, протягивающаяся на расстояние около 2000 км от южных районов Приморья до низовий Амура и трассирующаяся вплоть до залива Николая. Этот разлом деформировал поле напряжений, обусловив широкое развитие левосторонних сдвигов. Вдоль него выведены на современную поверхность метаморфиты основания, распространились в верхние зоны земной коры ультрамафиты по типу протрузий; в сжатых участках разлома развиты метаморфические породы до амфиболитовой фации. Пеструю картину представляет собой спектр минерализации, тяготеющей к разлому.

Восточно-Азиатский вулканоген — это серия очаговых вулкано-тектонических структур с пересекающимися ареалами в ходе развития магматических процессов. В результате объединяются разнородные структуры с различной минерацией — Куйдусунское поле, Ульинский и Преддзуджурский вулканические прогибы. В Приморском звене отчетливо различаются Нижнеамурская вулканическая зона, отражающая раннюю островодужную стадию развития, и собственно Приморская, связанная с позднеорогенной стадией. И не случайно различны их металлогенические особенности.

Мы показали на приведенных примерах связь металлогении с развитием геологических структур и неповторимость их металлогенического облика. Вместе с тем, рас-

сматривая развитие рудообразования в историко-геологическом аспекте, можно выявить и общие закономерности.

Основную закономерность можно сформулировать следующим образом: продуктивное рудообразование приурочивается к периодам смены режима развития тектонических структур. Например, зоны диафтореза в областях прогрессивного динамо-термального метаморфизма; деструктивные процессы на Буреинском массиве, направленность развития которого — гранитизация; орогенные этапы развития подвижных областей и др. В связи с этим более перспективны не эпицентральные части интенсивности какого-либо свойства, а переходные области полярных зон.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бакулин Ю. И., Усанов Г. Е. Некоторые аспекты металлогении олова и золота Приамурья // Металлогения Востока СССР. Владивосток, 1976. С. 3—9.
2. Бакулин Ю. И. Активный слой Земли // Сов. геология. 1990. № 4. С. 104—108.
3. Рундквист Д. В. Использование закономерностей развития минеральных образований во времени при прогнозно-металлогенических исследованиях // Зап. Всесоюз. минер. об-ва, 1982. Вып. 4. С. 407—421.
4. Систематизация оловоносных и золотоносных рудных систем для целей прогнозирования / Сост. Ю. И. Бакулин. — М.: Недра, 1991.
5. Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. 4-е изд. — М.: Недра, 1982.
6. Твалчрелидзе Т. А. Некоторые проблемы современной металлогении // Сов. геология. 1990. № 5. С. 32—41.
7. Щеглов А. Д., Говоров И. Н. Нелинейная металлогения и глубины Земли. — М.: Наука, 1985.

УДК 551.2 + 551.243

© Коллектив авторов, 1993

Основные подходы к решению проблемы геодинамики и минерации осадочных бассейнов

А. Д. ЩЕГЛОВ, С. И. РОМАНОВСКИЙ, А. С. ТАРАКАНОВ, В. П. ФЕОКТИСТОВ (ВСЕГЕИ)

К проблеме металлогении осадочных бассейнов в последнее время привлечено внимание геологов многих стран. Это связано, прежде всего, с тем, что среди осадочных и осадочно-вулканогенных формаций в различных регионах выявлены новые типы рудных месторождений, причем в образованиях как древних, так и сравнительно молодых эпох. В качестве иллюстрации приведем месторождения шеелита в Гренландии, золота в Канаде, обнаруженные в архейских отложениях; платины, золота, серебра, вольфрама, ртути и других металлов в осадочных породах Китая, возраст которых

варьирует от протерозоя до триаса. Эти открытия существенно изменили привычные взгляды на металлогению осадочных бассейнов, придали совершенно особое звучание проблеме, показав ее большое теоретическое и практическое значение. Они расширили наши представления об ограниченном «наборе» рудных месторождений, ассоциирующихся с осадочными и осадочно-вулканогенными формациями, среди которых в первую очередь следует назвать главную «пятерку» рудных образований: колчеданных, свинцово-цинковых (типа Миссисипи), медистых песчаников, золотоносных

конгломератов и железорудных разного типа.

Генезис указанных месторождений «старых» и «новых» типов трактуется различно, единой точки зрения нет, но большинство исследователей подчеркивает стратиформный характер месторождений, их в общих чертах согласное залегание с осадочными комплексами. Это казалось бы всем хорошо известное обстоятельство имеет между тем важное значение, т. к. диктует необходимость рассматривать образование стратиформных рудных месторождений не изолированно, а в рамках единой рудоносно-седиментационной системы, что, в свою очередь, предопределяет неразрывное единство геодинамики и металлогении осадочных бассейнов, причем единство не только онтологическое, но и познавательное. Именно по этой причине обозначенную в начале статьи проблему необходимо трактовать более широко: геодинамика и минерогения осадочных бассейнов.

Под *геодинамическим режимом* нами понимается процесс контактного взаимодействия литосферных плит под влиянием энергетики глубинных геосфер Земли. Принято различать режимы расхождения плит (дивергенции), схождения (конвергенции) и скольжения. *Геодинамическая обстановка* всегда является реакцией на конкретный геодинамический режим. Она трактуется нами как структурно-тектоническое новообразование в зонах контакта литосферных плит и в пределах самих плит. Обычно различают обстановки рифтинга, спрединга, субдукции и коллизии. Часть подобных новообразований, имеющих депрессионное строение, будет выполнять функции осадочного бассейна. Поэтому *современный осадочный бассейн* можно определить как депрессионную структуру, в которой накапливались и продолжают устойчиво накапливаться морские и (или) континентальные отложения. Необходимое условие сохранения типа бассейна — неизменность геодинамической обстановки.

Однако диагностика конкретных видов осадочных бассейнов осложняется тем, что в структуре земной коры сохраняются, как правило, лишь их отдельные фрагменты, причем сильно измененные и деформированные. Поэтому, чтобы воспользоваться методом актуализма, необходимо разработать специальные критерии соотнесения структурно-формационных комплексов с конкретными рядами осадочных формаций, характерными для современных бассейнов. Из этого вытекает, что в геологических исследованиях осадочный бассейн (палеобассейн) всегда категория интерпретационная.

В связи с этим *осадочный палеобассейн* рассматривается нами как стратифицированное геологическое тело, представляющее собой в структурно-вещественном выражении упорядоченную совокупность осадочных (осадочно-вулканогенных) комплексов, сформировавшихся на определенном этапе геодинамической эволюции территории. Сохранившиеся в современных структурах осадочные бассейны или их фрагменты обычно выделяются в качестве стратифицированных структурно-формационных комплексов, занимающих вполне определенное место в строении литосферных плит. Нам представляется, что по возможности точное определение осадочного палеобассейна важно не само по себе. Оно позволяет более доказательно, на строгой геодинамической основе контролировать этапность геологического развития территории, выявлять место выделенной структуры (палеобассейна) в ряду других, влиявших в определенные отрезки геологической истории на такие процессы, как осадконакопление, вулканизм, магматическая деятельность и рудогенез. Следовательно, только распутав этот клубок сложных взаимосвязей, можно уверенно подходить к экстраполяционным заключениям, прежде всего, прогнозно-минерогеническим. Специфика минерогении осадочных бассейнов состоит, однако, в том, что связь геодинамической позиции бассейна с его осадочным выполнением не декларируется: с помощью тектоно-седиментологических моделей обосновываются конкретные *индикационные ряды осадочных формаций*, характерные для бассейна данного геодинамического типа. Таким же образом устанавливается связь рудогенеза с направленностью формационного выполнения продуктивного бассейна.

Из сказанного вытекают основные направления и последовательность этапов решения проблемы геодинамики и минерогении осадочных бассейнов.

1. Выявление литологических индикаторов геодинамических обстановок прошлого — основная задача самостоятельной ветви геологической науки, названной нами *литогеодинамикой*. Ее можно подразделить на общую и региональную. В рамках общей литогеодинамики строятся тектоно-седиментологические и тектоно-рудогенетические модели, общие для всех осадочных бассейнов конкретного геодинамического типа. Они опираются на принятую в геодинамике систематику бассейнов и теоретически обосновывают индикационные ряды осадочных формаций для бассейнов внутриплитных, спрединговых, субдукционных и коллизионных обстановок. При этом актуалистическими гомологами подобных моде-

лей являются современные осадочные бассейны.

Основная задача региональной литогеодинамики — построение *имитационных моделей* конкретных бассейнов — Западно-Сибирского, Прибалтийского и т. п. Эти модели уже опираются на региональные систематики осадочных бассейнов, которые строятся на иных основаниях и поэтому, естественно, будут отличаться от классификаций общей литогеодинамики. Так, известны систематики осадочных бассейнов Северной Америки, Южной Африки, Австралии и др. Выводными характеристиками имитационных моделей конкретных бассейнов также являются индикационные ряды осадочных формаций, но гомологами для них служат индикационные ряды, обоснованные в рамках общей литогеодинамики. Это существенно облегчит не только установление геодинамического типа палеобассейна, но и точнее сориентирует геолога при прогнозно-минерогенетическом анализе территории.

2. Модели, которые предполагается построить, хотя и ориентированы на описание разных сторон «жизни» осадочного бассейна, тем не менее тесно взаимосвязаны. Имеются в виду тектоно-седиментологические и тектоно-рудогенетические модели.

В предпринимавшихся ранее попытках классифицирования осадочных бассейнов использовался матричный метод. В них фиксировались разнообразный спектр геодинамических обстановок и по возможности полный перечень современных бассейнов. И хотя признаки, от которых отталкивались ученые, были как будто одинаковые, предлагавшиеся ими систематики достаточно сильно различались. Известно около десяти геодинамических классификаций бассейнов: от первой по времени классификации У. Диккинсона (1974 г.) до наиболее поздних предложений Г. Клейна (1987 г.) и Р. Ингерсолла (1988 г.). Их объединяет одно общее свойство: авторы соотносят в классификациях такие общепринятые геодинамические обстановки, как рифтинг, спрединг, субдукция и коллизия, с наиболее типичными для современной морфоструктуры океана седиментационными бассейнами (океанские моря, глубоководные желоба, долино-веерные системы подводных конусов выноса, рифтовые долины срединно-океанических хребтов и др.) и с помощью какого-либо дополнительного признака, например положение бассейна по отношению к границе плиты (внутри, на краю, на некотором удалении от края, сутурная зона) или тип коры, на которой закладывается бассейн (континентальная, океаническая, переходная), или природа континентальной окраины (ак-

тивная, пассивная, трансформная), выстраивают некоторую упорядоченную последовательность классифицируемых объектов. В большинстве классификаций дается достаточно дробная типизация осадочных бассейнов, что, с одной стороны, является их несомненным достоинством, поскольку удовлетворяется обязательное требование «полноты группы» классифицируемых объектов, а с другой — очевидным недостатком, т. к. при неразработанности критериев «узнавания» конкретных типов бассейна трудно соотнести любой из фрагментов палеобассейна с одним из выделенных эталонов.

Во всех без исключения классификациях в основу положены генетические характеристики объектов, являющиеся следствием интерпретационных моделей исследователя. Такой подход в данном случае, конечно, единственно возможный, но конструктивным он станет только тогда, когда логика классификационных построений будет опираться на последовательные этапы литогеодинамического анализа: выделение структурно-формационных комплексов; их соотношение с индикационными рядами осадочных формаций, типологическими для конкретной геодинамической обстановки; обоснование геодинамического режима и, наконец, идентификация изучаемого объекта с одним из эталонных бассейнов. Этой процедуре наилучшим образом соответствуют не просто классификации, а *классификационно-диагностические системы осадочных бассейнов*. Они разработаны нами для бассейнов внутриплитных, спрединговых, субдукционных и коллизионных обстановок.

Важнейшим их составным элементом являются индикационные ряды осадочных формаций, выводимые в рамках общей литогеодинамики применительно к осадочным бассейнам, типологическим конкретной геодинамической обстановке. Остановимся на одной из подобных моделей. Она дает тектоно-седиментологическое обоснование эмпирически установленному геологами ряду осадочных толщ: аспидная формация — флиш — морская моласса. Это ряд характерен для завершающей фазы субдукции в том смысле, что отложением нижней (морской) молассы завершается седиментологическая эволюция глубоководных желобов. Это и доказывает приводимая ниже модель.

Она опирается на следующие допущения.

Из всего многообразия современных обстановок турбидитонакопления геологически значимыми (отложения этих зон устойчиво сохраняются в геологической летописи) оказываются геодинамические обстановки краевых частей (и стыка) литосферных плит. Это континентальное подножие пассивных окраин континентов, а также глубо-

ководные желоба активных окраин. Здесь реализуется механизм лавинной седиментации. С позиций геодинамики активная окраина соответствует обстановке субдукции океанической коры.

Седиментологами доказано, что основным генетическим типом отложений, выполняющих днища желобов и бассейны — террасы на их континентальном склоне, являются турбидиты.

По всей вероятности, последовательно сменяющиеся толщи, близкие по литологическому составу и строению элементарных седиментационных циклов, отражают не разные, хотя и зависящие друг от друга седиментационные процессы, а длительные этапы развития единого процесса циклогенеза, который реализуется в инъективном режиме, но вследствие изменений глубины бассейна и интенсивности сноса обломочного материала на разных стадиях развития фиксирует в разрезах циклы, отличающиеся мощностью и зернистостью отложений.

Установленный Н. Б. Вассоевичем эмпирический ряд необязательно должен быть максимально полно выраженным. Например, триас-юрские аспидные толщи таврической серии Крыма, верхнемеловой флиш Центрального и Северо-Западного Кавказа и т. д.

Суть предлагаемой нами литогеодинамической модели состоит в следующем. В зонах субдукции поглощение океанической плиты всегда сопровождается ростом напряжений сжатия и приводит к повышенному разогреву тыловых частей этих зон, благодаря чему происходит изостатическое всплытие окраины континента с сильно расчлененным горным рельефом. Причем, если сам процесс поддвига океанической плиты происходит импульсивно и очередной импульс субдукции сопровождался миграцией оси желоба в сторону океана, то вместе с прекращением субдукции фиксируется в окончательном положении и глубоководный желоб. Спад напряжений сжатия и изостатическое всплытие тыловых частей зон субдукции осуществляется волнообразно — от континента к океану. Если теперь сопоставить эти данные с тем, что строение (морфология) прилегающей суши остается практически неизменным, а изменяются лишь длина трассы перемещения плотностных потоков и уклон дна подводных каньонов (в первую фазу всплывания длина максимальная, уклон минимальный, в заключительную фазу соотношение этих величин изменяется на противоположное), то седиментологический аспект проблемы становится ясным: при непрерывном во времени развитии процесса отложения тонкоритмичных дистальных турбидитов (аспидная

формация) должны переходить в проксимальные песчанистые турбидиты (флиш и различные его структурно-литологические модификации), а те, в свою очередь, сменяться циклами более грубозернистых проксимальных турбидитов и флюксотурбидитов, известных в отечественной литературе как циклы морской молассы.

Можно заключить, что смена формаций в ряду аспидная формация — флиш — моласса фиксирует не разные режимы циклогенеза, а лишь описанные нами изменения литогеодинамических условий в источнике сноса обломочного материала, накладывающиеся на непрерывный процесс седиментогенеза в глубоководном желобе. Процессы отложения молассовой фации флиша завершают, таким образом, полную седиментологическую эволюцию желобов. Как следует из приведенной модели, обратная последовательность формаций в ряду аспидная — флиш — морская моласса генетически невозможна.

3. Переходя к описанию возможных подходов к построению тектономинерогенетических моделей продуктивных бассейнов, заметим, что характерной особенностью последних является то, что они могут ассоциироваться со многими из выделяемых в общей геодинамике обстановками. Поэтому одна из проблем, имеющая самостоятельное значение, — их классифицирование, которое, по понятным причинам, должно опираться на иной комплекс диагностических характеристик. Данный вопрос рассмотрен на примере одного из важнейших классов продуктивных бассейнов — угленосных.

Вовлечение угленосных бассейнов в сферу литогеодинамики затруднено рядом специфических обстоятельств. Так, значительная их часть формировалась в депрессиях внутренних областей континентов, вдали от синхронных процессов на границах плит, развитии которых описывают классические модели межплитных взаимодействий. Поэтому необходимо не только выяснить механизмы трансформации пограничных процессов в отдаленные по времени или в пространстве нисходящие движения блоков консолидированной континентальной коры, но и привлечь согласуемые с тектоникой плит дополнительные геотектонические модели, напрямую не выводимые из ее теоретических положений.

Помимо этого, достаточно сложно из общей изменчивости комплекса признаков угленосных отложений выделять ту ее часть, вариации которой определялись различиями в геодинамических режимах древней угленосной седиментации. К тому же торфо-накопительные системы прошлых эпох, будучи саморегулирующимися, очевидно, бы-

ли, как и их современные аналоги, относительно независимыми от внешних факторов косной среды. Поэтому палеореконструкция геодинамических режимов седиментации по наблюдаемым свойствам угленосных отложений требует специальной разработки принципов и методов моделирования процесса с учетом многофакторной природы изменчивости, способов ее селективного анализа и приемов надежной верификации построенных моделей геологическим материалом.

Типовые обстановки углеобразования различались спецификой проявления структурообразующих, магматических и метаморфических процессов, а через их отражение в рельефе местности — и особым обликом ландшафтно-фациальных условий фитотерригенной седиментации. При сходстве климата и эволюционного уровня торфогенерирующих растительных сообществ даже угленосная седиментация, не говоря уже о преобразовании накопленных толщ, зависела именно от типа геодинамической обстановки. Ее изменение приводило к отмиранию данного угленосного бассейна, его замене бассейном иного типа или к прекращению угленосной седиментации, деформации и разрушению ранее накопленных осадков.

Взаимозависимое поведение частей литосферной плиты, смежных плит и их ансамблей обуславливало закономерное пространственное размещение синхронных геодинамических обстановок, а следовательно, и ориентацию формировавшихся в них геологических комплексов определенного состава и строения. Угленосные бассейны с присущей им спецификой угленосности и сопутствующей минерализацией занимали строго фиксированное положение. Отсюда, расшифровывая геодинамическую природу прежде всего латеральных структурно-формационных рядов, развитых на окружающей угольный бассейн территории, можно судить о геодинамических обстановках накопления и трансформации его отложений в каждый период геологического времени, т. е. воссоздать геодинамическую модель его развития, имеющую многоцелевой характер.

Таким образом, анализ региональных палеогеодинамических реконструкций дает нам первый подход к решению задачи геодинамического классифицирования угленосных бассейнов. В сочетании с ним можно использовать результаты седиментологического моделирования поведения торфонакопительных систем при различных режимах вертикальной подвижности субстрата. Здесь упор делается на выявлении различий в характере циклического строения угленосных разрезов, морфологии и строении угольных залежей. Модели отстраиваются с

учетом саморегуляционных свойств торфонакопительных систем; различных скоростей проседания субстрата и аккумуляции осадков, что приводит к циклическому наложению пород; последующего их дифференциального уплотнения.

Последний из сопряженных подходов к решению задачи геодинамической типизации угленосных бассейнов основан на сравнительно-ретроспективном анализе размещения современных торфонакопительных бассейнов в системе взаимодействующих плит литосферы. Он учитывает эволюцию адаптационных возможностей растительных сообществ — торфообразователей, поскольку очевидная историческая экспансия торфонакопления в глубь континентов заставляет неоднозначно оценивать эти возможности для разновозрастных торфогенерирующих экосистем. Как и в процессе развития единичного торфяника, филогенез торфонакопительных систем увеличивал их устойчивость к внешней среде, что позволяло им со временем захватывать ранее непригодные для существования ландшафтно-геодинамические обстановки.

На основании результатов исследований, проведенных по перечисленным направлениям, предложена схема классификации угленосных бассейнов по типам геодинамических обстановок их формирования. В ней выделены десять реально распознаваемых типов структурно-формационных комплексов угленосных отложений, составляющих три группы, соотносимые с осадочными бассейнами, развивавшимися в конвергентных, квазистабильных и дивергентных зонах континентальных частей плит. Тектогенез в этих зонах происходил соответственно в орогенном, эпейрогенном и рифтогенном режимах. Типы угленосных комплексов охарактеризованы признаками вещества, структуры и геологической ситуации, под которой понимается их позиция в латеральных и вертикальных формационных рядах. Разработана последовательность приемов диагностики геодинамической природы угленосных палеобассейнов, различная для разных их типов, предложен оптимальный комплекс методов сбора, обработки и интерпретации данных при проведении литогеодинамического анализа на угленосных территориях.

4. Собственно металлогеническая компонента изучения осадочных бассейнов, помимо разработки классификационно-диагностической системы, предусматривает построение геолого-генетических и физико-химических моделей рудогенеза в осадочных бассейнах и выведение из них по возможности конструктивных критериев рудоносности осадочных комплексов; обоснова-

ние латеральных и стратиграфически упорядоченных рядов осадочных формаций, с которыми связано стратиформное оруденение; теоретическое прогнозирование месторождений полезных ископаемых новых генетических типов, опирающееся на нетрадиционные подходы к интерпретации металлогении структурно-формационных комплексов. Все эти вопросы должны решаться в рамках самостоятельного направления — металлогения осадочных бассейнов.

Металлогения осадочных бассейнов охватывает закономерности формирования месторождения полезных ископаемых от начала седиментации до коллизии — региональной складчатости рудовмещающего вулканогенно-осадочного комплекса и проявления со-и постскладчатого магматизма. Поэтому осадочный бассейн рассматривается как особый тип рудообразующей системы, в которой по характеру аккумуляции могут генерироваться три генетические группы стратиформных месторождений: син-диагенетические, эпигенетические или гидрогенные, метаморфогенно-гидрогенные (таблица). Каждая группа, по существу, производная одного из основных этапов накопления и преобразования вулканогенно-осадочных толщ. Источники рудного вещества месторождений могут быть: экзогенные — рудное вещество поступало в конечные бассейны стока с материалом, сносимым из областей денудации; экзогенно-эпигенетические — рудные элементы экстрагировались подземными водами из пород металло-или рудоматеринских формаций; эндогенные — коровые или мантийные.

В соответствии с механизмом накопления и вероятным источником рудного вещества выделяются следующие типы стратиформных месторождений.

Син-диагенетические с экзогенным источником или собственно осадочные хемогенные, биохемогенные и механогенные (лептохлоритовые и окисные железорудные, окисные и карбонатные марганцевые, сульфидные типа медистых сланцев, россыпи и т. п.).

Син-диагенетические с эндогенным источником или гидротермально (вулканогенно-, эксгаляционно-) осадочные (колчеданнополиметаллические, редкометалльные, никель-молибденовые с платиноидами в углеродисто-карбонатно-терригенных отложениях, некоторые флюоритовые, борные, редкометалльно-редкоземельные в отложениях вулканических озер и других бассейнах).

Эпигенетические или гидрогенные с экзогенно-эпигенетическим источником металлов, которые

могут быть названы осадочно-эпигенетическими. Эти месторождения по происхождению нередко тесно связаны с син-диагенетическими с экзогенным источником и вместе с ними обычно рассматриваются как одна группа осадочных или экзогенных рудных месторождений. К осадочно-эпигенетическим относятся месторождения медистых песчаников джезказганского типа, свинцово-цинковые типа Миссисипи — Миссури, урановые типа Колорадо, металлоносных нефтей.

Эпигенетические (гидрогенные) месторождения, при формировании которых происходит подпитка палеоартезианских бассейнов эндогенными флюидами, могут быть классифицированы как эндогенно-эпигенетические. К ним можно отнести ртутно-сурьмяные джаспероидного типа, ртутные в терригенных формациях, часть редкометалльно-урановых типа «несогласия», флюорит-барит-свинцово-цинковых в карбонатных формациях.

Метаморфогенные месторождения к стратиформным относятся с известной долей условности. Типичными представителями их являются золоторудные и редкометалльно-золоторудные месторождения в зональнометаморфизованных углеродсодержащих вулканогенно-терригенных и терригенных формациях (Сухой Лог, Удерей и др.). Для месторождений устанавливается отчетливая связь с первично обогащенными золотом, сурьмой и другими металлами тонкотерригенными отложениями, подвергшимися глубокой эпигенетической, переходящей в термальную метаморфическую, проработке. При этом механизм образования метаморфогенных месторождений в основных чертах сходен с формированием эпигенетических (гидрогенных), что позволяет выделять их как метаморфогенно-гидрогенные.

Отмечается определенная связь между геодинамическим типом осадочного бассейна и генетическим типом заключенных в них стратиформных месторождений. Так, осадочные син-диагенетические месторождения чаще встречаются во внутриматериковых эпигенетических бассейнах. В бассейнах зрелых внутриконтинентальных рифтов, vyplненных субаэральными эвапорито-терригенными отложениями, широко развиты эпигенетические, в т. ч. типа «несогласия», месторождения урана и меди с серебром, золотом, кобальтом, рением. В раннедокембрийских бассейнах они совмещаются с механогенными рудными накоплениями золота, урана, железа (Витватерсранд, Удокан). Рифтогенные бассейны пассивных континентальных окраин, выполнявшиеся субмаринными углеродсодержащими тонкотерри-

Генетическая классификация стратиформных месторождений

Генетические группы, типы и подтипы			Источник рудного вещества	Главная стадия формирования промышленного оруденения	Фациальные обстановки и геохимические барьеры	Рудные образования	
Син-диагенетические	Собственно осадочные	Механогенные	Экзогенный Твердый сток с денудиремых областей	Седиментационная	Волновая деятельность в зоне перехода бассейна — континент, субазральные бассейны с озерно-аллювиальной седиментацией	Россыпи золота, платины, устойчивых минералов, редких и редкоземельных металлов, титана	
		Био-, хемогенно-механогенные	Морская вода — биохемогенные образования с последующим перемывом и сепарацией	Седиментационная	Зона апвеллинга в сочетании с активными гидродинамическими зонами в литоральной и неритовой частях бассейнов	Обломочные и зернистые фосфориты в терригенных формациях (типа марокканских), ванадий-фосфорито-урановые в углеродистых кремнисто-карбонатно-терригенных формациях	
		Биохемогенные и хемогенные	Поверхностный и подземный жидкий сток с денудиремых областей	Седиментационная и диагенетическая (в т. ч. соленакопление, себха и др.) Зона перехода континент — бассейн	Зоны застойной седиментации в субазральных и субмаринных бассейнах Зона перехода континент — бассейн	Лептохлоритовые, карбонатные, окисные руды железа, марганца, медистые сланцы и песчаники типа мансфельд, магнезиты, бариты и другие карбонатные породы, эвапориты, остаточные рассолы с Br, I, Rb, Li	
	Гидротермально-осадочные	Биохемогенные и хемогенные	Эндогенный — подводные эксталяции	Седиментационная и диагенетическая	Зоны застойной седиментации в субазральных и субмаринных бассейнах	Кольчеданно-полиметаллические с серебром, никель-молибденовые с золотом и платиноидами в углеродистых карбонатно-терригенных и карбонатно-кремнисто-терригенных формациях, редкометалльные, флюоритовые и др. в отложениях вулканических озер	
		Осадочно-эпигенетические	Инфильтрационные	Экзогенный за счет мобилизации из рудоматеринских формаций Инфильтрация нисходящих вадозных вод	Катагенетическая разгрузка нисходящих вадозных вод на геохимических барьерах	Окислительно-восстановительные локальные барьеры	Ванадий-медно-урановые в красноцветных терригенных формациях, ураноносные угли и битумы
			Собственно эпигенетические	Инфильтрация пластовых элизийонных вод, рассолов	Эпигенетическая в артезианских бассейнах Разгрузка восходящих элизийонных вод на геохимических барьерах	Восстановительные барьеры площадного, локального и очагового типа	Медистые песчаники, часть барит-свинцово-цинковых руд в карбонатных формациях
Эпигенетические (гидрогенные)	Гидротермально-эпигенетические (эндогенно-эпигенетические)		Смешанный эндогенно-экзогенный	Разгрузка восходящих элизийонных вод с подпиткой эндогенными флюидами		Часть редкометалльно-цинковых типа «несогласия», ртутно — сурьмяные джаспероидные в карбонатных формациях, ртутные в терригенных формациях, часть флюорит-барит-свинцово-цинковых в карбонатных формациях	
		Метаморфогенно-гидрогенные	Осадочно-метаморфогенные		Экзогенный за счет мобилизации из рудоматеринских формаций	Зональный плутогенный метаморфизм, сменяющий эпигенез в артезианских системах — разгрузка восходящих отжимающихся метаморфогенно-элизийонных вод на геохимических барьерах	Восстановительные барьеры и зоны температурных градиентов

генными флишеидными формациями, несущим в основном гидротермально (вулканогенно)-осадочные полиметаллические или гидротермально-метаморфогенное редкометалльно-золотое оруденение.

Анализ закономерностей размещения и эволюции рудоносных осадочных бассейнов в структурах земной коры (рисунок) позволяет подойти к решению некоторых общих вопросов региональной металлогении. К ним можно отнести, прежде всего, вопросы металлогенической специализации и региональной металлогенической зональности крупных блоков земной коры.

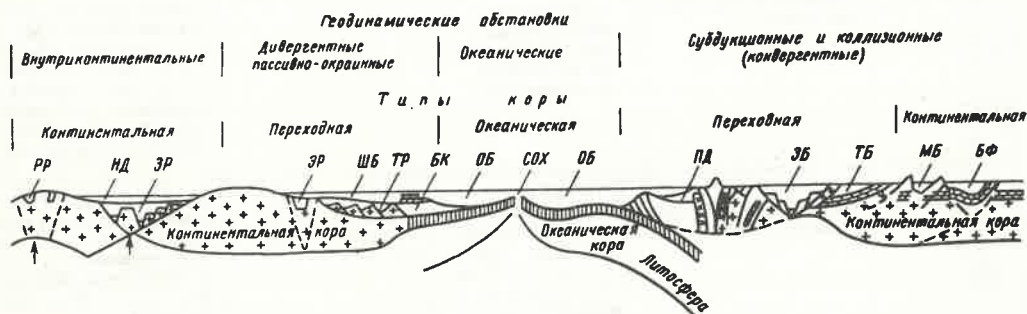
Отмечаемые многими исследователями особенности размещения стратиформного оруденения, проявленные в отдельных крупных континентальных плитах, обуславливают региональную металлогеническую зональность. При этом взаимное соотношение стратифицированных металлогенических зон — рудоносных палеобассейнов определяется ориентировкой рифтовых зон, формой береговых очертаний континентальных плит и характером их сочленения с соседними плитами. Например, во внутренней части Алдано-Станового щита располагаются раннепротерозойские Удоканский и другие эпикратонные бассейны с ураноносными и серебро-меденосными горизонтами, а по периферии позднепротерозойские пассивно-окраинные терригенные бассейны со свинцово-цинковым и золотым оруденением.

Одновременное проявление различных геодинамических режимов в разных частях одной континентальной плиты может приводить к синхронному образованию разнотипных продуктивных бассейнов. Так, в пределах Русской плиты в среднем палеозое существовал рифтогенный Донецкий бас-

сейн, вмещающий, помимо каменного угля, месторождения ртути, тогда как восточную ее часть занимал обширный пассивноокраинный Волго-Уральский нефтегазоносный бассейн.

В свете изложенного можно констатировать, что всестороннее изучение металлогении осадочных бассейнов — важная область современного металлогенического анализа, результаты которого могут иметь значительные последствия как в теоретическом, так и в прикладном аспектах. Геодинамический подход при этом дает принципиально новые возможности для типизации рудоносных осадочных бассейнов и индивидуализации обстановок проявления месторождений. Открываются также перспективы выявления комплекса рудных и нерудных месторождений, возникновение которых обусловлено сложным сочетанием экзо- и эндогенных процессов, включая возможные взаимодействия рудо- и нефтегазообразующих систем.

В частности, представляется необходимым с этих позиций провести переоценку потенциальной рудоносности Русской и Сибирской платформ, в строении чехлов которых участвуют разнотипные осадочные бассейны, формировавшиеся в существенно различных геодинамических обстановках. Особый интерес при этом вызывают рифтогенные бассейны, которые могут заключать месторождения золота, урана, меди (типа Олимпик-Дам), серебра, свинца и цинка (типа Макартур-Ривер), редкометалльные (типа «несогласия») и др. Погребенные рифтогенные бассейны достаточно широко развиты на Русской и Сибирской платформах, однако изучены пока еще слабо. Требуется переоценка перспектив рудоносности и бас-



Размещение рудоносных осадочных бассейнов и их металлогеническая специализация в зависимости от геодинамических обстановок:

типы бассейнов: РР — рассеянный рифт — Au, Hg, Sb, уголь; ЗР — зрелый рифт — Au, U, Cu, Co, Ag, Hg (Pt); Pb, Zn, Ag; НД — надрифтовая депрессия — Fe, Cu, Pb, Zn, Фс, углеводороды; ШБ — шельфовый бассейн — Фс, U, V, Mo, Pb, Zn, Ba; ТР — трог — Pb, Zn, Cu; ЗР — эмбриональный рифт — Pb, Zn, Ba, Fe, Mn, Hg, Sb; БК — бассейн континентального склона и подножия — Au, Sb, W; ОБ — океанический бассейн — Fe, Mn, Ni, Co; СОХ — срединно-кеанический хребет; ПД — преддуговой бассейн; ЗБ — задуговой бассейн; ТБ — тыловой бассейн сжатия — U, V, Cu, соли; БФ — бассейн форланда — Mn, Cu, Ag, соли, угли, углеводороды; МБ — межгорный бассейн — Mn, Cu, соли, угли, углеводороды

сейнов форланда (Приуральский, Предкавказский) на редкометалльное, медное и марганцевое оруденение.

Таким образом, разработка нового направления — геодинамика и минералогия

осадочных бассейнов — позволит внести существенный вклад в теоретическое обоснование расширения минерально-сырьевой базы России, в т. ч. в экономически освоенных районах.

УДК 553.06

© Я. М. Кисляков, В. Н. Щеточкин, 1993

Классификация гидрогенных месторождений

Я. М. КИСЛЯКОВ, В. Н. ЩЕТОЧКИН (ВИМС)

В урановой геологии под гидрогенными обычно понимают экзогенно-эпигенетические месторождения осадочных толщ, сформированные поступающими с земной поверхности метеогенными подземными водами [9]. Однако этот термин допускает и другое, более широкое толкование, позволяющее, с одной стороны, относить к ним сингенетические осадочные хемогенные месторождения, с другой — рассматривать в качестве рудообразующих подземные воды достаточно разнообразного, а порой и неясного происхождения. Подобная неопределенность приемлема при изучении широкого круга промышленно-ценных стратиформных урановых и неурановых (прежде всего, медных и свинцово-цинковых) месторождений спорного генеза с более или менее достоверными признаками вторичного наложенного характера рудной минерализации.

Предлагаемая классификация (таблица) разработана с учетом представлений А. Е. Баскова, В. Н. Холодова, Е. М. Шмариовича и др. [2, 32 — 34] о необходимости рассматривать как важнейший классификационный признак эпигенетических месторождений характер рудообразующей среды, т. е. гидродинамические и гидрогеохимические особенности подземных вод. С этих позиций по гидродинамическому фактору различаются два класса месторождений — инфильтрационный и эксфильтрационный [34].

Месторождения первого класса формируются в артезианских бассейнах с инфильтрационным гидродинамическим режимом, в которых движение подземных вод обусловливается разностью высотных отметок областей питания и очагов разгрузки. В крупных водонапорных системах преобладают нисходящие центростремительные потоки пластовых вод с конечной разгрузкой по разломам. Поскольку разность высот определяется, прежде всего, горообразовательными процессами, инфильтрационный класс с известной долей условности можно рассматривать как «орогенный».

Среди инфильтрационных ведущая роль

принадлежит урановым (с Se, Mo, Re и др.) месторождениям окислительной рудоконтролирующей зональности*, сформированным ураноносными кислородными водами. Наибольшее промышленное значение имеют крупные пластово-инфильтрационные урановорудные объекты, образованные под воздействием напорных подземных вод в сфере затрудненного водообмена артезианских бассейнов. Подобные месторождения известны в Притяньшаньской урановорудной мегапровинции — грандиозной современной рудообразующей системе, охватывающей юго-восточную часть Туранской плиты [18, 36]. Рудовмещающими являются платформенные мел-палеогеновые прибрежно-морские и континентальные терригенные сероцветные формации, вверх по разрезу сменяющиеся формациями времени рудообразования. Последние представлены неоген-четвертичными красноцветными и буроцветными мелкообломочными молассоидами, отражающими по условиям осадконакопления сочетание аридного климата и синорогенного тектонического режима.

Генотипом пластово-инфильтрационного рудообразования можно считать месторождения чу-сарысуйского типа, которые контролируются весьма протяженными (региональными) длительно развивающимися (с олигоцена) зонами пластового окисления. Подобные зоны установлены в Чу-Сарысуйской и Сырдарьинской депрессиях — крупнейших периферических синеклизах Туранской плиты. Этому типу свойственны весьма масштабные накопления бедных урановых руд на минеральном слабоконтрастном восстановительном барьере. Последний обусловлен взаимодействием инфильтрационных кислородных ураноносных вод с проницаемыми сероцветными песками и гравийниками, содержащими незначитель-

* Под окислительной зональностью понимается закономерный ряд эпигенетических преобразований, в котором степень окисленности пород в направлении от тыловой зоны к передовой последовательно понижается.

3 Классификация гидрогенных месторождений

Класс	Подкласс	Среда рудообразования		Типы металлогенных вод		Типы рудоосаждающих геохимических барьеров		Рудные геохимические ассоциации	Месторождения
Инфильтрационный («ороченный»)	Пластово-инфильтрационный	Поземные воды	Затрудненного водообмена	Низкоинертиализованные	Близкитральные слабовосстановительные	Флюидный	Кислотно-восстановительный	Преимущественно окислительные и сидерофильные элементы — Se, Mo, Re, U, V, Sc, Y, TR	U чу-сарысуйского типа
	Свободного водообмена		Минеральный						Некоторые U кызылкумского типа (Сутралы и др.)
	Осадочно-инфильтрационный	Поверхностные воды	Поземные воды	Высокоинертиализованные (рассолы)	Кислые восстановительные	Флюидный	Шелочно-сульфидный	Преимущественно сидерофильные и халькофильные элементы — Fe, Mn, Ge, Zn, Cu, Pb, Ag	U-угольные кольджатско-нижеинильского типа; U в эрозийных палеодолинах (витимский и другие типы)
	Осадочно-экспфильтрационный								Минеральный
Экспфильтрационный («тафренный»)	Грунтово-экспфильтрационный	Поземные воды	Свободного водообмена	Близкитральные слабовосстановительные	Флюидный	Кислотно-восстановительный	Преимущественно окислительные и сидерофильные элементы — Cu, Pb, Zn, Ag	Металлоносные (Fe, Zn, Cu, Ag) осадки красноморского типа; Fe, Fe-Mn алгоманского и караджальского типов	Политенные Pb-Zn в карбонатных атакситовых толщах миссисипского, и других типов
	Пластово-экспфильтрационный		Затрудненного водообмена					Медистых песчаников предрудального и других типов	Медистых песчаников джеккаганского и других типов

ные количества рассеянного углистого вещества ($0,0n-0,n\%$ $C_{орг}$) и диагенетических дисульфидов железа.

Урановые месторождения кызылкумского типа характерны для малых артезианских бассейнов грабен-синклинального строения и связаны с локальными зонами пластового окисления, активно развивающимися с плиоцена. В формировании оруденения участвовали как сингенетические, так и эпигенетические, в т. ч. флюидные, восстановители, обусловленные поступлением в водоносные горизонты по разломным зонам фундамента восходящих термальных растворов [21, 35]. Вследствие высокой контрастности рудоосаждающего барьера оруденение отличается более высоким качеством, а связь его с очагами восстановления предопределяет компактность месторождений при обычно многоярусном расположении рудных залежей.

Особенности такого рудогенеза проиллюстрированы на примере Сугралинского месторождения, расположенного на северном погружении Тамдытауского горстового сооружения [5, 6, 36]. На склонах поднятия породы кристаллического фундамента перекрыты чехлом слаболитифицированных осадков мела — палеогена и неогена — антропогена. Основной рудовмещающий горизонт представлен мелководноморскими песками и песчаниками маастрихта, в которых полностью отсутствуют углистые остатки и другие сингенетические восстановители. В породах водоносного горизонта проявлены различные эпигенетические преобразования, обусловленные деятельностью инфильтрационных кислородных ураноносных вод (зоны лимонитизации) и восходящих по разломам термальных восстановительных растворов (окремнение, карбонатизация, пиритизация, битуминизация и др.). Развитие зон пластового окисления неоднократно прерывалось процессами восстановительного эпигенеза. Оксидное урановое (с Mo, Re, Se) оруденение контролируется как современными, так и ранее существовавшими выклиниваниями пластово-окисленных пород. Оно представлено двумя типами руд: рядовыми преимущественно черниевыми, образованными инфильтрационными водами на обычном минеральном восстановительном барьере, и богатыми настуран-гематит-сульфидными или настуран-сульфидными.

Богатые руды сформировались на флюидном восстановительном барьере при взаимодействии металлоносных инфильтрационных вод и термальных восстановительных растворов. Важнейший показатель флюидного характера рудоосаждающего барьера — развитие богатых оксидных урановых руд в окисленных красноцветноизмененных по-

родах, что свидетельствует об отсутствии связи между восстановительным осаждением урана и минералого-геохимическими свойствами вмещающей матрицы. Специфичны и окolorудное восстановление окисленных песков и песчаников, а также отсутствие обычных для рядовых концентраций минеральной окислительной зональности радиогеохимических признаков перемещения и регенерации руд [5, 6, 36].

Обобщенная эволюционная модель рудогенеза с формированием урановых руд флюидного и минерального барьеров приведена на рис. 1. Выделяется пять последовательно сменяющихся этапов, каждый из которых запечатлен на том или ином участке месторождения. Наиболее ранний, инфильтрационный, этап (см. рис. 1, а) отвечает длительному развитию в бедных восстановителями проницаемых породах безрудных или слабоураноносных зон желтоцветной лимонитизации. Второй этап (см. рис. 1, б) ознаменовался подпиткой инфильтрационных вод термальными углекислыми растворами. Их поступление в сферу развития аэрируемых грунтовых потоков палеозойского выступа повышало интенсивность окислительного выщелачивания рудных компонентов, а последующий транзит по лимонитизированному водоносному пласту способствовал термальному красноцветному преобразованию желтоцветных зон окисления. Ниже по падению водонапорного горизонта в соответствии с моделью взаимодействия двух фильтрационных потоков [3, 4] создавались условия для формирования богатых руд флюидного геохимического барьера с пиритизацией и битуминизацией ранее неизмененных пород. Усиление эксфильтрационного напора (см. рис. 1, в) привело к широкому восстановлению пластово-окисленных разностей и «захоронению» в восстановительной обстановке значительной части рудной залежи. Новый этап господства инфильтрационной гидродинамики (см. рис. 1, г) способствовал возникновению в тылу этой залежи рядовых черниевых руд минерального барьера в связи с развитием молодых зон пластовой лимонитизации по вторично восстановленным породам. Рис. 1, д иллюстрирует проявленный в разной степени этап дальнейшего разрастания зоны пластовой лимонитизации с регенерацией богатых смолковых руд в рядовые черниевые. Былое положение флюидного барьера маркируется остаточными радиоактивными ореолами, а в ряде случаев вторичным уранофановым оруденением.

Подобная последовательность процессов, включающая этапы интенсивного рудонакопления на неподвижном флюидном барьере и быстрого продвижения пластового

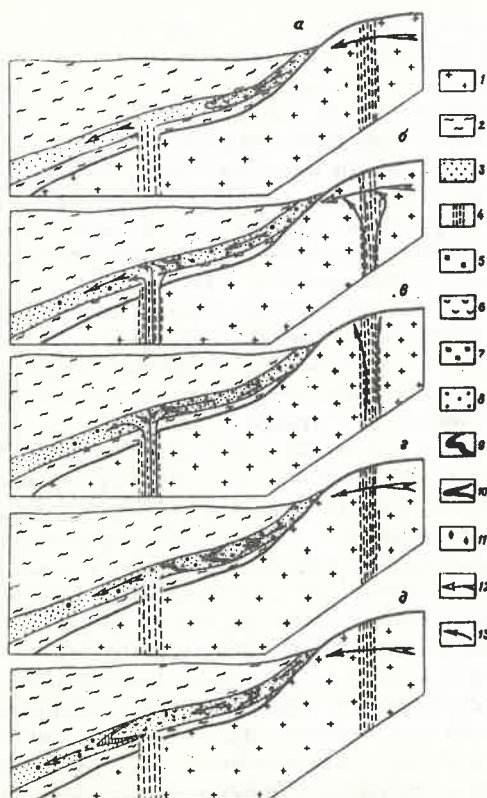


Рис. 1. Последовательность пластовых эпигенетических процессов на урановом месторождении Сугралы: 1 — граниты фундамента; 2 — глинистые водоупоры; 3 — песчаный продуктивный горизонт; 4 — разрывные нарушения; эпигенетические преобразования: 5 — восстановительного ряда в исходных породах (пиритизация, битуминизация и др.), 6 — пластовая желтоцветная лимонитизация, 7 — термальные красноцветные изменения лимонитизированных пород, 8 — вторичное восстановление (пиритизация) лимонитизированных пород; 9 — богатые руды флюидного барьера; 10 — рядовые руды минерального барьера; 11 — реликтовые радиоактивные ореолы (иногда уранофановое оруденение); 12 — инфильтрационные кислородные ураноносные воды; 13 — восходящие термальные восстановительные растворы

окисления с разубоживанием и переотложением рудного вещества на минеральном, характерна и для многих других месторождений кызылкумского типа. Однако на ряде из них роль восстановительных эпигенетических процессов свелась лишь к дорудному преобразованию первичных пород и повышению контрастности минерального барьера.

Менее значимы грунтово-инфильтрационные урановые месторождения, образующиеся в сфере свободного водообмена за счет деятельности безнапорных подземных вод. Зоны грунтового окисления формировались, в частности, в верхних частях угленосного разреза многих мезозойских межгорных впадин на юге Сибири, в Казахстане и Средней Азии. На урано-угольных месторождениях кольджатско-нижеилийского типа [14, 30, 36] зонами грунтового окисления проницаемых песчаников и гравели-

тов контролируются крупные рудные залежи, локализованные в кровле нижележащих буроугольных пластов. Последующее «захоронение» впадин под чехлом более молодых отложений способствовало сохранности грунтово-окисленных пород и связанного с ними древнефильтрационного уранового оруденения. К грунтово-инфильтрационным относятся многие урановые месторождения в эрозионных палеодолинах, развитых в пределах древних щитов и областях завершённой складчатости [18], а также «поверхностные» объекты США, Канады, Австралии с урановой минерализацией в современных озерных или аллювиальных осадках. Инфильтрационное экзогенетическое или эпигенетическое происхождение имеют накопления германия в углях. В качестве эпигенетических рассматриваются, прежде всего, концентрации в угольных пластах, залегающих среди проницаемых отложений [26]. Отсутствие в подобных случаях пластово-и грунтово-окисленных пород — показатель возможности миграции германия в слабовосстановительных (по железу) водах.

Воды регионально проявленной слабовосстановительной бессероводородной (глеевой) флюидной системы являются гумидным аналогом развитых в засушливых областях кислородных подземных вод, ответственных за формирование уранового оруденения. Глеевые воды способны в ощутимых количествах растворять железо (до 5–6 г/л) и марганец, что позволяет рассматривать их в качестве потенциально рудообразующих. С разгрузкой таких подземных вод непосредственно в морские и озерные бассейны Н. М. Страхов [31] связывал формирование некоторых железных и марганцевых месторождений. Подобные осадочно-инфильтрационные рудонакопления по гидродинамическим условиям образования отличаются от нормально-осадочных сингенетических, которые возникают без участия подземных вод, например, при взаимодействии стоков малых рек с морскими водами. По сходной осадочно-инфильтрационной схеме, вероятно, происходит концентрирование урана и на некоторых так называемых «поверхностных» объектах.

Месторождения второго класса формируются в условиях эксфильтрационного гидродинамического режима, связанного с расположением пьезомаксима в погруженных частях водонапорных систем. Для таких бассейнов характерно в целом восходящее центробежное движение подземных потоков, определенное избыточным количеством воды в водоносных горизонтах. Этот избыток может быть обусловлен либо элизионными процессами — геостатическими, гео-

динамическими и термдегидратационными [13], либо поступлением растворов по разломам из складчатого основания, как на Сугралинском месторождении.

Месторождения эксфильтрационного класса связаны с деятельностью восстановительных вод. В качестве рудообразующих в основном служат металлоносные рассолы термальной кислотной углеводородно-хлоридной флюидной системы, имеющей глобальное распространение. Согласно современным представлениям [10], хлоридные рассолы свойственны глубоким частям не только подавляющего большинства артезианских бассейнов, но и разделяющих их гидрогеологических массивов, включающих щиты древних платформ и области завершенной складчатости.

С деятельностью хлоридных рассолов связывается образование стратиформных месторождений меди, полиметаллов, железа, марганца, серы, флюорита, барито-целестиновой минерализации [11, 23, 24, 33]. Восходящие металлоносные рассолы и формируемые ими рудные объекты наиболее свойственны крупным, часто нефтегазоносным депрессионным структурам, включая предгорные и краевые прогибы, платформенные батисинеклизы, авлакогены, рифтовые впадины. Это позволяет рассматривать данный класс месторождений в противовес инфильтрационному «орогенному» в качестве «тафрогенного». Принципиальные различия гидродинамических условий рудообразования определяют известную пространственно-временную разобщенность месторождений двух классов.

Подчиненную роль в эксфильтрационном рудогенезе играют низкоминерализованные растворы, сходные с водами слабовосстановительной (глеевой) флюидной системы, но возникшие в ходе элизионных или других восходящих процессов. Деятельностью подобных подземных растворов, по-видимому, обусловлено формирование некоторых сингенетических (точнее, осадочно-эксфильтрационных) месторождений железа и марганца [24]. Ряд исследователей [34 и др.] обращал внимание еще на три породные рудообразующие термально-флюидные системы, аналоги которых известны в настоящее время: кислотную карбонатную, с которой связывают проявления мышьяковой (реальгар-аурипигментовой), литиевой и боратной минерализаций; щелочную азотную бессульфидную, обуславливающую вольфрамо-марганцевые (месторождение Голконда) и вольфрам-флюоритовые проявления; щелочную гидросульфидную, ответственную за образование осадочно-гидротермальных полиметаллических колчеданных месторождений. Эти флюидные систе-

мы, локально распространенные в областях современного вулканизма и горообразования, можно отнести к типично гидротермальным. Таким образом, представленная классификация гидрогенных месторождений охватывает преимущественно стратиформные объекты осадочно-породных бассейнов, сформированные планетарно или регионально развитыми типами подземных вод.

Анализ материалов по современным рассольным рудообразующим системам (Челкенской, Красноморской, Солтон-Си) свидетельствует о том, что в качестве металлоносных выступают высокоминерализованные (порядка 250 г/л и более), термальные (100—300°C), кислые (pH 6, 5—6 и менее), восстановительные хлоридные преимущественно натриевые или кальциевые растворы, в которых практически полностью отсутствуют компоненты-осадители оксидной и сульфидной минерализаций — свободный кислород и сера. С учетом дефицита этих компонентов как в самих металлоносных рассолах, так и в осадочных породах автономными универсальными их источниками при формировании медных, свинцово-цинковых и железо-марганцевых месторождений следует признать кислородные сульфатсодержащие морские и подземные воды. Соответственно роль главного рудообразующего фактора при «рассольном» рудообразовании отводится флюидному геохимическому барьеру, возникающему в местах взаимодействия металлоносных рассолов с водами, содержащими компоненты-осадители.

Рудообразующая роль флюидных барьеров наиболее отчетливо проявилась в накоплении металлоносных (Fe, Zn, Cu, Ag и др.) осадков в изолированных глубоководных впадинах Красного моря, заполненных горячими хлоридными рассолами [29]. Примечательная гидрологическая особенность этих впадин — четкая и довольно дробная гравитационная расслоенность зоны смешения рассолов с морскими водами [20]. Весьма однородные по составу и физическим свойствам слои разделены резкими границами, выраженными ступенчатыми изменениями солёности, объемной массы, температуры, катионного, анионного и газового составов, кислотно-щелочных и окислительно-восстановительных свойств, а также, естественно, концентраций микрокомпонентов. Эти границы, постепенно спускающиеся в толщу металлоносного рассола по мере его деградации, по-существу, и являются различного рода геохимическими барьерами (температурным, окислительным, сульфидным, нейтрализационным, деминерализационным и пр.), определяющими выпадение в осадок рудных компонентов. Резкие пере-

пады химических и физических параметров определяют возможность жизнедеятельности сероводородообразующей (за счет сульфата морских вод) микрофлоры вблизи горячих бактерицидных хлоридных рассолов. В качестве вероятных аналогов красноморских металлоносных осадков некоторые исследователи рассматривают железо-марганцевые руды караджальского типа [29] и железные алломанского [12].

Разгрузка восходящих металлоносных растворов в зону развития грунтовых вод приводит к формированию грунтово-эксфильтрационных месторождений, примером которых могут служить крупнейшие цинковые объекты рудного района Маскот-Джефферсон-Сити в Аппалачах. По представлениям американских геологов [15], рудообразование происходило на небольших (200—300 м) глубинах от поверхности во время перерыва в морском карбонатакоплении при отсутствии кроющих водоупоров. По классификации Н. С. Скрипченко [28] месторождения относятся к типу «структур растворения». Рудовмещающие брекчиевые тела возникли вследствие выщелачивания и разрушения вмещающих доломитов при карстообразовании, после чего они испытали воздействие наложенного рудообразующего процесса. Грунтово-эксфильтрационную природу имеет, очевидно, и оксидно-хлоридная («атакамитовая») полиметаллическая минерализация, проявленная в четвертичных аллювиальных песках п-ова Челекен вблизи очагов бывшей разгрузки металлоносных рассолов [1, 16].

К пластово-эксфильтрационным, по мнению авторов, можно отнести Джезказганское медное месторождение, рудные залежи которого локализованы в изначально пронизываемых гравийно-песчаных горизонтах среднего — верхнего карбона. На эпигенетический характер рудной минерализации Джезказгана обращали внимание многие исследователи, одни из которых придерживались гидротермальной концепции [27], другие — экзогенно-эпигенетической [2, 7, 8, 17, 25]. Допущение связи рудообразования с деятельностью термальных рассолов, аналогичных и поныне находящимся в соленосных девонских отложениях глубоких частей Чу-Сарысуйской депрессии [11], не только сближает указанные генетические концепции, но и объясняет многие специфические особенности рудолокализации.

Основные черты предлагаемой рудогенетической модели Джезказгана следующие. Рудообразование осуществлялось в горизонтах подземных напорных вод на подвижных гидравлических завесах, создаваемых на путях подъема кислых термальных металлоносных рассолов нисходящими слабощелоч-

ными сульфатными водами (рис. 2). Сочетание эксфильтрационной и инфильтрационной гидродинамики явилось следствием геотектонической обстановки времени рудообразования — замедлением в пермском периоде прогибания Чу-Сарысуйской позднепалеозойской впадины и проявлением дифференциальных блоковых движений, обусловивших рост локальных купольных структур.

В рудовмещающую красноцветную толщу металлоносные растворы поступали по субширотному Теректинскому нарушению вблизи его сопряжения с важнейшим линейamentом Чу-Сарысуйской впадины — субмеридиональным Восточно-Улутауским глубинным разломом. Пластовая инфильтрация слабощелочных сульфатных вод была обусловлена подъемом Кингирского купола, что сопровождалось последовательным эрозийным вскрытием водоносных горизонтов рудовмещающей формации и их подпиткой поверхностными водами аридной климатической зоны. Совместная разгрузка смешивающихся вод предположительно осуществлялась к северу от месторождения в осевой части Джезказганской мульды по Сарыбинскому разлому, выступавшему в качестве дренирующей структуры.

Рудообразование происходило в лишенных углистого вещества пронизываемых гравийно-песчаных породах, имевших исходно красную окраску, которая сохранилась в разделяющих водоупорах, сложенных аргиллитами, алевролитами и мелкозернистыми песчаниками. Обеление бывших водоносных горизонтов явилось следствием постдиagenетических наложенных процессов [7, 17]. Главный показатель эпигенетичности этих процессов — локальность ореолов обеления, не связанных с литолого-фациальной зональностью и структурно контролируемых поднятым крылом Теректинского разлома, а также седловиной на замыкании Кингирского купола.

Важнейший фактор генетических построений — рудная зональность, эпигенетическая природа которой подчеркивается ее фациальной немотивированностью и остро-секущим (к напластованию пород) положением границ отдельных зон. Согласно данным исследователей [7, 16, 19 и др.], зональность выражена в закономерной смене сульфидных минералов с последовательным увеличением их сернистости: халькозин (Cu_2S) — джарлеит ($\text{Cu}_{1,96}\text{S}$) — дигенит ($\text{Cu}_{1,8}\text{S}$) — борнит (Cu_5FeS_4) — халькопирит (CuFeS_2) — галенит (PbS) — сфалерит (ZnS) — пирит (FeS_2). Подобный ряд наблюдается в пределах залежей в направлении с юго-запада на северо-восток в плане и снизу вверх по восстанию пластов. Менее

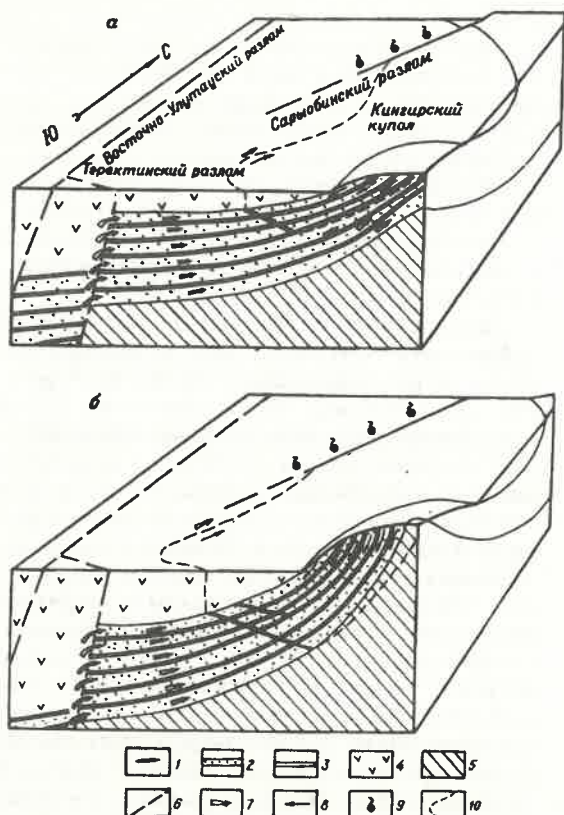


Рис. 2. Схема этапности рудообразования на Джезказганском месторождении медистых песчаников:

а, б — этапы рудообразования; 1 — рудные залежи, локализованные на гидравлических завесах; 2 — проницаемые песчаные горизонты; 3 — алеврито-глинистые водоупоры; 4 — перекрывающие эвапориты; 5 — подстилающие отложения; 6 — разломы; 7 — восходящие кислые углеводородно-хлоридные металлоносные рассолы; 8 — инфильтрационные слабощелочные сульфатные воды; 9 — приразломные очаги разгрузки подземных вод; 10 — поверхность уравнивания экс- и инфильтрационных гидравлических напоров

сернистые сульфиды обычно корродируют и замещают более сернистые, что позволяет интерпретировать указанную последовательность как асимметричную рудную зональность с тыловой халькозиновой и передовой сфалерит-пиритовой подзонами.

Характерные формы рудных залежей в плане — фациально и структурно не мотивированные протяженные дугообразные полосы, огибающие Кингирский купол. Положение и ориентировка их в каждом горизонте, очевидно, определялась закономерно изменяющимся соотношением эксфильтрационного и инфильтрационного гидравлических напоров. Рудные залежи как бы трассируют участки пересечения водоносных горизонтов некой общей плоскостью уравнивания этих напоров.

О флюидном характере рудоосаждающего геохимического барьера свидетельствует и полное отсутствие каких-либо компонентов-осадителей в исходных породах. Вместе

с тем, закономерное повышение активности серы от тыловых зон к передовым и последовательность выпадения минералов из металлоносного раствора указывают на нейтрализационно-сероводородную среду рудотложения. Это полностью согласуется с представлениями о взаимодействии кислых металлоносных углеводородно-хлоридных рассолов со слабощелочными сульфатными водами, в результате чего вблизи таких участков возникали очаги бактериального сероводородообразования. Области реагирования растворов были соизмеримы с объемами рудных залежей и отличались резкими ступенчатыми перепадами температуры, степени минерализации, кислотно-щелочных свойств и других параметров.

Приуроченность рудообразования к подвижным гидравлическим завесам обуславливала строго сбалансированное поступление в зону реакционного взаимодействия углеводородов и серы, что определяло устойчивость сульфат-редукции. Последняя происходила при общем дефиците сульфидной серы, следствием чего явилась низкая колчеданность руд. Формированию оруденения способствовало и гравитационное субгоризонтальное расслоение зоны смешения. Указанная выше смена минералов в профиле рудной зональности отражает уменьшение сродства металлов с серой и увеличение растворимости соответствующих сульфидов в слабосероводородной близонейтральной среде, что может быть оценено активностями ионов металлов в равновесии с соответствующими твердыми сульфидными фазами. Стабильность зональности во времени и пространстве, ее универсальный характер для всей совокупности месторождений медистых песчаников и сланцев определяются своеобразной «забуференностью» среды флюидного рудообразующего барьера в результате однонаправленного действия двух независимых факторов — повышения активности сульфид-иона и снижения кислотности растворов в направлении от тыловых зон к передовым.

Последовательность пластово-эксфильтрационного «рассольного» минералообразования на Джезказганском месторождении определялась проявленностью этапов: *дорудного*, ознаменовавшегося восстановлением (обелением) красноцветных песчаников под воздействием восходящих углеводородно-кислородных рассолов в условиях полного экранирования рудовмещающей формации вышележащими пермскими отложениями; *первого рудного*, соответствующего времени эрозионного вскрытия в ядре Кингирского купола верхних водоносных горизонтов продуктивной толщи, началу пластово-инфильтрационных процессов, появле-

нию гидравлических завес и формированию первых рудных залежей (см. рис. 2, а); *второго рудного*, характеризующегося дальнейшим ростом купола, эрозионным вскрытием всей продуктивной толщи со смещением гидравлической завесы вниз по ее падению, что привело к проявлению новой многоярусной системы рудных залежей в тылу ранее образованных (см. рис. 2, б); *пострудного*, воздействия эксфильтрационных рассолов, проявившегося на стадии позднего катагенеза после литификации пород и резкого снижения поровой проницаемости. Пострудный этап выражен формированием кварц-кальцит-баритовых прожилков, содержащих регенерированную сульфидную минерализацию соответствующих рудно-минеральных зон, а также вакуольные включения высокоминерализованных хлоридных кальциевых рассолов и галита. Температуры гомогенизации первичных газожидких включений колеблются в пределах 130—160°C.

На полигенных свинцово-цинковых месторождениях в карбонатных толщах, по-видимому, реализуются все три подкласса эксфильтрационных рудообразующих процессов. Следствием осадочно-эксфильтрационного рудогенеза является первичная фациальная зональность Жайремского месторождения (Центральный Казахстан), выраженная конформным расположением целого ряда зон, начиная с внутренней баритовой и кончая внешней пиритовой [28]. При излиянии металлоносных растворов на морское дно выше границы сероводородного заражения возникают окисные железо-марганцевые руды караджалского типа с аналогичной очаговой конформной зональностью [22].

Формированию грунтово-и пластово-эксфильтрационного сульфидного оруденения в карбонатных толщах способствует высокая проницаемость рифогенных отложений, преимущественно представленных кавернозными биогермными известняками, известняковыми брекчиями и песками. Последние довольно быстро преобразуются в калькариниты (известняковые песчаники) — характернейшие вмещающие породы многих стратиформных свинцово-цинковых месторождений. Среди глинистых морских отложений пласты обломочных известняков служат каналами движения отжимающихся морских вод в сторону биогермных построек. Постройки обычно располагаются вдоль крупных конседиментационных разломов, создающих предпосылки для поступления в карбонатную толщу металлоносных рассолов и их взаимодействия с отжимающимися седиментогенными сульфатными водами.

Итак, предложенная классификация ох-

ватывает стратиформные гидрогенные месторождения осадочных толщ, сформированные подземными водами трех наиболее распространенных в природе флюидных систем: хлоридно-рассольной, свойственной глубоким частям земной коры в целом; низкоминерализованной слабовосстановительной бессероводородной (глеевой), характерной для гумидных областей; окислительной, преимущественно развитой в аридноклиматических провинциях.

Приведенной в таблице симметричной рубрикации подклассов месторождений соответствуют гидродинамические особенности металлоносных вод и различные среды рудообразования, включающие поверхностные водоемы, сферы свободного и затрудненного водообмена. Остальные элементы таблицы подчинены асимметричному строению верхних оболочек Земли и учитывают основные геохимические свойства элементов. Это выражено господством в инфильтрационном рудогенезе низкоминерализованных кислородных вод и соответственно ведущей ролью восстановительного минерального рудоосаждающего барьера. В совокупности такие условия определяют накопление преимущественно окси в меньшей мере некоторых сидерофильных элементов. При «рассольном» эксфильтрационном рудообразовании вследствие дефицита в металлоносных растворах и вмещающих породах компонентов-осадителей в качестве главнейшего выступает флюидный класс геохимических барьеров. Наиболее универсальными условиями его реализации следует признать взаимодействие кислых металлоносных рассолов со слабощелочными сульфатными морскими или подземными водами при участии микробиальной сульфат-редукции. В соответствии с этим основу рудных геохимических ассоциаций составляют халькофильные элементы. Для переходного случая с участием низкоминерализованных слабовосстановительных (глеевых) растворов эффективен окислительный (кислородный) барьер с накоплением оксидов сидерофильных металлов (прежде всего, железа и марганца).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абрамова Е. В., Лебедев Л. М. Геологическое положение и минералогия оксихлоридов свинца и меди на юго-восточном склоне ур. Чокрак (п-ов Челекен) // Современные гидротермы и минералообразование. М., 1977.
2. Басков Е. А. Палеогидрогеологический анализ при металлогенических исследованиях. — Л.: Недра, 1976.
3. Белова Л. Л., Кричевец Г. Н., Шмариович Е. М. О гидродинамических условиях формирования эпигенетической минерализации при взаимодействии пластовых вод и восходящих трещино-жиль-

- ных растворов // Докл. АН СССР. 1982. Т. 265. № 2. С. 393—396.
4. Белова Л. Л., Кричевец Г. Н., Шмариович Е. М. Математическое моделирование процесса уранового рудообразования при воздействии двух фильтрационных потоков // Геохимия. 1985. № 5. С. 673—687.
 5. Булатов С. Г., Щеточкин В. Н. Особенности рудообразующего процесса на урановых месторождениях пластовой кислородной зональности // Сов. геология. 1970. № 4. С. 110—119.
 6. Булатов С. Г., Щеточкин В. Н. Минералого-геохимические особенности уранового оруденения; наложенного на окисленные породы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1975. № 6. С. 38—52.
 7. Габлина И. Ф. Условия меденакпления в красноцветных континентальных формациях — М.: Наука, 1983.
 8. Германов А. И. Гидродинамические и гидрохимические условия образования некоторых гидротермальных месторождений // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1962. С. 79—98.
 9. Гидрогенные месторождения урана (основы теории рудообразования) / Под ред. А. И. Перельмана. — М.: Атомиздат, 1980.
 10. Гидрогеология Европы / Под ред. Н. А. Маринова, Н. И. Толстихина. — М.: Недра, 1989. Т. 1, 2.
 11. Галева Г. Современные и древние рудообразующие гидродинамические системы как модели неагматического рудообразования в нефтегазоносных бассейнах // Парагенезис металлов и нефти в осадочных толщах нефтегазоносных бассейнов. М., 1990. С. 113—127.
 12. Гросс Г. А. Условия образования основных типов докембрийских железистых формаций // Геология и генезис докембрийских железисто-кремнистых и марганцевых формаций мира. Киев, 1972. С. 8—15.
 13. Карцев А. А., Вагин С. Б., Шугрин В. П. Нефтегазовая гидрогеология. — М.: Недра, 1992.
 14. Каширцева М. Ф., Успенский В. А. Минералого-геохимическая зональность в урано-угольных месторождениях // Условия образования месторождений редких и цветных металлов. М., 1982. С. 204—212.
 15. Крауфорд Дж., Хогланд А. Д. Цинковые месторождения рудного района Маскот-Джефферсон-Сити в штате Теннесси // Рудные месторождения США. М., 1972. Т. 1. С. 165—175.
 16. Лебедев Л. М., Никитина И. Б. Челекенская рудообразующая система. — М.: Наука, 1983.
 17. Лурье А. М. Генезис медистых песчаников и сланцев. — М.: Наука, 1988.
 18. Машковцев Г. А., Щеточкин В. Н., Кисляков Я. М. Основные типы инфильтрационных уран-полиэлементных месторождений в осадочных породах // Отечественная геология. 1993. № 5. С. 60—68.
 19. Младенцев Г. Д. Закономерности распределения свинца и цинка на Джезказганском месторождении // Геология рудных месторождений. 1976. № 1. С. 57—63.
 20. Монин А. С., Плахин Е. А., Стунжас П. А. О расслоении горячих растворов впадины Атлантик II // Докл. АН СССР. 1980. Т. 255. № 2. С. 458—462.
 21. Морфология и состав термальных эпигенетических новообразований на гидрогенном месторождении урана / Г. А. Машковцев, И. И. Ткаченко, В. Н. Щеточкин и др. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. № 12. С. 119—131.
 22. О зональности отложения железных и марганцевых руд Атасуйских месторождений (Центральный Казахстан) / А. А. Рожнов, Е. И. Бузманов, Н. К. Манухин и др. // Геология рудных месторождений. 1976. № 3. С. 25—33.
 23. Павлов Д. И. Экзогенные хлоридные воды и эндогенное рудообразование. — М.: Недра, 1975.
 24. Павлов Д. И. Осадочные месторождения железа и марганца // Парагенезис металлов и нефти в осадочных толщах нефтегазоносных бассейнов. М., 1990. С. 127—150.
 25. Перельман А. И., Борисенко Е. Н. Очерки геохимии меди в зоне гипергенеза // Вопросы геохимии. Т. III. Тр. ИГЕМ. 1962. Вып. 70. С. 30—99.
 26. Сапрыкин Ф. Я. Германий в ископаемых углях // Рудные месторождения СССР. М., 1978. Т. 3. С. 466—471.
 27. Сатпаев К. И. Некоторые методические вопросы теории рудообразования на примере генезиса месторождений так называемых «медистых песчаников гидротермального типа» // Вопросы геологии Азии. М., 1955. Т. II. С. 188—212.
 28. Скрипченко Н. С. Прогнозирование месторождений цветных металлов в осадочных породах. — М.: Недра, 1989.
 29. Современное гидротермальное рудоотложение / Под ред. Э. Дегенса, Д. Росса. — М.: Мир, 1974.
 30. Столяров А. С., Расулов С. Д. Основные черты эпигенетических урано-угольных месторождений // Условия образования месторождений редких и цветных металлов. — М., 1982. С. 186—194.
 31. Страхов Н. С. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. — М.: Геоиздат, 1963.
 32. Холодов В. Н. К проблеме генезиса полезных ископаемых элизионных впадин. Челекен-Боядагская гидротермальная система // Литология и полезные ископаемые. 1991. № 2. С. 104—123.
 33. Холодов В. Н., Шмариович Е. М. Рудоконтролирующие процессы элизионных и инфильтрационных систем // Геология рудных месторождений. 1992. № 1. С. 3—23.
 34. Шмариович Е. М., Белов Н. С. Проблема рудного эпигенеза и общие перспективы выявления новых эпигенетических месторождений урана в породах осадочного чехла территории СССР. — М.: ВИМС, 1975.
 35. Щеточкин В. Н. Изменения углекисло-битумного типа на урановых месторождениях пластовой кислородной зональности // Литология и полезные ископаемые. 1970. № 4. С. 92—101.
 36. Щеточкин В. Н., Кисляков Я. М. Экзогенно-эпигенетические урановые месторождения Кызылкумов и сопредельных районов // Геология рудных месторождений. 1993. № 3. С. 222—245.

Глубинное строение и металлогения Казахстана

Г. Р. БЕКЖАНОВ, Я. А. КОСАЛС, В. Н. ЛЮБЕЦКИЙ (Казнедра)

Республика Казахстан характеризуется повышенной среди стран СНГ изученностью региональными геофизическими методами. На этой базе в течение 80-х годов в НПО «Казрудгеология» проводились исследования глубинного строения региона. Конечная их цель состояла в отыскании связей между глубинным строением и металлогенией, разработке моделей глубинных рудообразующих систем, выявлении новых рудоконтролирующих факторов и критериев локализации оруденения. Достигнутые результаты превзошли ожидаемые, раскрыли новые применительно к казахстанским рудным провинциям аспекты их связей с особенностями тектонического развития и глубинного строения. Большинство этих данных пока не опубликовано.

Авторами предложена новая модель тектонического и металлогенического развития Казахстана по аналогии с конвергентными окраинами континентов. Для сравнения использованы модели тектоносферы тихоокеанских подвижных поясов, составленные П. Ф. Иванкиным, Э. Э. Фотиади, А. Д. Щегловым (1971, 1973) и В. В. Белоусовым (1982). На территории Казахстана и Алтая в период с позднего докембрия до раннего мезозоя формировалось три подвижных пояса — Центральноказахстанский каркасный, Алтайский линейный и Жарма-Саурский буферный. Тыловые части первых двух обращены к континентам, фронтальные — к разделявшему их в нижнем — среднем палеозое палеоокеану шириной до 500 км. В раннем карбоне пояса на континентальных окраинах были сближены за счет скупивания субокеанической коры, и на месте их сближения образовался третий пояс — Жарма-Саурский покровно-складчатый.

Основу Центральноказахстанского пояса составляют главный стволочной Чингиз-Тарбагатайский разлом (тектонофер), полого падавший в юго-западном направлении и глубоко проникавший в верхнюю мантию, а также крутопадающие параллельные (Жалаир-Найманский) и кососекущие (Тектур-масский и др.) разломы, сопряженные с тектонофером через астеносферные слои. Указанные разломы контролируют кремнисто-базальтовые ассоциации пород и протрузии ультрамафитов. Каркас глубинных разломов разграничивает два прямоугольных блока континентальной коры, отвечающих в разной мере переработанным Тенгиз-Кокчетавскому и Балхашскому срединным массивам. Развитие этих блоков на ранних

этапах обусловлено активностью ограничивающих их разломов, на более поздних — «внутриблоковой базификацией» (в понимании В. Е. Хаина, Л. Э. Левина), затем — отмиранием внутренних субокеанических впадин, формированием островных дуг и наземных вулканических поясов.

Вблизи главного стволочного и сопряженных с ним разломов структуры характеризуются линейной ориентировкой, интенсивной переработкой и полным уничтожением сиалического цоколя, новообразованным гранитно-метаморфическим слоем, специфическим гранитоидным магматизмом офиолитовых зон. В остальных частях жестких блоков структуры мозаичные; основу гранитно-метаморфического слоя, за исключением зон рассредоточенной базификации, составляют многократно активизированные реликты древней коры микроконтинентов; широко проявлены внутрикоровые взаимодействия базитовых расплавов верхней мантии и гранитоидных — земной коры.

Структурно-вещественная неоднородность земной коры, возникшая в раннем докембрии, явилась одной из причин формирования геохимически специализированных геологических формаций — первичных геохимических и металлогенических провинций [1,3,4, 6,7,16,19]. Поэтому проблемы металлогении нуждаются в новых подходах к ним. Металлогения превращается, по существу, в глубинную металлогению, названную А. Д. Щегловым нелинейной [19]. Главнейшей глобальной геохимической особенностью сидеро- и халькофильных элементов является формирование уже на ранней докембрийской земной коре крупных месторождений, приуроченных к зеленокаменным поясам мафического профиля на древних щитах и срединных массивах [1,3,4,6,18]. Литофильные элементы концентрируются в пределах зрелой сиалической коры, представленной поясами и валами гранитогнейсовых куполов, среди которых образуются крупные месторождения редкометалльных пегматитов (Канадский, Бразильский, Австралийский, Балтийский и другие щиты). На докембрийских выступах Казахстана не выявлены ни редкометалльные пегматиты, ни аллохтонные рудоносные гранитоиды. Известны лишь стратиформные залежи повышенных концентраций Mo, W, Sn, TR, Nb, Ta в гнейсах, амфиболитах и пегматоидных образованиях автохтонных гранитов среди гранитогнейсовых куполов. Всего установлено четыре типа редко-

металльных геохимических провинций, состав которых наследуется и усиливается наложенными фанерозойскими структурами и специализированными гранитными формациями [6,7,20].

Многие исследователи пришли к закономерному выводу, что общий состав рудных формаций определяется уровнем зрелости земной коры в момент рудообразования [1,3,4,6,7,14,15,19]. В общем виде это отражает трехслойная модель строения литосферы: метабазальному (гранулит-базитовому) слою отвечает сидеро- и халькофильное (Au, Cu, Zn) оруденение, диорит-метаморфическому — халькофильное (Cu-Pb-Zn, Mo-Cu), а гранитно-метаморфическому — литофильное (Mo-W, Be-Mo-W, W — Sn-Ta, Nb-Ta-Zr-V-TR, Ba-Pb-Zn).

Существенные различия в содержаниях сидеро-фемафильных (Cr, Ni, Co, V, Fe), халькофильных (Cu, Zn, Pb) и литофильных (Mo, W, Sn, Nb, Ta, TR, Zr, Li, Pb, Ba, Sr) элементов в геологических формациях разных структурных этажей и блоков земной коры Казахстана позволили провести геохимическое и металлогеническое районирование и выделить 10 типов геохимических провинций [7]: четыре редкометалльных (Be-MoW, Mo-W-Sn, W-Sn-Ta и Zr-V-TR-Ta-Nb), сидерофильную (Cr-Ni-Fe), золоторудную, четыре халькофильных (Zn-Pb, Zn-Cu, Cu-Pb-Zn, Pb-Zn-Cu). Несмотря на полицикличность и этапность разнотипного оруденения, намечается четкая тенденция более раннего (архей — ранний протерозой) формирования сидерофильного и золотого оруденения, сменяющегося халькофильным и наиболее молодым редкометалльным в позднем палеозое [1,3,4,8,15,16,19]. Такая последовательность полициклического рудообразования согласуется с направленностью геохимической эволюции земной коры.

Пространственное размещение разнотипного оруденения (рудных полей, узлов, районов, зон и поясов) определяется ареалами распространения геохимически специализированных геологических (магматических, осадочных) формаций и зонами глубинных разломов, дренирующих фильтрацию глубинных флюидов в пределах той или иной геохимической провинции. Наиболее четко это прослеживается для медно-молибденовых, медно-порфировых и редкометалльных месторождений, тогда как в отношении стратиформных золоторудных, медных и полиметаллических месторождений указанные связи более сложные, косвенные и опосредованные (рисунок).

Районы золотого оруденения тяготеют к срединным массивам, офиолитовым поясам, зонам рассредоточен-

ной базификации, наземным вулканическим поясам, меж- и внутриконтинентальным палеорифтам. Относительно крупные объекты выявлены лишь в районах первых двух типов (Северо-Казахстанский, Чу-Илийский, Западно-Калбинский).

В пределах Тенгиз-Кокчетавского срединного массива и его обрамления, перекрытого палеозойскими вулканогенно-терригенными отложениями, оруденение локализовано вдоль границ многоэтапно регенерированных гранитогнейсовых куполов и эклогит-гранулит-гнейсовых поясов, сложенных диафторитами по гранулитам основного состава. По тектоническому положению, геофизическим характеристикам, металлогении и другим признакам они близки архей-раннепротерозойским гранулитам и зеленокаменным поясам древних щитов.

Гранитогнейсовые купола и эклогит-гранулит-гнейсовые пояса Кокчетавского массива выделяются в гравитационном поле полосами аномалий отрицательного и положительного знаков соответственно. Рудоносные площади тяготеют к границам названных структур. Им отвечают узкие полосы градиентов силы тяжести. Границы являются мобильными зонами высокой проницаемости и играют роль глубинных рудоконтролирующих структур. Сходная закономерность отчетливо проявлена на всех архейских кристаллических щитах мира [6, 11,13]. Большую роль в рудолокализации играют разломы, сопровождающиеся метасоматическими преобразованиями земной коры, обусловленными мощными восстановленными флюидопотоками (Васильковско-Березовский и др.).

Западно-Калбинскому и Чу-Илийскому золоторудным районам в гравитационном поле отвечают зоны высоких градиентов силы тяжести, в остаточном — полосы чередующихся положительных и отрицательных аномалий. Положительные аномалии соответствуют грядам островодужных вулканических поднятий, отрицательные — междуговым прогибам. Золотое оруденение концентрируется в углеродисто-сланцевых и терригенных формациях, перекрывающих скрытые островодужные гряды, тяготея преимущественно к склонам вулканических поднятий, на участках усложнения последних диагональными разломами.

Важную роль в локализации золотого оруденения и в этих районах играют структуры докембрийского сиалического фундамента в основании фанерозойских структур. Здесь выявлены глубинные зоны ультраметаморфизма и гранитизации, к которым приурочены ГГК (Сенташ-Асубулакский, Каибский, Акбастауский и др.). Все крупные рудные узлы проектируются в плане на

внешнепериферические части ГГК — зоны сопряжения последних с докембрийскими эклогит-гранулит-гнейсовыми и рифей-нижнепалеозойскими вулканическими поясами.

Процесс формирования оруденения золота тесно связан с метаматматическим и метаморфическим (метасоматическим) замещением пород (Н. С. Ярославцева, 1992) при активной роли восстановленных мантийных флюидов, являющихся переносчиками золота, щелочей и кремнекислоты в зоны рудоотложения. Важную мобилизующую роль в переносе и переотложении золота сыграли метаматматические интрузии,

особенно их ранние дифференциаты, характеризующиеся высокой золотоносностью.

Для всех золоторудных районов характерно широкое развитие процессов деструкции, наложенных на докембрийский сиалически-мафический цоколь и обусловивших его разрушение или раздвиги. Итогом явилось формирование мощных спилит-диабазовых, кремнисто-базальтовых и кремнистых ассоциаций пород. Для большинства деструктивных зон характерны базальты низкотемпературной толеитовой серии, принадлежащие низкокальциевым толеитам континентального, реже высококальциевым толеитам океанического типа. Обычно распространены поро-

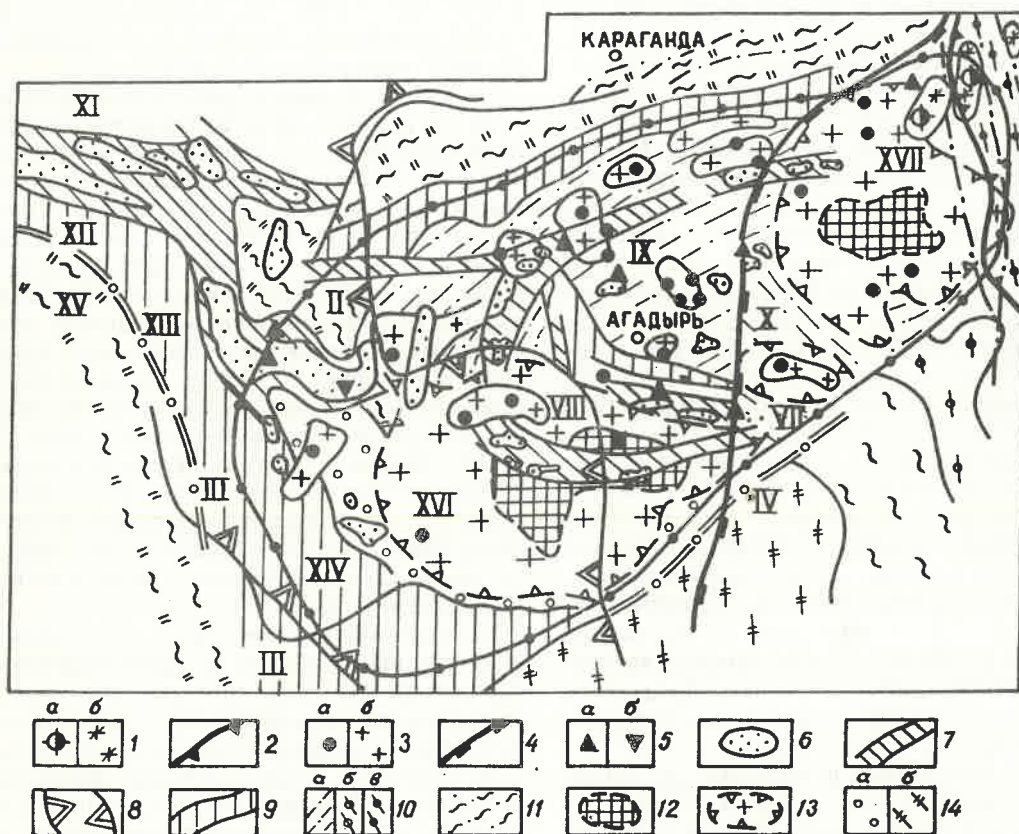


Схема Центральноказахстанской металлогенической провинции (составлена В. Н. Любецким и Я. А. Косалсом): 1 — рудопроявления и месторождения цирконий-тантал-ниобий-редкоземельных элементов (а), связанных с щелочной аляскит-гранитной формацией, P_1-T (б); 2 — западная границы ареала рифтогенного трахибазальт-трахириолитового вулканоплутонического магматизма, $D-P_1$; 3 — молибден-вольфрамовые месторождения и проявления (а), связанные с гранит-лейкогранитной формацией, P (б); 4 — западная граница ареала распространения андезитового и дацит-андезитового рифтогенного вулканоплутонического магматизма, C_1 ; 5 — стратиформные барит-свинцово-цинковые (а) и железо-марганцевые (б) месторождения; 6 — рифтогенные вулканотерригенно-карбонатные мульды, D_3-C_1 ; 7 — линейные палеорифтовые зоны, D_3-C_1 ; 8 — ареал дацит-риолитового и риолит-базальтового рифтогенного вулканоплутонического магматизма, $D_{1,2}$ и гранитоидные интрузии, $D_{2,3}$; 9 — венд-ордовикские палеорифтовые зоны кремнисто-диабазовых (спилитовых) и офиолитовых образований; 10 — зоны мафически-сиалического (а), мафического (б) и сиалически-мафического (в) типов; 11 — зеленокаменные пояса докембрийского основания; 12 — негранитизированное ядро гранитогнейсовых куполов; 13 — гранитогнейсовые купола; 14 — блоки докембрийского фундамента в основании фанерозойских структур, сложенных амфиболитовой (а) и гранулитовой (б) фациями метаморфизма с широким проявлением процессов гранитизации; венд-ордовикские зоны: I — Тектурмасская, II — Атасуйская, III — Жамантас-Чу-Илийская, IV — Бектаутинская, V — Талдыэспетау-Ткенектинская; позднедевонско-раннекарбоновые рифтовые зоны: VI — Успенская, VII — Акбастауская, VIII — Акжал-Аксоранская; фамен-турнейские рифтогенные мульды: IX — Кайрактинская, X — Уралбайская, XI — Шанканская, XII — Шубаркульская, XIII — Жайильминская, XIV — Мийкайнарская

ды последовательно дифференцированной толеитовой серии, тяготеющей к трендам базальтов островных дуг энсиалического типа, обогащенные золотом. Золоторудные районы тяготеют к активным элементам подвижных поясов тектоносферы — тектоноферам и сопряженным с ними глубинным разломам, имевшим прямую связь с мантией.

Районы полиметаллического оруденения приурочены к рифтовым системам (Каратауский, Рудноалтайский и Центральноджунгарский). Проведено сопоставление районов со стратиформным типом свинцово-цинкового оруденения с Атласской и Красноморской провинциями, районов с колчеданно-полиметаллическим — с провинциями Квинсленд и Южный Уэльс в Австралии [10,17]. Перечисленные провинции независимо от различий генетических типов свойственных им месторождений характеризуются сходными физическими полями и глубинными структурами, поскольку на определенных этапах зарождение и формирование рудообразующих систем протекали по общей схеме.

Анализ гравитационного поля Атласской и Красноморской рудных провинций, приуроченных к относительно молодым рифтогенным структурам, показывает, что они являются типичными для всех металлогенических провинций. Интенсивность и формационный тип полиметаллического оруденения определяются спецификой и размахом рифтогенных процессов в разных участках подвижных поясов тектоносферы. С субокеаническими рифтовыми системами Чингиза, Прииртышья (Рудный Алтай) связано колчеданное медное и медно-полиметаллическое оруденение, с межконтинентальными и внутриконтинентальными рифтовыми системами — стратиформное барит-свинцовое (Каратауский, Байконурский и др.). Рифтовые зоны редуцированного развития (Сарытумская, Восточно-Кокчетавская) характеризуются ограниченными масштабами полиметаллического оруденения.

Каратауский и Рудно-Алтайский районы, сформировавшиеся в межконтинентальных рифтовых системах, имеют линейное строение. Каратауский район, уникальный по запасам полиметаллов и фосфоритов, содержит все минеральные комплексы, свойственные современным рифтам. Рудные районы Центрального Казахстана (Атасуйский, Акжал-Аксоранский и др.), Центральной Джунгарии (Текелийский, Усекский, Коккуз и др.) сформированы во внутриконтинентальных палеорифтовых системах.

Для районов полиметаллического оруденения характерна повышенная мощность земной коры, что обусловлено развитием рифтогенных структур на зрелых континен-

тальных корах — реликтах древних срединных массивов. Вмещающие оруденение покровно-складчатые комплексы несогласно перекрывают насыщенные телами гранитов породы более древних структурных этажей. Указанная особенность обусловлена полициклическим рифтогенезом (байкальско-каледонским, герцинским и альпийским). Характерны также пояса глубинных разломов, развитые в бортах рифтов и сопровождаемые зонами смятия. Они формировались на континентальных склонах и разграничивали коры континентального и «субокеанического» типов. Разломы рассекали земную кору, вскрывали и активизировали глубокие горизонты, обеспечивая пути проникновения мантийных флюидов в ее верхние слои. Области активной магматической переработки континентальной коры в осевых частях рифтов (подобных Красноморскому) или в прибрежных зонах океанов (дивергентные окраины литосферы плит) отмечаются линейными положительными гравитационными аномалиями. Они не оптимальны для формирования крупных месторождений.

По мере удаления от оси рифтов внутрь континентов взаимодействие базальтоидных расплавов и сиалического вещества континентальной коры становится все более полным, увеличивается доля кислых выплавов. Такие области отмечаются зонами высоких градиентов силы тяжести. К ним тяготеет наибольшее количество крупных рудных объектов [10]. Далее по латерали эти области сменяются глубинными зонами ультраметаморфизма, гранитизации и линейными поясами гранитов, которые фиксируются отрицательными гравитационными аномалиями. С гранитами чаще всего связано редкометальное оруденение.

По данным изучения изотопного состава рудного и породного свинца, стратиформные полиметаллические месторождения каратауского типа формировались в несколько этапов. На первом (байкальско-каледонский активный рифтогенез) в бортах и осевых частях раннекембрийских рифтовых долин накапливались металлоносные осадки с золотом, фосфором, ванадием, барием, цинком, молибденом, редкими землями и фтором. При дальнейшей активизации нагретыми восходящими флюидами (герцинский этап) происходила ремобилизация свинца, цинка, бария (при слабом перераспределении молибдена, ванадия, редких земель и меди) и по поперечным зонам разломов они выносились в Каратауский фамен-турнейский морской бассейн, тогда как для атасуйского типа характерно вулканогенно-осадочное рудоотложение в фамен-турнейское время. В третий, эпигенетический, этап при диагенезе и ТМА происходило преобразова-

ние стратиформных рудных залежей с формированием магматогенных скарновых и гидротермальных метасоматических месторождений.

Районы медного оруденения. Промышленное медное оруденение представлено тремя основными формациями: медноколчеданной, медно-порфировой и медистыми песчаниками, образующими, очевидно, вертикальный ряд последовательно развивающейся герцинской глубинной флюидно-магматогенной рудообразующей системы.

Медноколчеданное оруденение тяготеет к палеоокеаническим рифтам, в пределах которых происходил спрединг океанической коры. Эталоном такого типа структур является Западно-Мугоджарская зона на Южном Урале. Для нее характерно сходство нижне-среднедевонских базальтовых лав, пиллоулав с подводными лавовыми потоками, наблюдаемыми в современных океанских рифтовых зонах: подушечные, пластовые, трубообразные потоки, канатные поверхности лав и др. [21]. Этот вывод подтверждается также химическим составом базальтовых пород, отвечающих мировому петрохимическому эталону MORB — индикатору геодинамической обстановки срединно-океанических хребтов, наличием в нижней части второго (эффузивного) слоя комплекса параллельных пластинчатых даек.

В современной структуре (Л. Д. Любецкая, В. Е. Бутенко, Т. Б. Саргаскаев, Е. И. Рацбаум, 1991) зона представлена сильно сокращенным в плане (за счет сближения бортов и закрытия ядерной части) образованием. Сокращение ширины верхней части зоны оценивается в 3—4 раза. По этой причине на структурно-скоростной модели земной коры Западно-Мугоджарская зона имеет шатровое строение. Ее ядерная часть сложена высокоскоростным и высокоплотным комплексом пород: в интервале глубин 6—20 км — это базальтоидные комплексы среднепалеозойской океанической коры, а ниже — гранулитовые по метабазальтам додевонской океанической коры, разделенные на глубинах 22—24 км палеоповерхностью Мохоровичича. Борта структуры, совпадающие с пограничными разломами, четко выражены градиентами скорости, наклоненными к поверхности под углом 25—45°, падающими во внешние стороны от оси зоны.

Колчеданное медное оруденение с золотом тяготеет к западной половине зоны, локализуясь вблизи и непосредственно в ограничивающем зону разломе. Вмещающими являются зеленокаменноизмененные, метасоматически замещенные породы в результате кремнисто-щелочно-натриевого метасоматоза. Рудные тела локализованы

вблизи субвулканических тел умеренно кислого состава.

Сходные с Западно-Мугоджарской зоной глубинное строение и металлогенический профиль имеют Акбастау-Космурунская в Чингизе и, возможно, Прииртышская подзона в Рудном Алтае. Надежный поисковый признак — линейные положительные гравитационные аномалии предельно высокой интенсивности в сочетании с проявлениями инициального вулканизма основного состава. Оруденение тяготеет к бортам зон, локализовано в глубинных разломах или вблизи них и расположено закономерно по отношению к глубинным магматическим очагам, фиксируемым геофизическими методами.

Медно-порфировое оруденение тесно связано с зонами и поясами интенсивного рифтогенного вулкано-плутонического и сопряженного плутонического магматизма андезитового — монцитонитовидного рядов [2,8,15]. Крупнейшая провинция медно-порфирового оруденения Казахстана тяготеет к внешним периферическим частям Кентерлау-Матайской зоны рассредоточенной базификации и сформирована на этапе центростремительного закрытия последней в интервале от раннего турне до конца позднего палеозоя. Закрытие происходило вследствие сжатия и надвигания периферических блоков Балхашского срединного массива во внутреннюю «океанизированную» область. При этом сформировалась активная континентальная окраина с интенсивным магматизмом островодужного типа в висячем боку системы пограничных разломов. Островодужные вулканические поднятия и междуговые прогибы служили основанием Прибалхашско-Илийскому наземному вулканическому поясу, контролирующему медно-порфировое оруденение.

Месторождения расположены исключительно в краевых частях вулканического пояса. Крупные месторождения (Коунрад, Борлы, Бесшоки, Актогай, Коксай) тяготеют к внутреннему краю, наложенному на активные островодужные поднятия (Токрау-Ортасуйское, Калмакэмельское и др.) и приближенному непосредственно к зоне рассредоточенной базификации. Следовательно, крупные месторождения тяготеют к переходной области сопряжения Внешней и Внутренней мегазон Джунгаро-Балхашской системы, островодужным вулканогенно-осадочным образованиям андезит-базальтовой и андезитовой формаций.

Медное оруденение имеет тесную пространственно-временную связь с поздней порфировой формацией, завершающей последовательно развивающийся ряд вулканитов. Месторождения локализованы в подня-

тиях средне-позднепалеозойского возраста, где мощность вулканитов минимальная. Из данных ГСЗ следует, что поверхность гранитно-метаморфического слоя в области глубоких вулканических прогибов Токрауской впадины расположена значительно глубже (15 км), чем в их краевых частях (6—7 км). В районе месторождения Коунрад на глубине 6—7 км сейсморазведкой выявлена кровля скрытого гранитогнейсового купола.

Мелкие месторождения (Алтуайт, Алма-лы, Нурбай и др.) тяготеют к внешнему краю вулканического пояса, наложенному на пассивные островодужные поднятия, максимально удаленные от упомянутой выше зоны рассредоточенной базификации. Эта часть пояса как бы наложена на относительно слабоизмененный древний срединный массив, и здесь формировалось сложное комплексное оруденение, представленное магматогенными скарновыми железорудным, медными и полиметаллическими проявлениями в совокупности с гидротермально-метасоматическими полиметаллическими и молибден-порфировыми месторождениями [2].

Месторождения медистых песчаников (Жиланды, Джезказган, Жаман-Айбат и др.) приурочены к терригенным отложениям карбона, C_{1-3} , выполняющим Тенизскую и Чу-Сарысу́йскую впадины [1, 15, 18] и наложенным на сопряжения каледонско-докембрийского основания Тенгиз-Кокчетавского, Улутауского и Атасу-Джунгарского срединных массивов. Наиболее благоприятны участки подвижных поясов внутри каркаса глубинных разломов на месте срединных массивов с зонами рассредоточенной базификации, с блоками деструктурированной континентальной и океанической коры и фрагментами рифей-раннепалеозойских рифтогенных структур, регенерированных ГГК. В составе разреза чехла терригенных отложений карбона выявлены горизонты пепловых туфов, а в стратиформных залежах медистых песчаников установлены повышенные концентрации кобальта, никеля, рения, осмия и платины, что указывает на определенную, хотя и удаленную, связь стратиформного рудоотложения с базальтоидным вулканизмом, проявленным в определенных районах развития медно-порфирового оруденения.

Промышленные скопления медного оруденения сосредоточены в тектоническом узле сочленения субширотных и меридиональных складчато-разрывных структур, ограниченных тремя региональными разломами (Теректинским, Восточно-Улутауским и Идыгейским), контролирующими размещение даек базальтов раннепермского возраста.

Основная масса промышленных руд, по мнению большинства исследователей, является эпигенетической, связанной с переотложением стратиформных руд в виде множества секущих пластовых и жильных тел в сероцветных песчаниках под воздействием нагретых (термальных артезианских) вод в полях скрытых очагов базальтоидного магматизма.

Редкометалльные рудные районы. Основное редкометалльное оруденение связано с герцинским тектоно-магматическим циклом, особенно с наиболее молодыми, позднепалеозойскими, гранитными формациями (гранит-лейкогранитной, гранит-лейкогранит-аляскитовой, лейкогранит-аляскитовой, аляскит-щелочно-гранитной и др.), распространенными в зонах глубинных разломов корового заложения в пределах герцинид, зон ТМА каледонид и докембрийских срединных массивов, тогда как с поздними дифференциатами каледонского тектоно-магматического цикла связаны лишь мелкие рудопроявления редких металлов [1, 6, 19, 20].

Пространственное размещение редкометалльного оруденения определяется участками его выхода на земную поверхность или скрытыми на глубине (до 5 км) ГГК и ареалами их развития в складчатом основании палеозойского. По геохимической специализации выделяются четыре типа редкометалльных геохимических провинций — литофильно (Be-Mo-W)-мафически-сиалические, литофильно (Be-W-Sn-Ta)-сиалические, литофильно (Be-Ta-Nb-Zr-V-TR)-сиалически-мафические и литофильно (Mo-W-Sn-Nb)-мафически-иалические, характеризующиеся различными соотношениями не только редкометалльных, но и халькофильных и сидерофильных элементов, что приводит к формированию «гибридных» рудных формаций, металлогенических зон и рудных поясов [7].

Однозначно выявлено, что все редкометалльные рудные поля, районы и пояса приурочены к ареалам распространения редкометаллоносных аллохтонных фанерозойских гранитоидных формаций соответствующих редкометалльных геохимических провинций, в основании которых расположен геохимически специализированный гранитизированный сиалический гранито-гнейсовый фундамент, представленный многоэтапно регенерированными гранито-гнейсовыми куполами и сопряженными с ними гранулит-гнейсовыми и амфиболит-гнейсовыми (зеленокаменными) поясами [6, 7].

По характеру соотношения рудогенерирующих гранитоидных интрузий с ГГК можно

выделить пять типов редкометалльных рудных узлов и районов.

1. Стратиформные рудные поля и узлы, связанные с докембрийскими внутриконтинентальными гранитогнейсовыми и амфиболит-гнейсовыми комплексами (Имантау-Баянский, Каракамыс-Кызылэспинский, Узунжальский, Центральнотарбагатайский и др.).

2. Рудные поля и узлы, связанные с фанерозойскими внутрикупольными аллохтонными плутоническими гранит-лейкогранит-аляскитовыми формациями зон ТМА в пределах докембрийских выступов (Кокчетавский, Улутау-кий и др.).

3. Рудные поля, связанные с аллохтонными гранитоидными формациями по периферии ГГК с амфиболит-гранулитовыми поясами (Кокчетавский и др.).

4. Рудные поля и узлы, связанные с аллохтонными плутоническими формациями и негенерированными ГГК в палеозоидах и надкрытыми (до 3—5 км) ГГК в их основании (Центральнотарбагатайская, Чингиз-Тарбагатайская, Калба-Нарымская зоны и др.).

5. Рудные поля и узлы, связанные с рифтогенными вулканоплутоническими гранитоидными формациями в зонах глубинных корово-мантийных разломов вне связи с ГГК (Центральнотарбагатайская, Чингиз-Тарбагатайская и другие зоны), обычно обладающие низкой редкометалльной рудной продуктивностью.

Форма и размеры редкометалльных рудных узлов, зон и поясов определяются преимущественно размерами ГГК, глубиной их залегания, степенью их регенерации, удаленностью аллохтонных интрузий среди палеозоид от докембрийского гранитогнейсового и амфиболит-гранулитового основания и ГГК. Выделенные на этой основе рудные узлы, зоны и пояса совпадают с линейными зонами глубинных разломов корового заложения, оперяющих рифтогенные коровомантийные разломы вулканоплутонических поясов.

Пространственная разобщенность фанерозойских редкометалльных рудных поясов обусловлена: 1) существенными различиями окислительно-восстановительных условий возникновения и эволюции геохимических провинций и петрогеохимическими особенностями исходного субстрата; 2) окислительно-восстановительной и кислотно-щелочной эволюцией восходящих флюидных потоков до и во время палингенного магмообразования; 3) динамикой флюидного режима во время движения и кристаллизации магматического расплава в камере становления.

Таким образом, на основе глубинного строения по-новому поняты условия формирования и закономерности локализации

большинства месторождений различных промышленно-генетических типов. Это выдвигает новый круг задач, с решением которых только и возможно дальнейшее успешное развитие металлогенических исследований в Казахстане. Если оруденение тяготеет к рифтогенным или островодужным системам, к зонам рассредоточенной базификации, то место проявления и внутренняя организация соответствующих металлогенических областей будут определены, с одной стороны, законами развития глобальной структуры Казахстана в целом, а с другой — законами развития каждой из этих систем, их типами, подтипами, свойственными им режимами развития — магматическим, флюидным и др.

Вместе с тем, изучение такого рода структур в Казахстане только начато, поэтому свойства их малоизвестны, а следовательно, законы организации металлогенических провинций в значительной мере не познаны.

Приведем такой пример. Большинство полиметаллических провинций в Казахстане характеризуются линейной (поясовой) формой. В Центральном Казахстане полиметаллическое оруденение проявлено на обширной площади, в пределах огромного овала (см. рисунок). Причины этого явления не раскрыты. Они состоят в том, что поясовые рудные провинции тяготеют к межконтинентальным рифтовым системам, имеющим линейную организацию, а Центральнотарбагатайская — к внутриконтинентальной. Формы подобных систем чаще всего овальные (Восточно-Африканская, Байкальская и др.). Л. И. Лобковским рассмотрена геодинамика рифтовых систем на основе двухъярусной тектоники плит и представлений о реологической стратификации литосферы [9]. Из его работы ясны причины, по которым возникают овальные планы рифтовых систем, тот рубеж и условия, когда они переждаются в линейные системы.

На площади Центральнотарбагатайской металлогенической провинции локализовано огромное количество редкометалльных месторождений и рудопроявлений. Однако вопрос о причинах их появления до сих пор остается дискуссионным. Редкометаллоносность обусловлена длительной эволюцией гранит-метаморфического слоя под воздействием высокой активности полициклического рифтогенеза и окисления восстановленных восходящих флюидных потоков в оперяющих коровых разломах на расстоянии до 100 км от рифтогенных структур. Таким образом, можно заключить, что редкометалльное оруденение — также следствие рифтогенеза, деструкции сиалического докембрийского основания, выделенного Г. Н. Щербой [18,20] в виде геотектоногенов.

Отныне выявление металлогенических провинций, рудных поясов и зон в Казахстане должно быть обусловлено данными не только о развитии благоприятных геологических образований на поверхности, но и о строении глубинных «корневых» частей этих зон. Возможны отдельные расхождения планов размещения благоприятных геологических образований на поверхности и глубинных структур. На этих участках геохимические провинции становятся нерудными.

Основные задачи и направления дальнейших исследований: 1) составление карты глубинного строения Казахстана в масштабе 1: 1 500 000; 2) составление глубинной металлогенической карты м-ба 1: 1 500 000 с элементами прогноза; 3) разработка петрологических моделей рудно-магматических систем различных геодинамических условий магмообразования; 4) разработка комплексных моделей стратиформных рудообразующих систем основных рифтогенных структур; 5) разработка прогнозно-поисковых моделей на основе изучения глубинного строения и геодинамического режима развития основных типов структурно-металлогенических зон и рудных поясов; 6) разработка новых принципов и технологии прогнозирования и поисков месторождений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абдулин А. А., Шлыгин А. Е. Металлогения и минеральные ресурсы Казахстана. — Алма-Ата: Наука, 1983.
2. Бекжанов Г. Р. Глубинные структуры и медно-порфировое оруденение Джунгаро-Балхашской складчатой системы. — Алма-Ата: Наука, 1984.
3. Добрецов Н. Л. Введение в глобальную петрологию. — Новосибирск: Наука, 1980.
4. Докембрий в фанерозойских складчатых поясах /Под ред. К. О. Кратца, А. К. Запольского. — Л.: Наука, 1982.
5. Иванкин П. Ф., Фотиади Э. Э., Щеглов А. П. Опыт построения моделей тектоносферы подвижных поясов // Геотектоника. 1974. № 5. С. 35—52.
6. Косалс Я. А., Пушко Е. П., Степаненко Н. И. Гнейсогранитные купола и редкометалльное оруденение в палеозоидах как показатель наличия силалического докембрийского фундамента // Металлогеническое значение вулcano-тектонических структур. Ч. 3. — Хабаровск, 1988. С. 94—96.
7. Косалс Я. А., Любецкий В. Н. Типы геохимических провинций, редкометалльных рудных поясов и металлогенических зон Казахстана / Сов. геология. 1992. № 3. С. 56—67.
8. Кривцов А. И. Прикладная металлогения. — М.: Недра, 1988.
9. Лобковский Л. И. Двухъярусная тектоника плит — геодинамика и геолого-геофизические следствия. Геологическая история территории СССР и тектоника плит. — М., 1988. С. 121—134.
10. Любецкий В. Н., Любецкая Л. Д. О связях свинцово-цинкового оруденения с особенностями глубинного строения рудных провинций // Сов. геология. 1987. № 12.
11. Любецкий В. Н., Любецкая Л. Д. Гранитогнейсовые купола // Тектоника и глубинное строение Северного Казахстана. Алма-Ата, 1988. С. 58—74.
12. Любецкий В. Н. Гранитогнейсовые купола в основании фанерозойских структур Казахстана // Изв. вузов. Геология и разведка. 1989. № 7. С. 28—36.
13. Любецкий В. Н. Структуры основания и локализация оруденения Калбы по геофизическим данным // Геолого-генетические модели рудных полей как основа прогноза скрытого оруденения. Алма-Ата, 1989. С. 15 — 25.
14. Любецкий В. Н., Любецкая Л. Д., Науменко А. В. Рифтогенные структуры Центрального Казахстана // Сов. геология. 1989. № 9. С. 58—65.
15. Металлогения Казахстана. Металлогенические комплексы и закономерности их проявления. — Алма-Ата: Наука, 1983.
16. Металлогенические провинции и пояса Казахстана / Под ред. Г. Н. Шербы. — Алма-Ата: Наука, 1983.
17. Рифтогенез палеозойской истории рудной провинции Каратау / В. Н. Любецкий, Л. Д. Любецкая, Ю. А. Калашников и др. // Геотектоника. 1988. № 5.
18. Твалчрелидзе Г. А. Металлогения земной коры. — М.: Недра, 1985.
19. Щеглов А. Д., Говоров И. Н. Нелинейная металлогения и глубины Земли. — М.: Наука, 1985.
20. Шерба Г. Н. Геотектоника и металлогения. — Алма-Ата: Наука, 1988.
21. Ярославцева Н. С. Петрология и метаморфизм базальтоидов зеленокаменной зоны Мугуджар. — Алма-Ата: Наука, 1981.

УДК 553.41

© М. М. Константинов, 1993

Золоторудные гиганты

М. М. КОНСТАНТИНОВ (ЦИНГРИ)

Проблеме формирования крупных рудных концентраций уделяется постоянное внимание геологов-рудников [1,3,6,7 и др.]. Для месторождений золота она имеет ряд особенностей.

По оценке экспертов нашей цивилизацией добыто из земных недр примерно 100—120 тыс. т золота. Из них более 43 тыс. т приходится на уникальное месторождение

Витватерсранд в Южной Африке, около 20 тыс. т на три десятка объектов, на каждом из которых добыто порядка 500—1500 т металла. Все остальное количество извлечено из средних и мелких месторождений, число которых составляет по всему миру около одной тысячи.

Открытие в СНГ в последние десятилетия ряда крупных золоторудных месторожде-

ний, в т. ч. в старых горнорудных районах, показывает, что задача прогноза, поисков и оценки золоторудных месторождений-гигантов остается актуальной и имеет большое народнохозяйственное значение.

Основным направлением в решении проблемы прогнозирования крупных объектов является поиск эмпирических особенностей их размещения и локализации рудного вещества, совокупность которых позволила бы надежно прогнозировать и отличать потенциально крупные месторождения от средних и мелких аналогов. Так, М. Б. Бородаевская, Д. И. Горжевский и М. М. Константинов [1] в качестве признаков крупных золото-серебряных объектов приводят длительное формирование рудоносных вулканических построек, наличие вулканических и гидротермальных эксплозий, высокую активность калия, полиформационный характер рудовмещающих метасоматитов.

И. Н. Томсон [6] отмечает большую роль рудоконцентрирующих и очаговых структур. Наряду с длительностью и многоэтапностью формирования крупных месторождений, сложностью минерального и металлического состава руд, по его мнению, важны такие особенности, как наличие в рудах характерных минералов-аксессуаров, изотопный состав элементов, их соотношение в рудных минералах, более восстановительные условия рудоотложения (по составу газов газовой-жидких включений и типоморфным минералам).

В. П. Федорчук (1990) считает, что для образования уникальных месторождений необходимы аномалии их геологических позиций, т. е. принадлежность к определенной геолого-тектонической эпохе минералообразования, связь с геологическими структурами глубокого и сверхглубокого заложения. Кроме того, следует учитывать рудолокализирующую роль локальных изолированных структур трубчатого типа, представляющих собой места изгиба и пересечения региональных разломов, прорыва магматических масс и высокотемпературных флюидов.

Наряду с анализом различной геологической информации, интерес представляет теоретическое обоснование механизмов возникновения крупных рудных концентраций.

Для определения условий формирования золоторудных гигантов необходимо постулировать два типа глубинной энергетики — концентрических и линейных тепловых потоков. Первый из них взят на вооружение плитной тектоники в качестве горячих мантийных точек. По данным сторонников плитной тектоники, передвижение континентальной плиты над мантией и периодическое ее «прожигание» горячей мантийной точкой ведут к формированию месторожде-

ния. Важно подчеркнуть, что этот процесс должен сопровождаться активным структурообразованием, обусловленным тепловым воздействием и объемным расширением и перекристаллизацией (гранитизацией) пород (первая стадия структурообразования); плавлением субстрата, изливанием лав, компенсационными просадками (вторая стадия). Аналогичным структурным эффектом должны, по-видимому, выражаться и линейные тепловые потоки.

По данным А. Г. Миронова [9], при взаимодействии сосуществующих кислого и базальтового расплавов при температуре 1200°C и давлении 100 МПа происходит перераспределение золота в кислый расплав за счет уменьшения его концентрации в базальте, причем флюидная фаза служит главным агентом такого переноса. В случае возникновения андезитового слоя в зоне смешения магм он становится основным концентратором золота. Как только механизм диффузионного перемещения золота вступает в действие, масштабы концентрирования металла начинают зависеть, по-видимому, от трех факторов: содержания золота в первичном базальтовом расплаве, длительности процесса, интенсивности энергетического глубинного потока.

Эксперименты позволяют наметить два возможных варианта процесса: диффузия золота в гранитный слой и его дальнейшее перемещение в область рудоотложения гидротермами различного генезиса (флюидный тип диффузии); накопление золота в андезитовых магматических камерах и его концентрированное поступление в результате трещинообразования и эксплозивных процессов (условно флюидно-вулканический тип диффузии). В первом случае формируются гидротермально-осадочные руды, развивается коровый гранитоидный магматизм с сопряженным оруденением или эти процессы совмещаются.

Прежде всего возникает вопрос, насколько такой подход применим к «супергиганту» — рудному полю Витватерсранд. Рудный район Витватерсранд приурочен к крупному синклинорному прогибу северо-восточного простирания, протяженностью около 350 км при ширине 25—50 км. Эта структура интерпретируется В. Е. Хаиним как межгорный прогиб, выполненный орогенной моласой. Прогиб осложнен серией куполов, в ядрах которых выходят граниты, а по периферии последовательно фиксируются все составляющие рудоносной свиты Витватерсранд общей мощностью около 8 км. Залегание ее более крутое в бортах прогиба и более пологое в центральных частях.

Свита сложена терригенными обломочными отложениями — кварцитами, гравелита-

ми, глинистыми сланцами, песчаниками, конгломератами. Нижний ее отдел мощностью 2700—6000 м менее золотоносен. Он состоит преимущественно из сланцев и тонкозернистых кварцитов. Верхний отдел мощностью 1500—4500 м в большей степени насыщен грубообломочными фациями и включает основные горизонты золотоносных конгломератов (Майн, Майн Лидер, Южный и Карбон Лидер).

Золотоносные горизонты представляют собой пласты конгломерата мощностью от нескольких десятков сантиметров до нескольких метров с кварцевой галькой и плотным кварцевым цементом, содержащим золото. Наряду с кварцем, составляющим 70—80 % цемента конгломерата, в нем отмечаются тонкозернистый серицит, хлорит, мусковит, пиррофиллит и небольшое количество акцессорных минералов — рутила, циркона, ксенотима, монацита, турмалина и граната. Из рудных минералов в основной массе конгломерата содержатся сульфиды — пирит, марказит, пентландит, пирротин, сфалерит, халькопирит, галенит, кобальтин, линнеит, арсенопирит.

Из сульфидов преобладает пирит, к которому часто приурочено золото, представленное обычно тонкозернистой вкрапленностью. В цементе отмечаются также детритовые зерна осмистого иридия в сростании с самородной платиной, обрастающие новообразования самородного золота и пирита. Золото часто присутствует в пирите, пирротине, халькопирите, арсенопирите, линнеите, пентландите, сфалерите, галените и кобальтине. Наиболее тесно оно ассоциирует с пирротинном.

В цементе вторичное золото наблюдается в виде тонких слойков и пленок на зернах сульфидов или в виде прожилков, проходящих из цемента в трещины кварцевых галек и даже частично замещающих последние. В богатых участках рудных тел золото может присутствовать в крупных кристаллах, при этом оно часто сопровождается графитом, нарастая на зерна последнего или пересекая их. Однако графит может встречаться и независимо от золота. Золото в рудах высокопробное (850—950); отношение серебра к золоту, по данным различных авторов, 1:10—1:15.

Золото в рудоносных горизонтах распространяется неравномерно. Оно может концентрироваться у основания или в их верхней части. Богатые струи совпадают с полосами более крупнообломочных конгломератов и, судя по ориентировке галек, с направлением транспортировки материала. Между струями в рудном горизонте размер галек уменьшается, появляются участки кварцитов.

Общепризнанная палеоорусловая модель

образования руд этого уникального месторождения, являющаяся руководящей при поисках однотипного оруденения на древних щитах, обладает рядом фундаментальных противоречий. Так, в связи с находками ископаемых остатков подвергается все большему сомнению постулат о бескислородной атмосфере архея, с помощью которого снимались некоторые противоречия модели (наличие неокисленных сульфидов и др.). Палеоорусловая модель не позволяет объяснить и некоторые другие обстоятельства: наличие геохимических ассоциаций Au-S-Fe-As-Cu и U-C-Ti; обогащенность самородного золота ртутью (1—4 %) и его мелкая размерность, не соответствующая размерности золота в россыпях и в целом отвечающая таковой в месторождениях архейских зеленокаменных поясов; обогащение золотом глинистых составляющих разреза (до 0,1—1 г/т) на площадях в сотни квадратных километров [2].

Нельзя не учитывать и установленную в последнее время повышенную золотоносность гранитоидов, подстилающих осадочный золотоносный бассейн. В частности, по материалам бурения 130 скважин по периферии бассейна установлен характер субповерхности архейского гранитного основания ниже нижнепротерозойских осадочных и вулканических покровов [13]. Оно характеризуется площадным развитием пропицитизации, серицитизации, карбонатизации и грейзенизации, а также околожильными изменениями состава кварц—калийшпат—хлорит—карбонаты—сульфиды—флюорит. Гидротермально измененные граниты возраста $\leq 3,050$ млрд лет обогащены Au и U, причем концентрация Au достигает 5,4—5,9 ч/млн. Выдвигается гипотеза, что развитие россыпеобразующих процессов в бассейне и концентрация Au и U в верхних составляющих свиты Витватерсранд синхронизированы с процессами гидротермально-метасоматического преобразования апикальных частей гранитоидов, а часть металлоносных гидротерм могла непосредственно обогащать осадочные породы.

Новые данные побудили ряд исследователей предложить гидротермально-осадочную модель образования золотоносных конгломератов. В частности, Р. Хатчинсон [11] проводит параллель между конгломератами Витватерсранд и месторождениями архейских зеленокаменных поясов. Золото в обоих случаях тонкое, с высоким содержанием Hg. Субпластовые залежи пирита присутствуют в виде стяжений в Витватерсранде и эксгалтов в вулканитах. Толеитовые базальтовые напластования и железосодержащие осадочные горизонты сходны геохимически и литологически. Обогащение золотом

ряда стратиграфических уровней позволяет предполагать, что химическое отложение преобладало над обломочным. Интересны описанные Р. Хатчинсоном водорослевые нитевидные текстуры золота в углеродных пластах. По его данным, золотоносные экскаваты поступали вдоль тектонически активного северо-западного края бассейна на дно мелкого моря. При этом концентрации пирита приурочены к краевой части бассейна, а отложение золота происходило в более удаленных окислительных обстановках вблизи водорослевых скоплений.

Какие же аналоги прослеживаются между этим «супергигантом» и, так сказать, рядовыми гигантами? Многие объекты, существовавшие в ряде достаточно разнообразных эпох и геологических ситуаций, характеризуются изометричными депрессионными структурами (Хоумстейк, Мурунтау). Обычно становление таких депрессионных структур связывается с процессами орогенеза, возникновением сводов и растяжением их апикальных частей. Однако разнообразие геологических ситуаций и приуроченность к таким структурам крупных месторождений позволяют полагать, что в этом объяснении заключена только одна сторона дела, другая связана с глубинными функционально обуславливающими рудоотложение процессами.

Для золото-кварцевых месторождений в терригенных толщах (типа Мурунтау) характерны стратифицированность, а также ряд литологических особенностей рудовмещающей толщи — тонкоритмическое строение, наличие вулканомиктовых прослоев, повышенная карбонатность, развитие песчанистых фаций в пределах рудного поля. Рудные тела в большей или меньшей степени конформны напластованию толщ. В то же время позиция рудных полей определяется структурными аномалиями — флексурами в плане и разрезе рудоносной толщи, изгибами и ветвлениями региональных разломов. Развитие процессов магматизма, метасоматоза и оруденения носит многоэтапный характер, причем сконцентрированы они в небольшом объеме трубообразной или линзовидно-конической формы. Совмещение термального метаморфизма и метасоматоза, внутрирудные дайковые комплексы, полихронная минерализация сложного состава — характерные элементы рудообразующего процесса. На рудном поле Мурунтау, по данным Х. Р. Рахматуллаева [5], произошло совмещение каледонского и герцинского рудогенеза, последовательно сформировались: кварц-золоторудное оруденение каледонид (O-S); кварц-калишпат-шеелит-арсенопирит-олоторудная минерализация позднекарбонового возраста, связанная с ди-

орит-гранодиоритовым интрузивным комплексом; дайковая серия плагиопорфиров, сиенит-диоритовых порфиров; кварц-полевошпат-пирит-арсенопирит-золоторудная, кварц-хлорит-полисульфидно-золоторудная и кварц-серицит-диксит-миаргирит-электроумовая минерализация позднего и конечного этапов герцинского тектоно-магматического цикла, связанные с пермским комплексом даек пестрого состава.

Характерен также региональный литологический контроль оруденения горизонтами песчанистых фаций. Это позволяет полагать, что формирование термокупольной структуры началось еще в период накопления осадков, а ранняя стратиформная золото-кварцевая минерализация с полосчатыми текстурами согласных кварцевых тел гидротермально-осадочного генезиса. Дальнейшее развитие термического процесса привело к формированию высокотемпературных флогопитовых метасоматитов, а затем к частичному плавлению субстрата, внедрению небольших интрузивных штоков по периферии концентрического теплового потока.

Полициклическая термокупольная структура, возможно, предопределила формирование рудного поля Хоумстейк (США), приуроченного к эллиптическому купольному поднятию протерозойских сланцевых толщ. Поднятие находится на продолжении к юго-западу архейского зеленокаменного пояса Абитиби Канадского щита, заключающего ряд крупных месторождений. Протерозойский комплекс пород сложен темно-серыми филлитами, зеленовато-серыми плагиоклаз-горнблендит-биотитовыми сланцами, кремнистыми сланцами с «очковыми» выделениями кварца (формация Пурмен); черными углисто-глинистыми сланцами и алевролитами, обогащенными сидероплезитом и куммингтонитом, насыщенными кварцевыми линзами, прожилками и гнездами (рудоносная формация Хоумстейк); темно- и светло-серыми массивными кварцитами (формация Эллизон). Осадочные протерозойские толщи формировались в депрессионной структуре, приуроченной к краевой части архейского поднятия, ограниченного крупным сбросом [12]. Х. Роджером допускается поступление горячих минерализованных источников на дно морского бассейна в период формирования рудоносной формации Хоумстейк, чем обусловлено образование в ней сульфидов.

В дальнейшем в результате складчатых деформаций сформировались сжатые антиклинальные и синклиналильные складки. Места их перегибов осложнены крутопадающими зонами рассланцевания, в целом конформными складчатости и заключающими плитообразные тела, линзы, гнезда и прожилки

кварца с крупнозернистым арсенопиритом, пирротинном и золотом. Содержанием сульфидов в рудных телах от 5 до 60 %, в среднем 8 %, золота на глубоких горизонтах около 4 г/т. Самородное золото имеет микроскопические размеры и присутствует в виде включений преимущественно на контактах зерен арсенопирита и пирротина.

В эоценовое время в протерозойскую складчатую структуру внедрились интрузии и дайки гранит-порфиров — риолитов, образующие пояс северо-северо-западного простирания и сопровождаемые свитой жил кварц-карбонатно-сульфидного состава с полиметаллической золото-серебряной минерализацией. В целом характерными чертами рудного поля Хоумстейк являются: приуроченность к сквозной рудоконцентрирующей структуре; заложение рудоносной структуры как депрессии, с последующей трансформацией в положительную сложностислоистую; высокая степень метаморфизма протерозойского сланцевого комплекса; стратиформность оруденения, ограниченного толщей углисто-глинистых карбонатсодержащих сланцев; длительность развития рудоносной структуры, совмещение в ней протерозойского и палеоген-неогеновых рудообразующих процессов.

Золото-мышьяковисто-сульфидные месторождения прожилково-вкрапленных руд в терригенных комплексах бедны информацией о геологических обстановках нахождения. Статистические данные по 15 объектам этого типа позволили установить, что для крупных месторождений характерна развернутость рудного процесса, которая выражается в полноте проявления и золотоносности как предрудных, так и завершающих минеральных комплексов. В связи с этим высоко информативными для крупных месторождений являются такие признаки, как наличие раннего золото-кварцевого парагенезиса, присутствие в рудах бравоита, вольфрамит, касситерита, леллингита, целестина, циркона, скуттерудита, а также киновари и флюорита. Особенно следует отметить повышенную серебристость крупных золото-мышьяковисто-сульфидных месторождений, проявляющуюся в сравнительно низкопробном золоте (750—900), наличии в рудах акантита и фрейбергита, высоких среднеаномальных концентраций серебра в первичных и вторичных ореолах. По-видимому, в целом участие серебра указывает на крупный рудообразующий процесс.

Некоторые месторождения в терригенных и метаморфических толщах такие, как Мурнтау, Советское, Бендиго, частично повторяют характерные для Витватерсранда стратиформность и многоярусность. Это побуждает многих геологов разрабатывать

осадочно-метаморфическую модель рудообразования: первичное обогащение осадков золотом, формирование первично-обогащенных формаций и его последующая миграция в благоприятные структуры (области пониженного давления, повышенной проницаемости и т. п.) в стадии диагенеза осадков, раннего и позднего метаморфизма. Этому противоречат компактность, замкнутость на небольших площадях объектов при большой протяженности рудоносных геологических формаций, что позволяет их противникам говорить о существовании глубинных источников металла и скрытых на глубине рудоносных интрузивах.

Суть нашей гипотезы состоит в том, что длительно формирующиеся энергетические центры предопределяли особенности структурообразования и седиментации, возможность концентрирования гидротермально-осадочных, гидротермальных и метаморфогенных золотых руд. В уже сформировавшихся полях длительно функционировавшие термопотоки оказывали большое влияние на образование локальной сложностислоистой и зон рассланцевания рудовмещающих толщ песчаноглинистого состава, которые в результате термического воздействия в условиях динамического сжатия приобретали повышенную пластичность. Это видно при сопоставлении ряда стратифицированных рудных полей, резко выделяющихся напряженностью тектоники (рис. 1). Подметивший последнее обстоятельство Ю. И. Новожилов [4] предложил выделять такие интенсивно дислоцированные участки как блоки особого развития.

Ко второму — флюидно-вулканическому — варианту диффузии золота можно отнести формирование *золото-серебряного оруденения* эпикратонных и окраинно-континентальных вулканических поясов, областей тектоно-магматической активизации. В качестве примера приведем Бaleyское рудное поле, известное из трудов П. С. Бернштейна, Н. В. Петровской, Ю. И. Симонова, В. Г. Хомица и других геологов. Оруденение локализуется в грабене, сложенном континентальными обломочными отложениями, и представлено золото-халцедон-кварцевой минерализацией жильного и штокверкового типа. Если не учитывать сложную микроблоковую тектонику рудного поля, то по изоконцентрациям оруденения, рудной и метасоматической зональности, признакам пликативных дислокаций фундамента отчетливо вырисовывается примерно изометричная депрессионная структура с куполовидным осложнением в центре. Таким образом, она как бы в уменьшенном размере принципиально повторяет структуру поля Витватерсранд. Весьма характерны и неко-

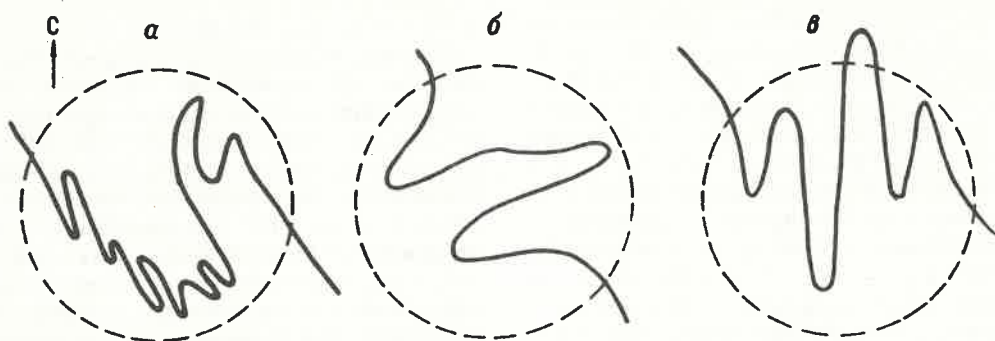


Рис. 1. Развитие сложной складчатости золоторудных полей в терригенных толщах в ареале термокупольных структур:
месторождения: а — Хоумстейк, б — Олимпиада, в — Майское; пунктирная линия — предполагаемый эпицентр термокупольной структуры

торые другие элементы геотектонической позиции и истории развития рудоносной структуры Балейского рудного поля: положение его на пересечении продольного регионального разлома с «рудоконцентрирующей» северо-западной Балейско-Дарасунской зоной разломов, впервые выделенной Н. А. Фогельман; длительная история развития структуры, реставрируемая путем анализа фаций и мощностей рудовмещающих пород и обусловленная сложными шарнирными перемещениями по граничным разломам; термическое воздействие на континентальные осадки в стадию их диагенеза, приведшее к их повышенной хрупкости при более поздних деформациях; повышенные концентрации золота в разрезе рудовмещающих толщ; на фоне длительного развития рудоносной депрессии — сравнительно кратковременный период рудоотложения, обусловленный «ударными» или «сейсмогенными» деформациями; глубокий источник рудного вещества, отсутствие связи оруденения с конкретными магматическими проявлениями.

Крупные месторождения этого типа в вулканоплутонических поясах, тяготеющие к сложнопостроенным вулканическим депрессиям и грабенам, наряду с длительностью развития магматизма, характеризуются совмещением типично вулканических прерудных аргиллизитовых и пропилитовых ассоциаций с более глубинными метасоматическими типами грейзенов, скарноидов и роговиков (месторождения Многовершинное, Дукатское). Месторождения вулканогенного класса часто отличаются одноэтапным или даже взрывным развитием рудообразующего процесса. На этих месторождениях, приуроченных к вулканическим кальдерам, формируются трубчатые или конические рудные тела и их системы. Однако рудообразованию предшествовало многоэтапное развитие магматизма, вулканической депрессии и поздних субвулканических и экструзивных фаций. Следовательно, руд-

но-магматическая система претерпевала длительную эволюцию.

Золото-сульфидно-кварцевые месторождения зеленокаменных поясов архея Йеллоунайф и Поркьюпайн (Канада), Калгурли (Австралия) представлены жильными зонами протяженностью десятки километров, при этом сохраняются устойчивый состав и строение. Вмещающие эти уникальные объекты зеленокаменные пояса образуют тектонические зоны шириной 10—60 км, в пределах которых выделяются центральная грабеновая и бортовые части. Последние с интенсивной складчатостью, развитием зон расслаивания, продольных и поперечных диагональных разломов. Общая последовательность формирования поясов характеризуется накоплением трех ассоциаций пород — мафической — ультрамафической вулканической, кислой вулканической и осадочной. Вулканические лавовые и пирокластические образования перемежаются с комагматическими им штоками, силлами и дайками интрузивных пород. Месторождения зеленокаменных поясов представляют собой кварц-карбонат-альбитовые метасоматические залежи в крутопадающих зонах расслаивания, заключающие от 5 до 10 % тонкозернистого пирита, небольшие количества теллуридов и сульфидов. Золото встречается в виде самородных выделений в кварце, сульфидах и теллуридах. Оно пространственно связано с вулканиками, будучи приурочено к поздним фазам вулканизма, и контролируется разрывными структурами. Выполненные в последнее десятилетие исследования зеленокаменных поясов показывают, что месторождения всего заключенного в них металлогенического ряда — медно-никелевые, золото-железисто-кварцитовые, золото-сульфидно-кварцевые — являются вулканогенными и вулканогенно-осадочными, занимающими закономерное положение в разрезе вулканогенных грабенов. Современное же строение место-

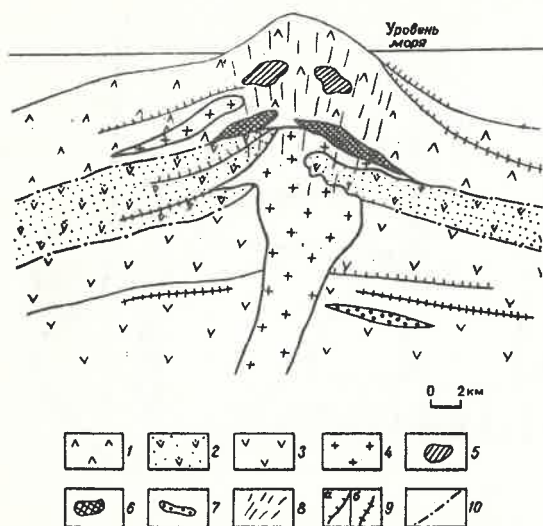


Рис. 2. Размещение разнотипного и разновозрастного оруденения, связанного с единым вулканическим комплексом и заключающего крупные концентрации золота (по Р. Анхауссеру, 1976):

1 — фельзиты; 2 — основные вулканы; 3 — ультраосновные породы; 4 — кислые интрузивы; минерализация: 5 — Cu-Zn-Ag (с Au) — Тьютоник Бор, 6 — Au (с небольшим количеством Ag) — Калгурли, 7 — Ni-Cu (с небольшим количеством Au) — Камбалда; 8 — эпитеармальные жилы и штокверки; 9 — стратиформные месторождения Au в железистых кварцитах; а — окисные, б — сульфидные и карбонатные фации; 10 — межформационные срывы

рождений определяется многоэтапными деформациями сжатия, региональным и дислокационным метаморфизмом (рис. 2).

С двумя вариантами реализации механизма энергетического перераспределения золота коррессируют два типа структурообразования: в системе базальт — гранит происходят объемное расширение пород и развитие куполов, в системе базальт — андезит — гранит — формирование магматической камеры, вулканизм и компенсационная депрессия. Смена одного варианта другим должна соответственно вызвать и смену структур: сначала куполообразование, затем секториальное погружение или вовлечение в общую депрессию.

Рассмотренными двумя моделями не исчерпываются условия формирования крупных месторождений золота. Третью модель, условно названную лампрофировой, можно приложить к ряду объектов с интенсивно проявленным трещинным магматизмом. Объем выполняющих трещинные системы даек на золоторудных полях достигает 30—50 % от общего объема пород, слагающих рудные поля, и вполне соизмерим с таковым интрузивного штока. При этом отмечается как многофазное развитие даек сходного состава, пересекающих и выполняющих разноориентированные системы трещин, так и чередование разнообразных по составу, нередко контрастных дайковых серий. Для прерудных дайко-

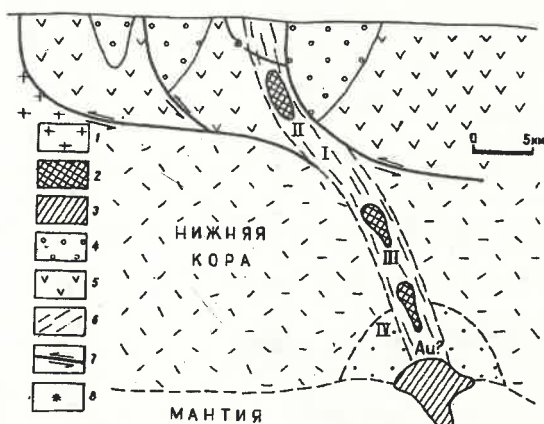


Рис. 3. Модель формирования лампрофирового магматизма и золотоносных флюидов [10]:

1 — древние гранитоиды; 2 — порфировые интрузии гранитов; 3 — лампрофиры; 4 — осадочные породы; 5 — вулканические породы; 6 — глубокопроникающие зоны рассланцевания; 7 — взбросо-надвиговые нарушения; 8 — месторождения золота; I — углеродсодержащая (мантийный CO₂) сквозная зона рассланцевания; II — нерадиоогенные Pb и Sr (±Au); III — радиоогенные Pb и Sr (±Au); IV — зона частичного плавления

вых комплексов характерны устойчивые повышенные концентрации золота — на два порядка выше кларковых.

Примером подобного стиля развития магматизма является месторождение Крипл Крик в штате Невада (США). Палеоген-неогеновая вулканическая депрессия, контролирующая рудное поле, размещена в древних гранитах и включает серии даек, которые, согласно описаниям С. Д. Шера (1972), отражают не менее десяти стадий эруптивной деятельности. Среди них выделяются серии даек латито-фенолитов, сиенитов, фенолитов и базальтов.

Позднее в центре вулканической депрессии сформировалось вертикальное трубообразное тело, известное под названием «Крессонов раздув», из которого добыто около 550 т золота. Работы остановлены на глубине 900 м из-за сильного притока горячих минерализованных вод. К лампрофировой модели рудообразования можно предположительно отнести также Кочкарское месторождение на Урале и Дарасунское в Восточном Забайкалье.

Формирование локальных глубоких очагов магмообразования на границе мантии и нижней урвней коры, с которыми связаны дайковые серии и концентрации золота, обусловлено развитием разломов глубокой проницаемости в консолидированных блоках (рис. 3); эта рудообразующая система наиболее характерна для областей тектономагматической активизации. Однако разрабатывающие эту гипотезу австралийские геологи считают ее значительно более универ-

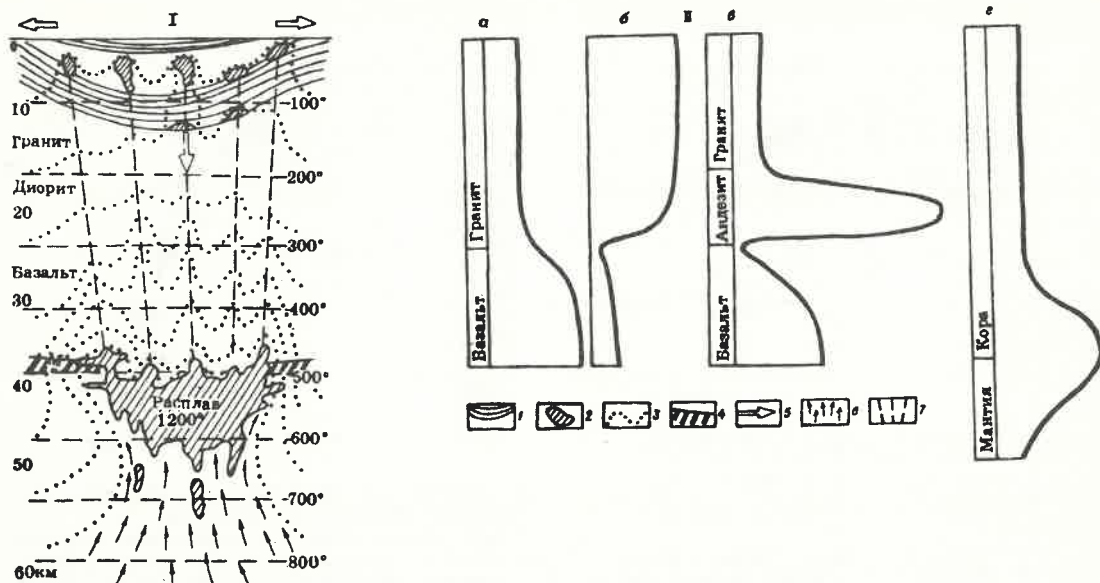


Рис. 4. Модель концентрирования золота в земной коре:

I — строение колонны преобразования земной коры; II — концентрирование золота в расплавах: а — исходные концентрации в колонне базальтового и гранитного расплавов; б, в — перераспределение золота в гранитную и андезитовую часть колонны; г — концентрация золота в очаге на границе мантия — кора; 1 — слоистые толщи земной коры; 2 — магматические расплавы и интрузии; 3 — изотермы; 4 — граница земной коры; 5 — направления растяжений земной коры; 6 — направления термомассопотока; 7 — зоны проницаемости

сальной [10]. Как следует из приведенной схемы (см. рис. 3), лампрофировый вариант развития магматической системы может быть пространственно связан с порфировым, а месторождения образовывать переходные или совмещенные типы.

Сопоставление колонны дифференциации вещества земной коры [8] с экспериментальными данными (рис. 4) позволяет предложить, хотя бы в первом приближении, общую модель концентрирования золота в месторождениях-гигантах. Из нее следует, что в основе формирования золоторудных гигантов лежит коро-мантийное взаимодействие в зонах глубинных тепловых потоков. Оно происходит при миграции золота из основных и ультраосновных пород верхней мантии в гранитный слой коры, при его концентрации в промежуточном андезитовом слое или магматических дифференциатах глубоких магматических камер. Этими вариантами определяются три основных типа рудно-магматических и рудно-энергетических систем.

Глубинные тепловые потоки играли структурообразующую роль; с этим связана локализация месторождений в локальных депрессионных и купольных структурах, нередко замаскированных сложной изоклинальной складчатостью более поздних периодов деформаций.

Общими особенностями крупных концентраций являются: длительность формирования рудно-магматических и тектоно-рудных

систем, относящихся к термокупольным и очаговым структурам; приуроченность к сквозным рудоконцентрирующим структурам; «развернутость» рудообразующего цикла с широким развитием послерудных ассоциаций и сквозное обогащение золотом самых ранних и поздних ассоциаций.

В первом типе систем оруденение характеризуется длительностью формирования, возможной полигенностью, совмещением гидротермально-осадочных и плутоногенных процессов, многоярусностью и стратифицированностью.

Во втором типе систем рудоотложение может составлять кратковременный эпизод взрывного характера на фоне длительного «созревания» структур и дифференциации вулканических комплексов. Оно отличается наличием парагенетических и пространственных связей с магматизмом нескольких разновременных циклов, совмещением приповерхностных низкотемпературных и высокотемпературных фаций метасоматитов.

В третьем типе систем рудоотложению предшествует многофазный предрудный магматизм трещинного типа, по объему сопоставимый с интрузивными штоками. Оруденение характеризуется высокой концентрированностью и тесной ассоциацией с дайковым комплексом.

Из сказанного следует, что анализ условий формирования крупных месторождений золота представляет собой весьма сложную

и актуальную проблему, требующую дальнейшей разработки.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бородаевская М. Б., Горжевский Д. И., Константинов М. М. Критерии прогноза крупных месторождений цветных и благородных металлов // Сов. геология. 1987. № 5. С. 21—30.
2. Константинов М. М. Провинции благородных металлов. — М.: Недра, 1991.
3. Некрасов Е. М. Роль региональных экранов в образовании средне-и крупномасштабных месторождений золота в Гвинейском массиве // Подвижные пояса и месторождения. М., 1982. С. 103—120.
4. Новожилов Ю. И. Динамика формирования даек и вкрапленного оруденения в длительно развивавшихся блоковых структурах // Докл. АН СССР. 1990. Т. 314. № 5. С. 1204—1206.
5. Рахматуллаев Х. Ф. О многовозрастности золоторудных формаций рудного поля Мурунтау // Зап. Узб. фил. Всесоюз. минер. об-ва. 1980. Вып. 33. С. 198—203.
6. Томсон И. Н. Металлогения рудных районов. — М.: Недра, 1988.
7. Фаворская М. А., Виноградов Н. В. Особенности структурного положения и магматизма крупных золоторудных узлов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 6. С. 82—95.
8. Щерба Г. Н. Колонна преобразования земной коры. — Алма-Ата: Наука. 1975.
9. Экспериментальные исследования геохимии золота с помощью метода радиоактивных изотопов / А. Г. Миронов, А. И. Альмухамедов, В. Ф. Гелетий и др. — Новосибирск: Наука. 1989.
10. Barley Mark E., David I. Groves. Mesothermal gold mineralization in the Yilgarn Craton, Western Australia, the result of late Archean convergent tectonic // Chron. rech. min. 1990. № 498. P. 3—13.
11. Hutchinson R. W. Metallogeny of Precambrian gold deposits: Space and time relationships // Econ. Geol. 1978. 82. № 8. P. 1993—2007.
12. Roger H. Geology of Precambrian rocks in the Poorman anticlinorium and Homestake mine, Black Hills, South Dakota // Metallogeny of gold in the Black Hills, South Dakota. Soc. Econ. Geol. Guidebook Series. 1990. Vol. 7. P. 103—111.
13. Laurence J. Bobb, Michael Meyer. The nature of the Witwatersrand Hinterland: Conjectures on the Source Area Problem // Econ. Geol. 1990. Vol. 85. P. 511—536.

УДК 550.8.072:550.812.14

© Е. А. Козловский, В. А. Сикорский, О. Н. Салманов, 1993

Новые принципы разведки и оценки месторождений

Е. А. КОЗЛОВСКИЙ, В. А. СИКОРСКИЙ, О. Н. САЛМАНОВ (МГРА)

Эффективность проведения геологоразведочных работ прямо связана с ускоренными методами разведки и оценки месторождений, особенно в новых экономических условиях. Внедрение принципов рыночной экономики заставляет переосмыслить весь процесс проведения геологоразведочных работ, отказаться от ряда канонов, которые сдерживали творческую мысль геолога и часто приводили к неэффективным затратам. Этому в значительной мере способствовало и то, что изучение месторождения велось по регулярной сети выработок, исходя из принятой классификации месторождений, которая, как убедительно доказано [6], проведена без статистического обоснования.

Следовательно, возникает необходимость создания нового научно-практического аппарата оценки месторождений уже на начальном этапе разведки, отказаться от стадийности и сделать этот процесс непрерывным. В данном случае требуются серьезные теоретические и методологические разработки, проведение специальных апробаций на конкретном материале.

Моделирование процесса разведки месторождения полезных ископаемых — новый метод прогноза и разведки, позволяющий на более высоком научном уровне вести весь

процесс комплексного изучения месторождения [2].

Цель разработки моделей — создание обобщенных формально однозначных образов месторождений, их морфологии, строения, размещения запасов, распределения содержаний полезных компонентов в пространстве, качества сырья и др. Кроме того, модель должна содержать оценки месторождений при изменяющихся ценах и затратах, что особенно важно в процессе торговли минеральным сырьем на международном рынке и передаче месторождений в эксплуатацию [3].

Следовательно, моделирование сводится к построению обобщенной модели, отвечающей требованиям функциональности и прагматичности. Методы моделирования преимущественно зависят от целеназначения моделей и способов их использования. Основная задача состоит в том, что, базируясь на огромном фактическом материале, используя современные методы прогнозирования на основе экспертных систем, требуется дать ускоренную компьютерную геолого-экономическую модель месторождения и оценить его экономическую ценность.

Таким образом, целью научной работы является создание методологии, последовательности исследования геологических объ-

ектов, оценки месторождения на основе геолого-экономического моделирования с высокой математической обоснованностью, определением надежности, информативности и на этой основе создание автоматизированной компьютерной системы оптимизации разведки месторождений полезных ископаемых.

При создании геолого-экономической модели главное внимание должно быть сосредоточено на решении следующих задач:

разработка единой концепции теории моделирования разведки месторождений полезных ископаемых;

разработка новых принципов и методов оптимизации разведки и оценки месторождений полезных ископаемых;

создание комплекса методологических принципов и математических приемов для описания количественных и качественных характеристик месторождений;

разработка новой теории геолого-экономической оценки месторождений в рыночных условиях.

Геолого-экономическая модель месторождения должна:

обладать свойством приемственности, что позволит создать систему сквозного моделирования;

содержать оценку достоверности ее морфологии, содержаний, запасов и качества сырья;

быть многофакторной, т. е. представлять собой композицию моделей, построенных на основе различных методов изучения объекта;

сопровождаться экономическим моделированием при разведке месторождений и построении математической модели.

На рис. 1 изображен процесс моделирования при разведке месторождения, в основе которого лежит геолого-экономическое моделирование.

Создание геолого-экономической модели в предлагаемой разработке — процесс непрерывный и начинается с *анализа исходной геологической информации*. Проводится анализ геологических карт, данных геофизических и геохимических исследований, результатов опробования, документации и каротажа скважин, геолого-математических моделей и другой информации, необходимой для процесса моделирования при разведке месторождения.

Управление процессом разведки осуществляется с использованием *банка знаний*, который состоит из информационной базы, включающей значительный объем информации об эталонных месторождениях и экспертной системы.

Банк знаний наиболее полно и эффективно использует накопленную эталонную информацию, методы искусственного интел-

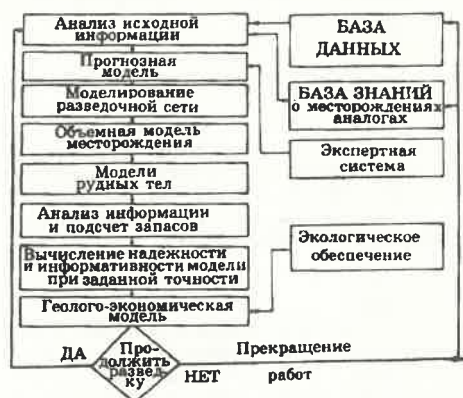


Рис. 1. Система изучения и оценки геологических объектов

лекта и всевозможные знания, которыми обладает высококвалифицированный геолог, для выработки системы правил с целью принятия решения при анализе исходной геологической информации.

На основе анализа исходной геологической информации об исследуемом геологическом объекте экспертная система создает прогнозную модель предсказания, включающую геометризацию рудного тела, содержание полезного компонента, количество и качество полезного ископаемого, достоверность прогнозной модели.

Накопленный опыт разведки и эксплуатации эталонных месторождений различных геолого-промышленных типов и возможности экспертной системы позволяют создать методологически обоснованную количественную модель геологического объекта, разработать на этой основе методы типизации месторождений и перейти к научно обоснованному выбору оптимальных методов получения информации (геологической, геохимической, геофизической и др.) и систем разведки.

На следующем этапе строится *оптимизационная модель размещения разведочных скважин и горных выработок*, проводятся геолого-геохимические и геофизические исследования, призванные обеспечить для заданной точности проектируемую информативность.

Перед разведкой на основе первых горных работ анализируется геологическая информация и строится *объемная геолого-математическая модель* рудного тела, включающая:

блочную геологическую модель месторождения, в которой дано математическое описание стратиграфических подразделений и геологических неоднородностей; она позволяет практически строить геологические разрезы, а также является основой при анализе размещения рудных тел;

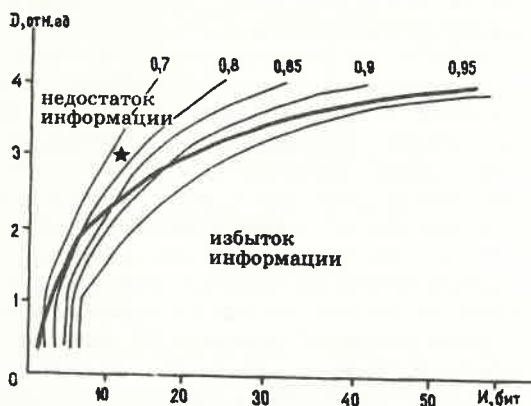


Рис. 2. Оценка состояния изученности модели

математическое описание морфологии рудных тел и анализ геохимической информации; модели рудных тел предполагают построение как объемной модели, так и погоризонтных планов или совокупности разрезов;

статистические модели с наиболее обоснованными расчетами средних содержаний, количества и качества полезного ископаемого и т. п.

На следующем этапе проводятся оценки информативности, надежности и достоверности геолого-математической модели, определяются ее основные количественные характеристики.

Состояние модели оценивается с помощью специального графика (рис. 2), по вертикальной оси которого дана детальность изучения рудного тела (D), а по горизонтальной — информативность его изучения (I).

Если индикатор («звездочка») попадает в область недостатка информации, необходимо решить вопрос о проведении дополнительного комплекса работ (геолого-геофизические исследования и горно-буровые работы). Если индикатор состояния модели попадает в область избытка информации, ставится вопрос о прекращении работ или увеличении детальности исследований.

Эти вопросы решаются на основе экономического моделирования. На рис. 3 представлена экономическая целесообразность освоения месторождения в зависимости от уровня геологической изученности, при этом подчеркивается степень экономического риска освоения месторождения при достигнутой надежности и информативности модели.

Таким образом, геолого-экономическая модель месторождения выступает в качестве главного конечного результата геологоразведочного процесса, а моделирование месторождения становится неотъемлемой составной частью непрерывного геологоразведочного процесса [4].

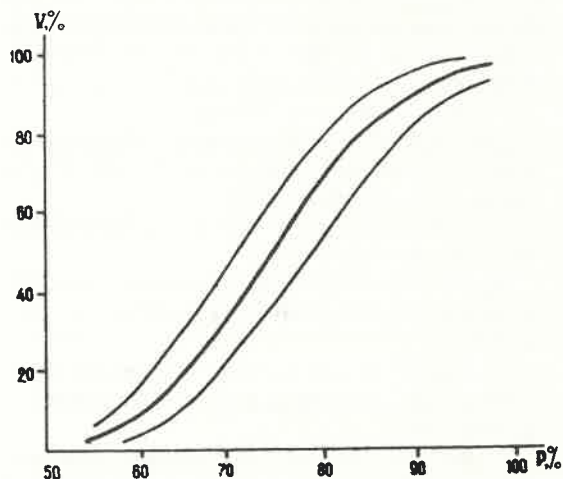


Рис. 3. Зависимость вероятности достижения эффективных показателей освоения месторождения V от надежности его изученности P

Геолого-экономическое моделирование в зависимости от надежности оценки модели месторождения позволяет определить степень риска освоения и соответственно принимать решения либо о продолжении работ с целью увеличения надежности, детальности и информативности модели месторождения, либо о прекращении работ.

В случае прекращения работ вся информация о месторождении поступает в базу данных и банк знаний. Если принято решение о развитии работ и предложены рекомендации о детальности, необходимой информативности и надежности модели, процесс снова возвращается на начальный этап тактики разведки с условием, что этот процесс проводится на более высоком уровне знаний.

Экспертная система на основе имеющейся информации создает новую текущую прогнозную модель месторождения. Оптимизационная — укажет на места заложения разведочных скважин и горных выработок, будут построены и оценены геолого-математические модели, индикатор состояния модели укажет и оценит степень изученности, надежность и информативность. Геолого-экономическая модель, построенная таким образом, позволит выяснить экономическую эффективность модели и т. д.

Следует подчеркнуть, что предлагаемые новые принципы исследований геологических объектов на основе геолого-экономического моделирования приводят к стиранию границ между стадиями геологоразведочных работ, т. е. делают процесс разведки месторождений непрерывным. При этом оптимизируется размещение разведочных скважин и соответственно сопутствующих работ.

Для реализации намеченного необходимо решить ряд теоретических и методических

вопросов, разработать математический аппарат, принципы и приемы анализа информации, а также программное обеспечение. В качестве первоочередных тактических задач необходимо разработать:

базу геологических данных, содержащую всю информацию по изучаемому объекту, и систему управления ими;

банк знаний по эталонным разведанным месторождениям;

принципы и критерии научного прогнозирования (предсказания) геологических объектов;

математический аппарат объемного моделирования геологического пространства и рудных тел;

статистические методы анализа комплексной геологической информации при разведке месторождений полезных ископаемых;

методы оптимизации размещения разведочных скважин и горных геолого-математических моделей;

экспертные системы прогнозирования месторождений;

новые принципы экономической оценки месторождений и обоснования кондиций в рыночных условиях;

принцип моделирования разработки месторождений, установления и обоснования промышленных параметров и требований.

Приведенный перечень первоочередных задач, подлежащих разработке, представляется далеко не полным.

Следует иметь в виду, что создание системы моделирования месторождений, включая базу данных и банк моделей эталонов, программно-математическое обеспечение, ввод и вывод информации из ЭВМ, прием-передачу данных между объектом и эксплуатационными ВЦ, требует четкой и хорошо продуманной реализации.

Надо учесть, что первостепенное значение приобретает разработка компьютерной системы, сочетающей автоматизацию рассмотренной стратегии и решение приведенных задач с творческим потенциалом опытных геологов, пониманием геологической сути месторождения, его особенностей и т. п.

Особая роль принадлежит компьютерной системе анализа информации геологических объектов, построенной на основе концепции геолого-экономического моделирования. Она включает следующие блоки: база данных; банк знаний и экспертная система; графическая информационная система; площадное моделирование; объемное моделирование; моделирование рудных тел; математические приемы анализа; модели разработки; экономическое моделирова-

ние; внешние пакеты обработки; блок управления и контроля.

База данных содержит многообразную информацию об исследуемом объекте: геологическую документацию, результаты геологических, геофизических и геохимических съемок, геологические карты различных масштабов, геолого-математические, статистические, экономические и другие модели. Система управления данными позволяет извлекать из базы информацию в удобном для последующей обработки виде.

Банк знаний и экспертная система — основной блок предсказания моделей разведки месторождения полезного ископаемого. Банк знаний состоит из совокупности моделей-эталонов хорошо изученных и разведанных месторождений. Наличие огромной информационной базы по детально разведанным месторождениям позволяет в короткие сроки создать их модели-эталоны по важнейшим геолого-промышленным типам, провести на этой основе группировку объектов. Наиболее представительные модели могут быть созданы на основе данных эксплуатации месторождений полезных ископаемых.

Эталоны, формирующие банк знаний, должны включать следующие детализирующие модели: геолого-генетические и генетические рудообразующих объектов; классификационно-признаковые, содержание признаков которых несет информацию, используемую для прогнозных и оценочных целей; статистические, классификационно-признаковые, основанные на современных методах множественной статистики, распознавания образов, факторного моделирования и т. д.; месторождений, как сочетания соподчиненных элементов, отражающие положение рудных тел в геологическом пространстве с показом всего комплекса месторождения дополнительными прогнозными критериями; геолого-промышленные количественные, определяющие размеры рудных тел, запасы, содержания основных и попутных компонентов и т. п.

Важнейший элемент банка знаний — экспертная система, призванная поднять информативность формируемой модели месторождения. Для построения такой модели необходимо выяснить принципы и критерии предсказания характеристик рудных тел. При этом главными принципами прогнозирования являются принципы: аналогий; телекопирования; количества — качества; вероятностно-статистический и др.

Важнейший прогнозно-оценочный критерий — геологический, дополнительный — геофизический, геохимический и др.

Результатом анализа исходной информации с помощью экспертной системы должна быть прогнозная модель месторождения, в которой отражаются промышленные параметры оруденения, такие как морфология и размер рудных тел, содержание полезного ископаемого и качество сырья, запасы. Вся информация оценивается количественно, а также вычисляется надежность прогнозной модели.

Графическая информационная система (ГИС) многофакторной геолого-экономической модели включает: средства ввода и вывода графической информации (геологические карты, разрезы, погоризонтные планы, схемы, объемные модели и др.); графический редактор; специализированный язык анализа графической информации; информационную графическую базу данных.

Специфика процесса моделирования, его интерактивный характер, многоплановость исходной информации при геолого-экономическом моделировании делают актуальной задачу визуализации всей информации как в процессе создания моделей, так и в результате моделирования. Графическая система обеспечивает анализ картографической информации, ее редактирование и постоянное обновление, сочетает картографическую и фактографическую информацию, совмещает карты и схемы различного содержания, формирует запросы к информационной графической базе.

Важный элемент ГИС — визуализация прогнозных и тематических карт и схем, распознавание локализации рудных объектов, прогнозирование состояния окружающей среды.

Рассматриваемый блок предоставляет также возможности: получения требуемого графического отображения разведваемого месторождения с широкими возможностями тиражирования; эксперимента с графическими представлениями моделей месторождения; оперативного обновления карт, схем, планов и другой информации о разведваемом месторождении; проведения анализа графической информации на основе специализированного языка.

Площадное моделирование включает в качестве составных частей следующие модули: создание легенды геологической документации, обоснование ее геофизическими и геохимическими параметрами, оценку надежности, достоверности и информативности легенды;

анализ информации по опорным геологическим профилям, вычисление статистических характеристик геофизических и геохи-

мических признаков для различных геологических неоднородностей;

площадная расшифровка комплексной информации с целью построения геологической карты участка месторождения, разрезов, погоризонтных планов. Здесь особую роль играют методы распознавания образов, классификации и другие статистические методы обработки, а также диалоговые приемы анализа комплексной информации. Следует подчеркнуть, что весь анализ комплексных данных должен сопровождаться подсчетом надежности и информативности полученных в результате обработки площадных моделей.

Объемное моделирование включает процедуры, обеспечивающие построение трехмерной геолого-математической модели месторождения. Представляется, что полная математическая модель месторождения должна содержать адекватное математическое описание всех необходимых геолого-структурных элементов. Для элементов геологической структуры должны быть определены их взаимоотношения.

Внутренняя структура геолого-математической модели месторождения должна представлять сложную систему элементарных моделей, описывающих пространственное распределение составляющих элементов с присущей моделируемому объекту совокупностью внутренних и внешних взаимосвязей.

Геолого-математическая модель визуализируется на экране дисплея. Система позволяет строить разрезы блочной модели, объемное представление отдельных поверхностей геологических неоднородностей и др.

Моделирование рудных тел обеспечивает компьютерное представление всех необходимых элементов рудных тел, в т. ч. формы и размещения рудных тел, их положение и взаимоотношение с составляющими геологического пространства (зафиксированными в объемной модели месторождения), перечень основных и попутных компонентов руд, концентрации для любой точки рудного контура, ореолы сопутствующих геохимических элементов и др. При обработке геологической информации и данных опробования рассматриваемый модуль обеспечивает подсчет запасов как для всего рудного тела, так и для различных его частей по вариантам кондиций. Объемная модель рудных тел представляется на экране дисплея в виде сочетания погоризонтных планов или разрезов, причем для каждого вычисляются основные характеристики (число различных сортов руд, количество пустой породы, общие запасы полезного ископаемого и т. п.).

При анализе геологической информации широко применяются статистические моде-

ли, в т. ч. регрессионные, факторные, корреляционные, используются методы классификации, фильтрации и распознавания.

Предусмотрена также возможность оценки надежности, достоверности и информативности модели.

Экономическая модель, или, точнее, комплекс экономико-математических моделей, создается в целях многовариантной и многоплановой экономической оценки месторождения и оптимизации установления спроса, инвестиционной оценки, разработки кондиций, оценки достоверности результатов геологоразведочных работ и экономического риска освоения месторождения.

Требования к модели — это обеспечение возможности работы в диалоговом режиме, взаимозависимая оптимизация основных технико-экономических показателей, возможность использования различных подходов вследствие неформализуемости ряда взаимосвязей между показателями.

Комплекс экономических моделей — результирующее звено в компьютерной системе. Он состоит из ряда взаимосвязанных моделей: параметров разработки себестоимости и капитальных вложений, установления границ карьерного (шахтного) поля, расчета экономических показателей по вариантам бортового содержания полезного компонента, инвестиционной и динамической оценки, уровня спроса на полезное ископаемое, стоимости основных факторов производства и суммарного экономического риска освоения месторождения.

Так, в модели установления параметров разработки в зависимости от способа добычи, характера залегания, основных средств механизации, типов сырья и руд, способа обогащения должны быть определены основные параметры и в первую очередь: производственная мощность добычи руды и горной массы по возможностям; объем горно-капитальных работ; средний, среднеэксплуатационный и эксплуатационный коэффициенты вскрыши по годам разработки; мощность по производству концентрата (металла) по годам разработки. Это основные параметры, с помощью которых оцениваются месторождения, себестоимость добычи и обогащения, необходимость капитальных вложений [5]. В базе экономических данных есть различные возможности установления себестоимости: прямая калькуляция, включающая расчет оборудования и штатного персонала, базы данных по нормам амортизации удельных расходов материалов и т. п., вводится с клавиатуры текущая стоимость оборудования, труда, материалов, дизельного топлива, электроэнергии; комбинированная, в которой отражены использование структуры себестоимости и ин-

дексирование ее статей; установление капитальных вложений по стоимости оборудования, соотношение со строительно-монтажными работами и их калькуляция. В следующем блоке в зависимости от вариантов производственной мощности по руде, горной массе и концентрату (металлу) уже в автоматическом режиме устанавливаются себестоимость и капитальные вложения, лежащие в основе определения показателей оценки, требующих сложной взаимозависимой оптимизации.

В другом блоке устанавливаются кондиции и в первую очередь оптимальное бортовое содержание полезного компонента. Следует отметить, что, поскольку все основные показатели оценки и кондиции связаны, взаимная оптимизация может достигаться или итерационной оптимизацией, или максимизацией соответствующей целевой функции. В условиях перехода к рыночной экономике резко возросла значимость срока отработки месторождения. Соответственно этот параметр становится также оптимизационным в цепи спрос — объем производства — интенсивность отработки месторождения — срок отработки — содержание полезного компонента — экономический риск.

Основными показателями инвестиционной оценки разработки месторождения в мировой практике признаны чистая приведенная его ценность с использованием в качестве нормы дисконта банковской ставки процента, а также внутренняя ставка возврата. Эти показатели, характеризующие инвестиционную оценку разработки месторождения, в то же время не заменяют специальные динамические критерии с учетом фактора времени, на основе которых можно оптимизировать кондиции.

Заключительный блок экономической модели это определение степени риска и оценка показателей с учетом степени риска. Установленные таким образом экономические показатели будут окончательными критериями, на базе которых можно принимать решения об эффективности освоения месторождения (рис. 3). Решение о продолжении геологоразведочных работ основывается на сопоставлении затрат на увеличение достоверности геологической информации и возможного прироста дохода.

Блок математической обработки обеспечивает весь анализ информации, формирование и оценку моделей месторождения. Он состоит из модуля преобразования информации, модуля численных методов, модуля статистической обработки и оценки комплексной информации.

Модуль статистической обработки включает возможность анализа геологической информации методами:

фильтрации (выделение в анализируемых комплексных данных полезной информации среди различного рода помех);

корреляционного анализа (вычисление авто- и взаимокорреляционных, двумерных корреляционных, взаимокорреляционных, двумерных автокорреляционных функций, парных коэффициентов корреляции в скользящем окне, корреляционных матриц, множественной корреляции, регрессии и др.);

классификации, которые позволяют выделить интересующие исследователя геологические неоднородности, разделять анализируемые данные по комплексу признаков на классы и оценивать ошибки классификации.

Среди методов, включенных в этот модуль, такие как Байесовская стратегия классификации, варианты метода *K*-средних, метод главных компонент, дискриминантная функция, один из принципиально новых методов, основанный на формировании множественных гистограмм; факторное моделирование, позволяющее создавать математические модели геологических процессов и объектов путем вычисления функций отклика, которые расширяют эффективность обработки геологической информации; методы оценки создаваемых моделей, включающих приемы оценки надежности, достоверности и информативности моделей.

Хотелось бы подчеркнуть, что математические методы анализа комплексной геологической информации уже реализованы как в виде отдельных процедур, так и в виде специализированного языка.

Внешние пакеты включены в систему с тем расчетом, чтобы предоставить возможность геологам-разведчикам, проводящим изучение и оценку геологических объектов на основе геолого-математического моделирования, пользоваться и другими известными системами, распространенными в геологических организациях. Среди этих пакетов могут быть использованы такие как *Gelan*, *Stalgraf*, *Surfer*, текстовые и графические редакторы, экологические системы и др.

Блок управления и контроля осуществляет выбор оптимальных методов и систем разведки, методов управления видами работ на объекте на основе динамической системы в зависимости от результатов оперативных исследований. Важным элементом этого блока являются модуль оптимизации размещения разведочных скважин и горных выработок, а также модуль оценки эффективности применяемых для разведки методов (геологических, геохимических, геофизических, горно-буровых и др.).

Современная система управления разведкой (СУР), как считают большинство исследователей, должна базироваться на принципах адаптивности процесса изучения геологических объектов. Адаптивность СУР обеспечивает оперативность и позволяет проводить тактическую оптимизацию. Наличие адаптивности системы — важное, но не единственное свойство СУР; возможность моделирования объектов и принимаемых решений делает систему наиболее жизнеспособной.

Переход на принципы геолого-экономического моделирования при разведке и оценке месторождений делает процесс геолого-разведочных работ непрерывным, позволяет оптимизировать его, вводит элемент деловых игр, объединяет геолога-«мыслителя» и производственника в главном — выборе оптимальной стратегии разведки с минимальными затратами. Система предоставляет возможность участия в этом процессе всем — от руководителя до рядового геолога, производственника. Каждый из них может на персональном компьютере в общении с системой ощутить результаты своей работы, понять процесс изучения геологических объектов от начала до конца.

Геолого-экономическое моделирование процесса разведки месторождения позволит перейти на более высокий уровень решения вопросов методики разведки, прогнозирования и оценки, исключит субъективность, поднимет роль экономической оценки месторождений. Весь процесс разведки при этом станет более творческим, научно обоснованным, коллективным и направленным на выбор наиболее эффективной стратегии и тактики проведения геологоразведочных работ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Воронин Ю. А. Исследование операций при поисках и разведке месторождений. — Новосибирск: Наука, 1983.
2. Козловский Е. А., Кривцов А. И. Моделирование рудных месторождений: направления и задачи // Сов. геология, 1986, № 3. С. 3—8.
3. Козловский Е. А. Геолого-экономическая модель: новые принципы разведки и организации работ // Разведка и охрана недр. 1989. № 1. С. 15—21.
4. Козловский Е. А. Геолого-экономическое моделирование: состояние, развитие, прогноз. — М.: Российское геологическое общество, 1992.
5. Салманов О. Н. Оптимальный срок отработки месторождений в рыночных условиях // Изв. вузов. Горный журнал. 1993. № 6.
6. Четвериков Л. И. О категоризации запасов полезных ископаемых // Разведка и охрана недр. 1992. № 3. С. 13—14.

Геодинамические катастрофы и социоповеденческий синдром

Г. С. ВАРТАНЯН (ВСЕГИНГЕО)

На территории Кавказского перешейка за пять лет произошли две крупнейшие геодинамические катастрофы, унесшие в общей сложности почти 30 тыс. человеческих жизней. Спитакское землетрясение, разразившееся 7 декабря 1988 г. в 10 ч. 41 мин. по московскому времени, стоило жизни 25 тысячам жителей Армении. Серия мощных толчков в апреле — мае 1991 г., самый разрушительный из которых оценивался магнитудой 7.2, потрясла соседнюю Грузию, повергнув население в панику.

С этим периодом совпадает вызванная процессами перестройки исключительно высокая активность политической жизни, охватившая практически все общество этого крупного и очень плотно населенного региона.

Если учесть, что апогей перестроечно-революционных процессов национального самоутверждения на Кавказе совпадает с 1987—1988 гг., то можно было бы заметить настораживающую закономерность, выражающуюся в определенном чередовании циклов насилия, сопровождающих массовые выступления, и следующих за этим разрушительных землетрясений.

На такие странные совпадения обратили внимание сами пострадавшие и прежде всего в Армении.

Напряженное внимание приковывают к себе трагические события конфликта, пульсирующего на южных склонах Большого Кавказа, где грузины и осетины в межнациональном споре взяли за оружие.

И опять, вслед за драмой человеческих отношений разразилась трагедия стихии недр. Далее, как и после Спитака, стали говорить о наказании, пришедшем к кавказским народам из-за гор.

На этот раз даже в выступлениях по телевидению отдельных влиятельных лиц звучали требования выяснить, не замешана ли в Рачинском землетрясении чья-то недружественная рука?

Появившиеся вскоре некоторые публикации о геофизическом оружии еще более укрепили людей в подозрениях, что сейсмические катастрофы, обрушившиеся на регион, — результат направленного техногенного воздействия на недра Земли.

Остановимся на оценке некоторых природных процессов, развивающихся при подготовке землетрясений.

Вначале скажем о сущности такой геодинамической катастрофы, как разрушительное землетрясение. Любое землетрясение это взрывоподобное высвобождение упругой

энергии, накопленной в горных породах, которые испытывают направленные внешние нагрузки и разрушаются после превышения предела длительной прочности геологических толщ.

С учетом длительности нарастания критических напряжений в горных породах теория прогноза землетрясений предусматривает триединую систему отслеживания процессов подготовки сейсмического события с выдачей долго-, средне- и краткосрочного предсказания геодинамической катастрофы.

Имеющиеся в настоящее время методы долгосрочного прогноза базируются на сейсмостатистических оценках состояния геологической среды, что позволяет выявлять регионы-окружности диаметром около 500 км, где в течение последующих 5—6 лет возможна сейсмическая разрядка упругой энергии.

В попытках выявления средне- и краткосрочных предвестников землетрясений сейсмологи и геологи различного профиля накопили огромный фактический материал, свидетельствующий о множественности природных проявлений, сопровождающих сейсмоподготовительные процессы.

Такие предвестники можно было бы подразделить на несколько больших групп: собственно сейсмологические, геофизические, геодезические, гидрогеологические, геохимические (включая атмогеохимические), биологические. Каждая из упомянутых групп отличается достоинствами и недостатками, определяемыми степенью связи того или иного природного признака с процессами изменения напряженно-деформированного состояния недр.

Вместе с тем, обобщение результатов наблюдений, проведенных различными методами, дает представление о многомерности процессов, сопровождающих подготовку землетрясений и фиксируемых сенсорами различной природы. В частности, собственно сейсмологические способы наблюдений регистрируют события уже состоявшиеся и проявившиеся в виде ударов и сотрясений той или иной интенсивности; геофизическими методами удается регистрировать вариации определенных физических полей, предшествующих землетрясениям за некоторое время до их разрядки и после события; гидрогеодеформационными методами устанавливается существование и пространственное положение короткоживущих структур деформации — возможных эпицентральных зон и т. д.

В последующих построениях мы исходим из приведенных выше результатов геодинамических реконструкций, а также принимаем во внимание вывод о том, что «...он 'сам (человек) и все человечество, от которого он не может быть отделен, неразрывно связаны с биосферой — с определенной частью планеты, на которой они живут. Они — геологически закономерно связаны с материально-энергетической структурой... В действительности, ни один живой организм в свободном состоянии на Земле не находится. Все эти организмы неразрывно и непрерывно связаны — прежде всего питанием и дыханием — с окружающей их материально-энергетической средой. Вне ее в природных условиях они существовать не могут» (В. И. Вернадский, 1991, с. 236).

Особого интереса в данном рассмотрении заслуживает группа предвестников, воспринимаемых живыми организмами и представляющих собой аномальные изменения или повышенные концентрации различных химических соединений в жидком и газообразном состоянии или вариации физических полей, в т. ч. электромагнитных излучений (ультразвука, инфразвука и других волновых процессов, воздействующих на отдельные особи и целые виды живых организмов, чувствительных к их изменениям).

В частности, важно исследовать характер влияния на жизнедеятельность и поведение живых организмов длительного воздействия малых доз различных химических соединений, прежде всего, природных газов. Последнее, как известно, эманатирует из недр постоянно, но в периоды сейсмической активизации существенно изменяют режим истечения на земную поверхность.

Обратимся к такому достаточно хорошо известному летучему соединению, как углекислый газ. Известно, например, что нормальное содержание этого газа в воздухе обеспечивает безболезненный процесс дыхания. В случае, когда содержание углекислоты в воздухе поднимается до 4%, фиксируется затруднение дыхания, при 5% — депрессия психической деятельности, при 7% — торможение умственных способностей, снижение тонкой ассоциативной деятельности коры головного мозга (И. С. Жоров, 1965).

Весьма показательно воздействие на поведение Человека Разумного оксида азота (III), который, независимо от психической конституции индивида, обычно вызывает реакцию беспричинного смеха.

Имеющиеся результаты исследований свидетельствуют о реакции ужаса, возникающей у человека, подвергнувшегося воздействию электромагнитных излучений инфразвуковой частоты.

Этот перечень можно было бы существенно расширить, однако, наиболее опасными видами такого естественного «отравления» человека, по-видимому, являются те из существующих в природе воздействий, которые, не проявляясь как вполне очевидные, в то же время, путем *длительного микро-воздействия* на организм, приводят к едва уловимым, но социально опасным модификациям поведения больших групп людей.

С учетом установленной в настоящее время подверженности поведения человека воздействию вдыхаемых газовых смесей допустимо предположить, что определенная группа газов может создать психо-биохимические предпосылки формирования реакции безразличия, агрессивности и пр., что, по всей видимости, должно стать объектом специальных аналитических исследований. Такие же научно-исследовательские работы должны быть проведены и в отношении различных видов электромагнитных излучений.

Накопленный материал свидетельствует, что процесс «созревания» землетрясения охватывает большие отрезки времени, исчисляемые десятками лет (В. И. Кейлис-Борок, Г. А. Соболев, Дж. Хэли и др.). Так, по наблюдениям американских сейсмологов установлено, что в пределах одного из сегментов сейсмически активного разлома Сан Андреас в Калифорнии повторяемость катастрофических землетрясений отмечается в среднем каждые 22 года.

Для территории Малого Кавказа такой временной интервал исчисляется в 55—60 лет (?).

Однако, как свидетельствует мониторинг гидрогеодеформационного поля, на заключительном этапе этого катастрофического геодинамического события процесс «созревания» идет существенно быстрее и длится всего несколько месяцев.

Так, перед Спитакским землетрясением заключительная фаза развития структуры растяжения длилась не более 5 мес.; при Рачинском землетрясении 1991 года этот процесс шел 4,5 мес., а при землетрясении Лома Приета (Калифорния, 1989) — 4 мес. (Г. С. Вартамян, 1990).

Очевидно, по мере роста напряжений и соответствующего роста структур деформации должны были меняться условия раскрытия трещинных систем, интенсифицирующих или сокращающих истечение тех или иных газов, увеличивающих или снижающих естественный для данного региона и поэтому привычный для населения фон электромагнитных излучений и др. Именно поэтому и с учетом зарегистрированного в подавляющем большинстве сейсмически активных регионов мира специфичного уклада

жизни и характера народов, населяющих эти территории (Западная Мексика, Сальвадор, Гватемала, Никарагуа, Перу, Чили, Италия, Греция, Югославия, Турция, Таиланд, Малайзия, Индонезия, Филиппины), необходимо исследовать механизм и интенсивность воздействия на социум различных геобиофизических аномалий, проявляющихся, в частности, в вариациях концентрации природных газов и интенсивности физических полей.

Уровень развития общества и сложившаяся на текущий момент времени конкретная политико-экономическая обстановка определяют специфические особенности его коллективного поведения.

Однако подобная эволюция обстановки происходит на фоне активизации или торможения геобиофизических процессов, которые незримо оказывают постоянное воздействие на психофизическое состояние конкретных личностей и через такой механизм снижают или повышают степень реактивности всего общества.

Рассматривая приведенные ранее предположения о связи народных выступлений и «карающих» данные выступления геодинамических катастроф, можно увидеть наивно-бытовую логику стихийно возникающих умозаключений, которые, по существу, меняют местами аргумент и функции. И, наоборот, схема связи социоповеденческих процессов с активизацией геофизической жизни недр позволяет объяснить многие события, предшествовавшие румынским землетрясениям, геодинамическим катастрофам в Армении, Грузии, на Северном Кавказе, в Таджикистане и др.

Следовательно, обобщение приведенных построений позволяет рассматривать фазы социального беспокойства (*исключая акции отдельных группировок, заведомо вступивших в преступный сговор*) как производные элементы геобиофизических аномалий, периодически генерируемых в природе.

Такие фазы, располагаясь в некоторой последовательности природно — социальных явлений, замыкаются предельным событием — геодинамической катастрофой, завершающей очередную цепь развития в живой и косной материи конкретного ареала.

Из сказанного следует, что путем мониторинга состояния геофизической обстановки можно было бы выявлять тенденции в эволюции недр и прогнозировать реакцию общества геодинамически активного региона, предусматривать меры социально-психической защиты населения.

Поэтому весьма важна проблема создания специализированной службы слежения и прогноза геодинамических и социоповеденческих процессов, входящей в общегосударственную систему экологического мониторинга и несущей ответственность за своевременный учет и предупреждение о развитии неблагоприятной биогеофизической обстановки.

Одной из первоочередных проблем в этом случае должно стать комплексное экогеофизическое районирование крупных территорий с выделением областей, где существует повышенный риск воздействия аномальных глубинных процессов на социум.

80-летие Льва Николаевича ОВЧИННИКОВА

9 октября 1993 г. исполнилось 80 лет со дня рождения Льва Николаевича Овчинникова — талантливого русского ученого-геолога, крупного специалиста в области генезиса и прогноза рудных месторождений, работы которого охватывают широкий круг научных и прикладных проблем и хорошо известны как в нашем Отечестве, так и за рубежом. Для Л. Н. Овчинникова геология не просто профессия, а образ жизни. Его деятельность началась в 1930 г. с должности техника-магнитометриста, а затем: 1931—1937 гг. — учеба на геологическом факультете Уральского университета; 1937—1938 гг. — ассистент кафедры этого университета, затем начальник партии, позднее — начальник отдела Урало-Сибирского отделения Геолмаркштреста; 1938—1941 гг. — обучение в аспирантуре академика Д. С. Коржинского; 1942—1945 гг. — служба в Советской Армии, участие в боевых действиях в Восточной Пруссии; 1946 г. — защита кандидатской диссертации «Руды Турьинских месторождений меди»; 1954 г. — защита докторской диссертации «Контактово-метасо-

матические месторождения Среднего и Северного Урала»; 1952—1966 гг. — директор Института геологии и геохимии Уральского научного центра АН СССР; 1964 г. — избрание в члены-корреспонденты АН СССР по специальности «Учение о рудных ископаемых»; 1966—1986 гг. — директор Института минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов Мингео СССР и АН СССР.

За эти годы Львом Николаевичем Овчинниковым поставлены и проведены уникальные для своего времени эксперименты по исследованию механизмов дифференциальной подвижности, концентрирования, форм переноса и локализации металлов; организованы и внедрены в практику геологопоисковых и геологоразведочных работ изотопно-геохронологические, геохимические, термобарогеохимические, петрофизические и другие методы исследований процессов породо- и рудообразования; разработаны теоретические основы геохимических методов поисков рудных месторождений (автор открытия № 218). Лев Николаевич всегда чувствует

ветер нового, им организованы или активно поддерживаются новые научные направления (экогеохимия и биотехнология, металлогения редких элементов и способы их утилизации, геохимия глубинных зон земной коры и геодинамических процессов, геохимическое картирование и многие другие), являющиеся в настоящее время базовыми не только для ИМГРЭ, но и для значительной части российской и мировой геологической науки.

Сейчас Л. Н. Овчинников, главный научный сотрудник ИМГРЭ, продолжает активно и, что самое главное, продуктивно работать. За этот период им написаны и опубликованы три фундаментальные монографии — «Образование рудных месторождений» (1988), «Прикладная геохимия» (1990) и «Прогноз рудных месторождений» (1992), посвященные анализу различных аспектов познания саморазвивающейся динамической рудной системы. В этой трилогии впервые в полной мере сформулированы методологические принципы изучения процессов рудообразования; раскрыты законы кларков и зональное распределение химических элементов; акцентировано внимание на необходимости развития стереометаллогенетических исследований; на большом числе уникальных рудных объектов показана высокая эффективность геохимических методов при изучении взаимодействия вещества мантии и коры, процессов геодинамики и магматизма, метаморфизма, рудообразования, взаимодействия в системе «вода (флюид) — порода» и, наконец, разработана принципиально новая идеология прогноза и поисков рудных месторождений.

Сегодня, когда более молодые коллеги Льва Николаевича сокрушаются о былом или перешли из геологии в сиюминутный бизнес, он по-прежнему спокоен и толково продолжает работать и размышлять над извечными проблемами «почему?» и «как?». И поэтому сегодня в своем рабочем кабинете, в окружении книг, рукописей и всяких схем, сидя за компьютером, он готовит к печати очередную монографию «Металлогения Урала» и беспокоится, хватит ли средств для ее опубликования. И поэтому вчера он, со швами после операции на глазах, делал научный доклад в переполненном зале своего института и беспокоился, всем ли хорошо его слышно. И поэтому он снова собирается в поле на свой родной Урал. И что самое удивительное — средства и бумага для издания его монографии находятся, и слышат его те, кто хочет услышать... И это все потому, что живет и трудится этот мощный, резкий и умный Человек во имя Истины, а, значит, и для всех нас.

Поздравляя юбиляра, пожелаем ему крепкого здоровья и удачи.

Ученые советы ИМГРЭ, ЦНИГРИ, ВИС, ВНИИгеосистем, ВИЭМС, ВСЕГИНГЕО, ВСЕГЕИ, ИЭМ, ГЕОХИ, ГИН, ИГГД, МГРИ, МГУ, ИГиГ УНЦ, редколлегия журнала «Отечественная геология»

Письмо в редакцию

Поздравляя журнал «Отечественная геология» с его славным юбилеем, хотел бы сказать, что со времени его основания академиком Иваном Михайловичем Губкиным журнал всегда был объединяющим центром для геологов многих поколений. Будучи еще совсем молодым человеком, я имел счастье быть знакомым с Иваном Михайловичем и бывал у него благодаря его теплой дружбе с моим покойным отцом геологом-нефтяником, а главное в связи с моими работами по выявлению минерального сырья для металлургии Дальнего Востока, которыми И. М. Губкин постоянно лично интересовался. В то время он как раз задумал создать геологический периодический печатный орган с целью сплочения огромной армии специалистов, привлеченных тогда к изучению геологического строения нашей страны и раскрытию богатств ее недр для осуществления задач индустриализации. Он рассказывал мне, как жизненно необходима оперативная информация о новейших достижениях науки во всем разнообразии геологических проблем (первоначально журнал назывался «Проблемы Советской геологии»), решаемых для скорейшего развития народного хозяйства — выявления и освоения совершенно новых нефтеносных площадей «Второго Баку» на западных склонах Урала, создания гиганта черной металлургии Урала — Кузнецкого комбината на базе железа Магнитки и коксующихся углей Кузбасса, скоростной разведки вновь открытых месторождений цветных металлов (меди, никеля, кобальта) на Кольском полуострове и в низовьях Енисея (Норильск), а также в известных ранее свинцово-цинковых районах Алтая, Казахстана, Забайкалья, Приморья, не говоря уже об освоении абсолютно неизведанных богатейших золотonosных областей Якутии и Колымы. И. М. Губкин считал, что только через печатное слово можно побуждать специалистов — инженеров, техников, рабочих — как к новым открытиям месторождений полезных ископаемых и их освоению,

так и к познанию общих вопросов стратиграфии, тектоники, петрологии, минералогии, геохимии, геофизики и др. Еще в те далекие годы мне пришлось сотрудничать с журналом и опубликовать статьи «К вопросу о железорудной базе ДВК и задачах ее выявления» (№ 9, 1937) и «К вопросу о поисках полиметаллов в ДВК» (№ 4, 1938).

Я считаю, что за многолетнее существование журнал, именуемый сейчас «Отечественная геология», сыграл очень большую роль в развитии геологической науки и внедрении ее результатов в практику геологоразведочных работ. В связи с этим искренне желаю его редколлегии продолжать и развивать сложившиеся традиции, что особенно важно в наше время проявления разнообразных разьединительных тенденций.

Поэтому мне, проработавшему в геологии уже более 65 лет, хочется поделиться с читателями и подписчиками журнала идеей создания Академии геологических наук — не элитарной, закрытой или полужакрытой, а широко доступной организации, сформированной как профессиональное научное сообщество для реализации самых различных разработок в области геологического дела. В это сообщество могли бы войти все специалисты производственных и исследовательских ячеек на местах — партий, экспедиций, комитетов, институтов как системы Федеральной геологической службы, так и горнодобывающих трестов, комбинатов, приисков, промыслов, карьеров, а также всех частных корпораций — предприятий, компаний, ассоциаций и, конечно, в первую очередь, первооткрыватели месторождений как обладатели высших для геологии достижений, независимо от ученых степеней и званий. Эта Академия могла бы объединить и людей, отдавших многие годы своего труда подготовке кадров в техникумах, высших учебных заведениях и кадров высшей квалификации. В такой Академии, функционирующей на взносы ее участников, могли бы быть действительные члены, члены-

корреспонденты, почетные академики. Академия может быть создана на базе Научного геологического общества с центром в Москве и филиалами в Санкт-Петербурге, Екатеринбурге, Красноярске, Хабаровске, Магадане, Киеве, Алматы, Ташкенте, Тбилиси и других городах. Академия, в частности, могла бы организовывать съезды нефтяников, золотопромышленников, первооткрывателей и др. с задачами по обмену опытом, созданию конкретных программ дальнейшего действия, постановке очередных важнейших вопросов перед Правительствами и т. д., как это широко практиковалось в царской России.

Подобного рода Академия геологических наук па-

раллельно и одновременно с журналом «Отечественная геология» будет способствовать объединению творческой геологической мысли специалистов стран СНГ при разработке общего стратегического направления быстрого воспроизводства и рационального использования различных видов минерального сырья на благо всех независимых государств, связанных едиными экономическими проблемами и народнохозяйственными нуждами.

*Заслуженный деятель науки и техники РФ,
профессор Г. П. Воларович*

Уважаемые члены редколлегии, дорогие коллеги!

Нашему профессиональному журналу исполнилось 60 лет. Путь, пройденный за время от его основания академиком И. М. Губкиным до наших дней, это путь поиска, новаторства и познаний. Мы низко кланяемся редколлегии, авторам – всем, кто по крупицам объединил нас вокруг главного – изучения нашей планеты Земля – нашего общего дома.

Познавать, обмениваться опытом, не потерять высокий профессионализм в наше время, как нам представляется, еще труднее. Девиз "Разобщаясь объединяться" постоянно подталкивает к тому, чтобы журнал и впредь служил высоким идеалам как центр профессионализма.

Международная акционерная геологическая компания (МАГКО) желает редколлегии журнала той же мудрости в достижении высоких целей служения науке и геологоразведочной практике. Пусть вам сопутствует удача и, как благодарность за ваш труд, будут новые открытия на благо нашего измученного Отечества.

Президент МАГКО,
член Президиума АЕН РФ,
академик



Е. А. Козловский

Дорогие коллеги!

От всей души поздравляем Вас с юбилеем. Ваш журнал широко известен и пользуется заслуженным авторитетом не только в нашей стране, но и во всем мире.

Журнал привлекает насыщенностью новейшей геологической информацией, постановкой актуальных вопросов геологической науки, участием авторов из различных регионов России.

Нам приятно отметить, что журнал на протяжении всей своей истории уделял внимание проблемам нефтегазовой геологии.

Желаем Вам и дальше поддерживать добрые традиции журнала и всегда идти в ногу со временем.

Редколлегия и редакция журнала
"Геология нефти и газа"

Комитет Российской Федерации по геологии и использованию недр сердечно поздравляет редакционную коллегия, сотрудников редакции, авторский коллектив и читателей с шестидесятилетием журнала.

С 1992 г. журнал выходит под названием "Отечественная геология". Его читатели живут и работают во всех регионах СНГ. Распространяется он более чем в 40 странах мира.

В журнале публикуются статьи по самой разнообразной геологической тематике, что способствует реализации передовых идей, укреплению лучших традиций отечественной геологии.

Традиционно журнал направляет свои усилия на развитие творческих связей науки и производства, широко пропагандирует научно-технические достижения в области геологии и использования недр.

Желаю всему коллективу журнала успехов в этом важном деле.

Председатель Роскомнедра



В. П. Орлов

Глубокоуважаемые коллеги!

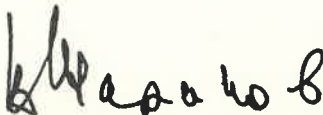
Отделение геологии, геофизики, геохимии и горных наук Российской академии наук сердечно поздравляет Вас и в Вашем лице один из старейших и авторитетнейших отечественных научных журналов в области геологических наук с 60-летием со дня основания.

За прошедшие годы Ваш журнал завоевал высокий авторитет в российской и международной научной среде публикацией содержательных и проблемных материалов по всем отраслям геологической науки. Принципиальная позиция журнала всегда способствовала решению важнейших проблем геологии, развитию геологических наук.

Сотрудничество Отделения с журналам всегда было тесным и обоюдополезным. Многие члены Отделения и сотрудники академических институтов геологического профиля являются членами редколлегии журнала.

Выражаем надежду, что журнал и в дальнейшем будет столь же плодотворно работать на благо отечественной геологии и поможет ей выжить и сохранить свой научный и производственный потенциал в нынешнее непростое время.

Секретарь Отделения геологии,
геофизики, геохимии и горных наук РАН
академик



В. А. Жариков

Дорогие коллеги!

Сердечно поздравляем журнал "Отечественная геология", ранее "Советская геология", его авторов, редакторов и издателей с 60-летним юбилеем!

На протяжении всего этого времени он был ведущим геологическим журналом страны. Листая номера журнала, убеждаешься, что в них отражена вся история развития отечественной геологической мысли за 60 лет — ее открытия и заблуждения, признанные концепции и ушедшие в прошлое гипотезы, открытия и неподтвердившиеся прогнозы.

Характерная особенность журнала — его связь с практической геологией. Журнал всегда открыт для авторов-геологов, работающих в партиях и экспедициях в разных регионах нашей страны. Это обеспечивает непрерывный приток новых данных, раскрывающих геологическое строение и минерально-сырьевой потенциал территорий, входивших ранее в Союз, а теперь в Российскую Федерацию и СНГ.

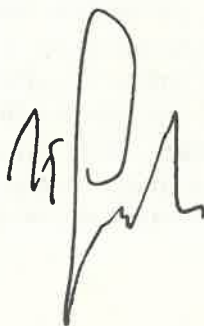
Особое внимание уделялось проблемам прогноза, изучения и освоения минеральных ресурсов. На страницах журнала выступали выдающиеся ученые, специалисты в области нефтяной и рудной геологии, а также геологи-практики, открыватели новых крупнейших нефтегазоносных провинций, рудных и нерудных месторождений.

Разворачивающиеся на страницах журнала научные дискуссии способствуют развитию геологической науки, отбору тех концепций, которые наиболее соответствовали накопившимся наблюдениям и раскрывали сущность геологических явлений.

В связи с юбилейной датой нельзя не вспомнить с благодарностью главных редакторов журнала прошедших лет, много сделавших для его становления и постоянно стремившихся к улучшению его структуры и содержания.

Российское геологическое общество желает редколлегии и редакции журнала и его авторам дальнейшей успешной работы, сохранения роли ведущего геологического журнала страны, расширения круга подписчиков.

Президент Российского
геологического общества
академик



И. С. Грамберг

Contents

<i>Yarmolyuk E. A.</i> It's already our 60-th birthday...	5	Main approaches to the solution of problems relating to geodynamics of sedimentary basins minerageny...	51
<i>Krivtsov A. I., Migachev I. F., Benevolski B. I.</i> Legal fundamentals of entrails use and mineral resource base of Russia...	9	<i>Kislyakov Ya. M., Schetochkin V. N.</i> Classification of hydrogenous deposits...	59
<i>Krasnyi L. I.</i> Heterogenous tectogenesis and its mineragenic consequences...	14	<i>Bekzhanov G. R., Kosals Ya. A., Lyubetski V. N.</i> Deep structure and metallogeny of Kazakhstan...	68
<i>Marakushev A. A.</i> Modern aspects of science on metasomatism and ore formation...	24	<i>Konstantinov M. M.</i> Gold ore giants...	75
<i>Surkov V. S., Korobeinikov V. P., Grishin M. P.</i> Development of oil/gas basins in Neogaea...	39	<i>Kozlovski E. A., Sikorski V. A., Salmanov O. N.</i> New principles of deposit exploration and evaluation...	83
<i>Bakulin Yu. I.</i> Methodology of minerageny...	46	<i>Vartanyan G. S.</i> Geodynamic hazards and social-behavioristic syndrome...	90
<i>Scheglov A. D., Romanovski S. I., Tarakanov A. S., Feoktistov V. P.</i>		80-th anniversary of L. N. Ovchinnikov...	92
		A letter to the Editorial Board...	93

