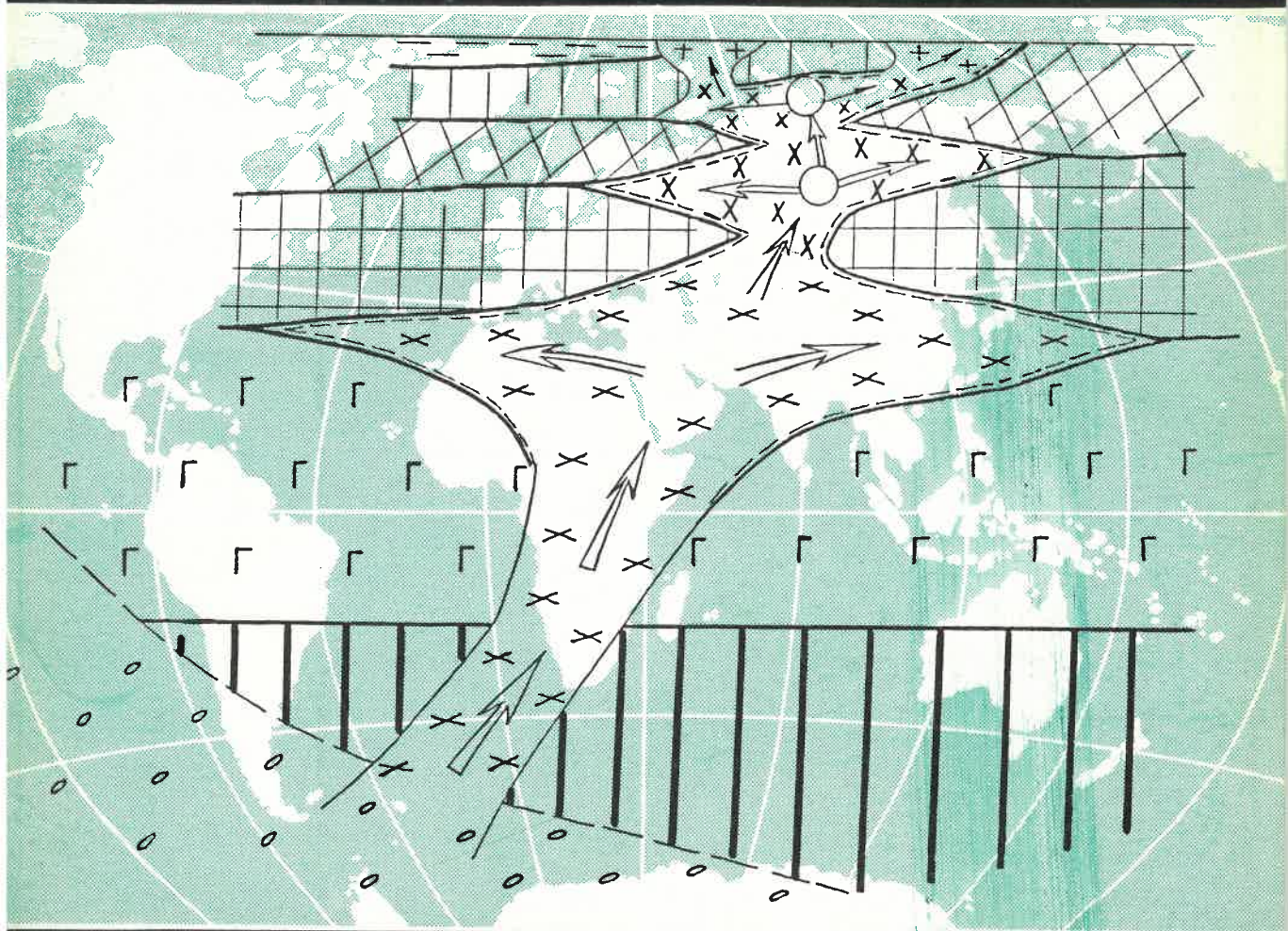


Отечественная ГЕОЛОГИЯ

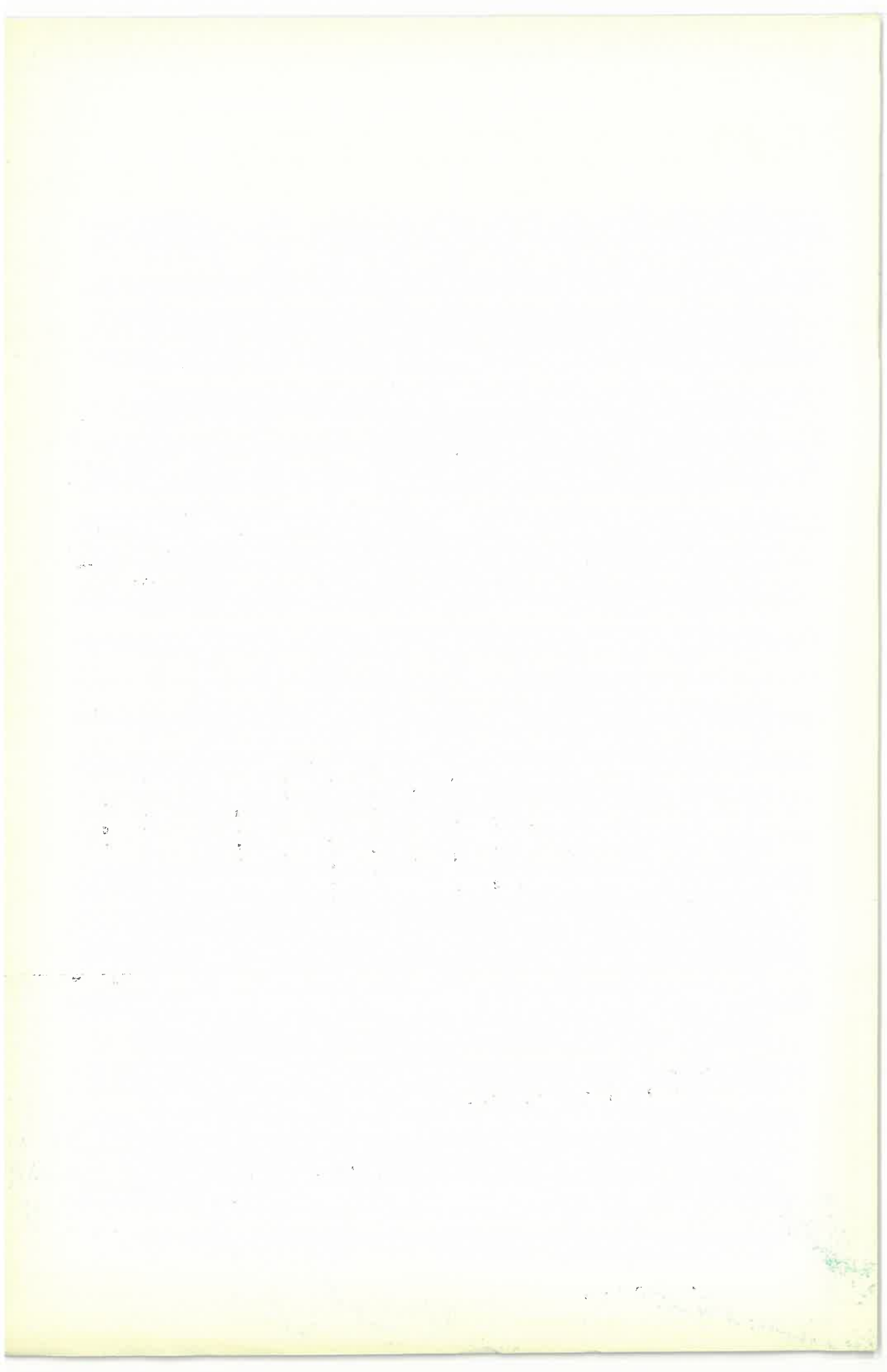


II/1995

КРИТЕРИИ ПРОГНОЗА МЕСТОРОЖДЕНИЙ УРАНА

КЕМБРИЙ МОСКОВСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ

СОСТАВЫ КИМБЕРЛИТОВЫХ ОЛИВИНОВ



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

II/1995

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, А. Ю. Розанов, М. В. Рогачева* (отв. секретарь), *Г. В. Ручкин* (зам. главного редактора), *Е. И. Семенов, В. В. Семенович, Б. А. Соколов, 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

МОСКВА

Содержание

Морозов А.Ф., Карпузов А.Ф.

Геологическое картирование и географические
информационные системы 3

РУДНОЕ И НЕРУДНОЕ МИНЕРАЛЬНОЕ СЫРЬЕ

*Данковцев Р.Ф.

Опыт разработки энерго-магматической систе-
мы критериев прогноза урановых месторожде-
ний 8

*Ашихмин А.А., Костилов А.Т., Сычев И.В.

Минералого-геохимические исследования при
поисках и оценке гидротермальных месторож-
дений урана 17

СТРАТИГРАФИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

Дмитровская Ю.Е., Розанов А.Ю., Каграма-
нян Н.А., Есипко О.А.

Местная стратиграфическая схема расчленения
кембрия Московской синеклизы 28

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТНИКА

Грудинин М.И., Рожок С.Н., Иванов А.И.

Янский перидотит-пироксенит-габбровый мас-
сив Северо-Байкальского нагорья 38

МИНЕРАЛОГИЯ, ПЕТРОГРАФИЯ, ЛИТОЛОГИЯ

Секерин А.П., Секерина Н.В., Меньшагин Ю.В.

Горлыкгольское месторождение нефрита в Вос-
точном Саяне 43

ГЕОХИМИЯ

Илупин И.П.

Обладает ли кимберлитовый оливин неповтори-
мыми особенностями химического состава? . . . 49

ДИСКУССИИ

Боровиков В.Н.

Хрономодель нефтегазонакопления 56

Бугров В.А., Матвеев А.А., Сисай Дегу

О «новой» методике поисков по потокам рассе-
яния 61

Поликов Е.А.

Концептуальный дуализм математического мо-
делирования гидрогеологических процессов . . 66

РЕЦЕНЗИИ

Кузнецов А.А.

Экспериментальные проблемы геологии с точки
зрения геолога-практика (физико-химические
модели и реальность) 71

Памяти Марии Васильевны Кузьменко 76

* Статьи были подготовлены в целевой номер концерна «Геологоразведка».

Редакция: Р.В. Добровольская, Г.В. Вавилова, М.В. Рогачева

Сдано в набор 22.08.95. Подписано в печать 23.11.95. Формат 185×270. Бумага мелованная.
Печать офсетная. Тираж 1000 экз.

Адрес редакции: 113545, Москва, Варшавское шоссе, 129б.
Телефон: 315-28-47

Отпечатано Государственным картографо-геодезическим предприятием

Геологическое картирование и географические информационные системы

А.Ф.МОРОЗОВ, А.Ф.КАРПУЗОВ (Роскомнедра)

Региональные геолого-съемочные и геофизические работы — фундаментальная основа для геологического изучения недр и прогнозирования месторождений полезных ископаемых. Проведение этих работ сегодня невозможно без информационного обеспечения на базе ГИС-технологий.

Географические информационные системы (ГИС) начали разрабатываться более 30 лет назад, а первая реально действующая ГИС была создана в начале 60-х годов в Канаде на базе больших ЭВМ и пакетной системы обработки данных. В последнее десятилетие в связи с бурным развитием компьютерных технологий и информационного обмена ГИС приобрели ключевое значение. Появились межнациональные (ARC/INFO, MAP/INFO и др.), национальные (FINGIS, ATKIS и др.), отраслевые (геология, землепользование, минеральные ресурсы, дистанционное зондирование и др.) ГИС. Общим для них является то, что все они ориентированы на создание карт или используют картографические материалы как главный источник информации.

В общем виде определением ГИС может служить следующее: «ГИС представляет собой компьютерную систему, включающую кадры, технику и организационную структуру, направленную на сбор, хранение, передачу и обработку пространственно привязанных данных с целью получения информации, пригодной для дальнейшего практического использования» [5]. Основным элементом ГИС является информация, под которой понимается совокупность данных, в т. ч. и геологических, несущих определенный смысл и структуру организации, предоставляемых пользователю для последующей обработки. Ниже нами делается попытка определить специфику и место ГИС в процессе создания Госгеолкарты России.

В России сложился проверенный многолетней практикой масштабный ряд работ по геологическому картированию [3], направленных на региональное геологическое изучение территории страны.

Обзорное геолого-геофизическое картирование м-ба 1:10 000 000—1:1 500 000 для получения региональной геологической информации.

Комплексное государственное геолого-геофизическое картирование м-ба 1:1 000 000 (Госгеолкарта-1000) с целью получения общих представлений о геологическом строении и минерагеническом потенциале суши и шельфа РФ, динамике геологических процессов. Госгеолкарта-1000 служит основой для решения вопросов рационального недро-

пользования и размещения объектов минерально-сырьевой базы. Перспективным планом намечается завершить к 1997 г. издание Госгеолкарты-1000 (новая серия) на континентальную часть России. В состав информационного пакета Госгеолкарты-1000 включены в качестве базовых геологические карты четвертичных и дочетвертичных образований, карта полезных ископаемых, геолого-геофизические разрезы. В качестве дополнительных картографических материалов в состав комплекта входят карты поля силы тяжести и магнитного поля, корреляционные разрезы, структурно-тектонические и минерагенические схемы и др. Предполагается, что в будущем Госгеолкарта-1000 будет поддерживаться компьютерными базами данных по стратиграфии, литологии, магматизму, полезным ископаемым, возрасту и т.д.

Комплексное государственное геолого-геофизическое картирование м-ба 1:200 000 (Госгеолкарта-200, новое поколение) проводится с целью получения геологической информации для обоснования и решения федеральных и региональных проблем недропользования, экологии и рациональной хозяйственной деятельности. Создание Госгеолкарты-200 является приоритетной задачей для геологической службы России. При этом предусматривается использование компьютерных технологий, включая ГИС-технологии. Последние должны обеспечить создание и ведение баз данных; анализ введенной информации; прогноз геологической ситуации и полезных ископаемых; построение производных карт геологического содержания; подготовку, редактуру и вывод авторского макета комплекта Госгеолкарты-200 в аналоговом и цифровом видах. В состав комплекта Госгеолкарты-200 входят карты: геологическая или дочетвертичных образований; четвертичных образований; полезных ископаемых и закономерностей их размещения, а также объяснительная записка к картам [1]. Кроме этого, обязательными элементами информационного пакета служат легенда, стратиграфическая колонка, тектоническая и геоморфологическая схемы, карта аномального магнитного поля, схема аномалий поля силы тяжести, схема использованных картографических материалов и расположения листов серии Госгеолкарты-200. Комплект должен поддерживаться базами данных, логически увязанных друг с другом, свободно конвертируемых в форматы Государственного банка цифровой геологической информации (ГБ ЦГИ). Базы данных будут включать информацию по стратиграфии,

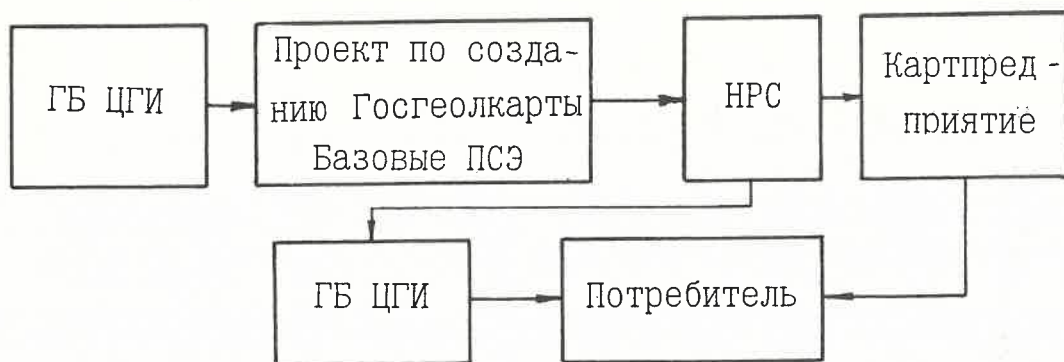


Схема транзита геолого-геофизической информации

литологии, магматизму, метаморфизму, полезным ископаемым, геохимии, сейсмичности, изученности и т.д. района работ. Комплекты Госгеолкарты-1000 и Госгеолкарты-200 как продукция государственного статуса проходят внутренний (НТС предприятия-исполнителя работ) и внешний (главная редколлегия и НРС при ВСЕГЕИ) контроль. После сертификации данная информационная продукция направляется на издание (Санкт-Петербургская картографическая фабрика) и хранение в ГБ ЦГИ (ГлавНИВЦ), резервный картфонд ВСЕГЕИ, Росгеолфонд, фонды организации-исполнителя работ.

Геологическому картированию м-ба 1:50 000 (Госгеолкарта-50) придан региональный статус; оно направлено на получение информации, обеспечивающей выявление месторождений полезных ископаемых, проведение поисково-разведочных работ на перспективных площадях или объектах и геоэкологических работ территориального уровня. Материалы Госгеолкарты-50 служат основой при создании и ведении региональных (территориальных) банков цифровой геологической информации.

Итак, необходимо еще раз подчеркнуть, что выполнение геолого-съемочных работ и представление информации на современном уровне знаний невозможно без использования ГИС-технологий на всех этапах получения геологической информационной продукции.

Использование ГИС в современном понимании данного термина в геологическом картировании в России делает только первые шаги. В геологическом картировании ГИС должны обеспечивать программную поддержку сбора, хранения, поиска, анализа и отображения геологической информации через описание координатно привязанных геологических объектов по их свойствам и пространственным (топологическим) связям друг с другом. Таким образом, геологические данные в ГИС при геокартировании — это не просто библиотека информации, а особым образом структурирован-

ная модель реальной геологической ситуации.

Прежде чем перейти к рассмотрению роли и места ГИС в геологическом картировании, остановимся на содержании процесса геолого-съемочных работ (ГСР) и его результатов в материалах [2]. Процесс ГСР представляет собой сложное комплексное исследование, состоящее из серии последовательных и логически увязанных этапов (операций), связанных с анализом и обработкой огромных информационных массивов.

Первый этап — подготовка; завершается получением геологического задания на проведение ГСР.

Второй этап, подготовительный, включает сбор и анализ материалов предшествующих работ; завершается построением предварительного варианта комплекта Госгеолкарты и созданием компьютерной базы данных по материалам предшественников.

Третий этап, проектный, завершается составлением проектно-сметной документации и плана проведения работ.

Четвертый и пятый этапы — полевые и камеральные работы, которые включают изучение, в т.ч. детальное, всей площади работ и наиболее важных участков (разрезы, обнажения, месторождения и т.д.); полную обработку и интерпретацию полученных пометодных результатов в ГИС-технологии и увязку их с материалами предшественников. Завершаются подготовкой полного комплекта Госгеолкарты в аналоговом и цифровом видах, а также базы геологических данных по исследуемому району с ретроспективой не менее 10 лет.

Шестой этап — приемка выполненного геологического задания; завершается принятием комплекта Госгеолкарты государственной экспертизой — НРС при ВСЕГЕИ.

После утверждения комплект Госгеолкарты и база данных передаются соответственно на картпредприятие и в ГБ ЦГИ. По разным оценкам объем региональной геолого-геофизической информации в общем объеме ГБ ЦГИ колеблется от 65 до 80 %.

Информационный транзит происходит по следующей схеме (рисунок).

Совершенно очевидно, что нормальное движение информации в данной схеме (сбор, получение, анализ, обмен, передача) возможно только при полной совместимости форматов используемых ГИС, а также преемственности в предметной организации создаваемых баз данных. Любая ГИС имеет три взаимосвязанных блока: аппаратный, программный и организационный (таблица). Аппаратный блок включает аппаратуру ввода (дигитайзер, сканер), управления (ПЭВМ, сервер, рабочая станция), хранения (магнитные и оптические диски, стримеры, СД-РОМ и т.д.), вывода (принтер, перьевые, струйные и электростатические плоттеры) информации. Конфигурация базового комплекта технических средств сохраняется для всех информационных уровней, изменяются лишь спецификация и характеристика технических средств. Главное требование к техническим комплексам — полная совместимость с используемыми программными пакетами.

Программный блок должен обеспечивать реализацию следующих основных функций, необходимых при создании электронных геологических карт: ввод, контроль, хранение и отображение геологических данных как первичных, так и вторичных, включая и картографические; преобразование, синтез, анализ и интерпретация координатно привязанных данных, моделирование и распознавание природных объектов; прогноз картографируемых ситуаций и полезных ископаемых; вывод и представление данных.

Для решения всего комплекса задач геологической картографии необходимо применять программные пакеты, сочетающие

функции географо-информационных и экспертных систем (ГИЭС). В настоящее время в геологических организациях используются подобные отечественные разработки, из них наиболее распространены PARK (разработчики М.А.Белобородов, Б.Б.Локшин, фирма ЛАНЭКО), INTEGRO (Е.Н.Черемисина, ВНИИгеоинформсистем), GEORAN (В.И.Мишин, СЗ РИКЦ). Достоинствами данных систем, помимо экономических, предопределивших их широкое использование в геологических организациях, являются: комплектность, при которой система, работающая на принципах ГИС, сочетает свойства аналитических, картографических и экспертных систем; доступность, которая достигается русскоязычной версией и благоприятным пользовательским интерфейсом; совместимость, т.е. конвертация в форматы зарубежных ГИС, использующиеся на российском информационном рынке; предметная стыковка с задачами геологического картирования и структурными документами и положениями, регламентирующими создание геологической карты; дружелюбность и поддержка разработчиков, достигающиеся за счет оперативной работы с ними в режимах технологической поддержки, «горячей линии» и др.

Организационный блок предусматривает организацию структуры данных и включает собственно организации-пользователи ГИС при геолого-съёмочных работах.

Под организацией структур данных нами имеется в виду преобразование их из аналоговой в цифровую форму с последующей систематизацией. Собственно геологические и данные геологической картографии относятся к категории координатно привязанных, т.е. для их организации могут быть

Характеристика программно-аппаратурных комплексов, используемых в рамках программы «Госгеолкарта-200»

Уровень организации информации	Масштаб представления информации	Геолого-съёмочные работы			Тиражирование геологической продукции		
		Аппаратурный	Программный	Организационный	Аппаратурный	Программный	Организационный
Федеральный	1:2 500 000, 1:1 000 000, 1:200 000	IBM-совместимые ПК 486/487, дигитайзеры, принтеры, перьевые плоттеры, CD-ROM	PARK, INTEGRO, GEORAN, ARC/INFO, PC, вспомогательные пакеты (Каскад, Скид, Лидер и др.)	Экстерриториальные организации, отраслевые НИИ	Серверы, рабочие станции, сканеры, CD-ROM струйные и электростатические плоттеры, полиграфические комплексы	ARC/INFO для рабочей станции, ARC/INFO, PC, Географ	Санкт-Петербургская карт-фабрика
Региональный	1:500 000, 1:200 000, 1:100 000			Базовые геолого-съёмочные предприятия			Санкт-Петербургская карт-фабрика, региональные карт-предприятия
Территориальный	1:500 000, 1:200 000, 1:100 000, 1:50 000			Геолого-съёмочные и геологоразведочные предприятия			
Локальный	1:25 000 и детальнее	IBM-совместимые ПК, дигитайзеры, принтеры	PARK	Геологоразведочные предприятия	Не производится		

использованы векторные, растровые или смешанные топологические модели представления данных. Техническое обеспечение пользователей-геологов ГИС, а также круг решаемых ими задач показывают, что наиболее перспективно конверсионное использование структур, при котором векторные данные при необходимости преобразуются в растровые и наоборот. Именно на этих принципах строится структура современных ГИС [4, 5].

В настоящее время Роскомнедра ведет интенсивную работу по применению компьютерных технологий на базе ГИС в рамках двух федеральных программ — ГБ ЦГИ и Госгеолкарта-200.

Программа ГБ ЦГИ предполагает создание единой системы Роскомнедра по сбору, хранению и передаче потенциальным потребителям геологической информации в цифровом виде. Головной организацией, отвечающей за эту работу и координирующей ее, является ГлавНИВЦ. Программа реализуется силами 11 региональных и шести специализируемых информационно-компьютерных центров, расположенных в важнейших экономических районах Российской Федерации. Создаваемый банк носит распределенный 4-уровневый характер (см. таблицу).

Первый уровень, федеральный, содержит информацию общегосударственного значения, в т.ч. картографическую м-бов 1:2 500 000, 1:1 000 000, 1:200 000; второй, региональный, — геологическую информацию по экономическим районам, в т.ч. картографическую м-бов 1:500 000 — 1:100 000; третий, территориальный, — геологическую информацию по субъектам Федерации, в т.ч. разномасштабную картографическую (1:500 000 — 1:50 000); четвертый, локальный, — геологическую информацию по территории деятельности отдельных предприятий или объединений, в т.ч. картографическую м-ба 1:25 000 и детальнее.

Использование ГИС для хранения геологической информации с возможностями последующего компьютерного воспроизведения требует полного соответствия электронной версии геологической карты ее аналоговому оригиналу с соблюдением существующих в Роскомнедра требований геологической и общей картографии. Для решения задач ГБ ЦГИ в качестве базовой ГИС используется ARC/INFO для рабочих станций (техническая платформа).

Программы по созданию Госгеолкарт м-бов 1:1 000 000 и 1:200 000 в отличие от программы ГБ ЦГИ предполагают использование ГИС не только для архивации, хранения и транзита, но и для получения новых информационных продуктов — геологических карт. Государственные геологические карты нового поколения создаются по единой технологии с использованием ГИС в

рамках жестко действующей нормативно-методической базы [1, 2]. Автоматический перенос зарубежных ГИС (ARC/INFO, MAP/INFO и др.) в практику проведения ГСР связан с серьезными затруднениями, т.к. помимо крупных финансовых средств на их приобретение нужны коренная ломка российских традиций геокартирования, огромная работа по переподготовке геологических кадров, полный пересмотр нормативно-методической базы и структуры формирования первичных данных и т.д. Поэтому при переходе на компьютерные технологии сопровождения геологического картирования приоритет был отдан отечественным программным пакетам, сочетающим функции географо-информационных и экспертных систем. Отечественные ГИС лучше адаптированы к российским геологическим реалиям, а главное — быстрее осваиваются геологами.

Использование ГИС при геологическом картировании требует не только более углубленного содержания геологической карты, но и полной стыковки ее с создаваемыми базами первичных и вторичных данных. Такой подход требует пересмотра структуры и формы представления данных и реализуется при геологическом доизучении площадей м-ба 1:200 000 (ГДП-200) в базовых геолого-съемочных предприятиях и отраслевых НИИ Роскомнедра. В настоящее время из более 200 действующих геолого-съемочных объектов на 100 в той или иной степени задействованы ГИС-технологии, при этом на 70 % объектов используется ГИС PARK, на 20 % — GEORAN, на 10 % — INTEGRO. И это чисто производственные работы, не считая тематических и опытно-методических. Другими словами, использование ГИС в геологии — объективная реальность. Не прибегая к жесткой унификации по использованию программных средств, Роскомнедра тем не менее требуют от разработчиков и пользователей ГИС соблюдения одного неперемennого условия — обязательной конвертации баз данных и цифровых карт в форматы ARC/INFO с целью последующей интеграции в ГБ ЦГИ и для тиражирования на отраслевом картографическом предприятии. В состав обязательного информационного пакета Госгеолкарты входят: геологическая карта четвертичных и дочетвертичных образований, карта полезных ископаемых, карта магнитного поля и поля силы тяжести, объяснительная записка. Картографический комплекс поддерживается серией фактографических баз данных по стратиграфии, магматизму, литологии, полезным ископаемым, изученности [2].

При создании Госгеолкарты и проведении ГСР используется стандартный комплект технических средств, состоящий из современного быстродействующего ПК, дигитай-

зера (или сканера), принтера, перьевого плоттера. Хранение и архивация информации производятся на стримерах или флоппи-дисках. В течение 1995—1996 гг. планируется осуществить плавный переход на внешние накопители большой емкости.

Программно-аппаратурный комплекс обеспечивает: ввод информации; создание файлов графической информации; создание локальных баз данных; глубокую обработку и анализ информационных массивов, изображений и сетей; отображение обработанных и первичных данных в цифровом виде, на мониторе или в аналоговой форме в заданном масштабе; построение новых карт с необходимой топографической нагрузкой; архивацию имеющейся информации и создание региональной базы данных.

Первый опыт использования ГИС в построении электронных карт геологического содержания выявил ряд общеметодических и организационных проблем, главные из которых: интеграция в ГИС различных типов цифровой геологической информации и баз данных, созданных по различным критериям и источникам с применением разных программных пакетов; создание информационно-поискового языка и стандартов представления информации; стыковка различных массивов данных и информационных потоков, выполненных с помощью различных ГИС (ARC/INFO — PARK, ARC/INFO — INTEGRO и др.); создание общеотраслевой ГИС, интеграция и стыковка ее с ГИС других отраслей (ГИС Роскомнедра — ГИС Роскартография).

В заключение можно сделать следующие выводы.

1. На современном этапе развития отечественной геологии в качестве приоритетного направления выступает создание Госгеолкарты-200 РФ (новое поколение) как основы комплексного и рационального недропользования. Комплект Госгеолкарты-200 будет создаваться только с использованием компьютерных технологий на базе отечественных программных пакетов, сочетающих функции географо-информационных и экспертных систем (PARK, INTEGRO и др.), с обязательной конвертацией в форматы базовой ГИС — ARC/INFO.

2. Структура и формы представления геологических данных, включая и картографические, должны носить предметный (геологический) унифицированный характер, а

не быть привязанными к конкретному программному продукту. Используемые ГИС должны под них адаптироваться, а ни в коем случае не наоборот. Если же это произойдет, то придется пересматривать все имеющиеся в аналоговой форме информационные массивы и главное полностью ломать многолетние традиции геологической съемки в России.

3. Геологическая информация является главным элементом в процессе принятия решения, т.е. она должна реально участвовать в процессе создания геологической карты конкретным пользователем. Таким образом, при использовании ГИС необходимо всегда иметь в виду решаемые задачи, существующую нормативную базу, а главное конечные результаты и формы их представления. Создание информационно-поискового языка, системы запросов под задачи пользователей, организация хранения данных должны учитывать, что геологическая информация (и ее концентрированное выражение — геологическая карта) носит комплексный и многоаспектный характер.

4. При использовании ГИС, как никогда, важен информационный обмен, который подразумевает преемственность и стыковку форматов, тесную координацию работ по созданию и наполнению ГБ ЦГИ, а также Госгеолкарты-200, совместное использование разноплановых ГИС или отдельных модулей (например, ARC/INFO, PARK, INTEGRO, GEORAN и т.д.) при условии их взаимной конвертации в рамках единой технологии проведения геолого-съемочных работ и создания электронных карт и баз данных геологического содержания.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Инструкция по составлению и подготовке к изданию листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000. — М., 1995.
2. Методические рекомендации по организации и содержанию геологосъемочных работ масштаба 1:200 000. — С.-Петербург: ВСЕГЕИ, 1995. Вып. 1.
3. Программа развития минерально-сырьевой базы Российской Федерации на 1994—2000 гг. — М.: Роскомнедра, 1994.
4. Эйслер Р.Д. Тенденции развития в управлении базами данных многоцелевого назначения // Картография. ГИС. М., 1994. Вып. 4. С. 273—283.
5. Konecny M., Rais K. Geograficke in systemy // Geographia. Brno, 1985. Vol. 216. P. 194—196.

Опыт разработки энерго-магматической системы критериев прогноза урановых месторождений

Р.Ф.ДАНКОВЦЕВ (ВИМС)

Задача обеспечения урановой сырьевой базы России крупными месторождениями с высоким качеством руд требует резкого повышения эффективности прогнозных исследований. Это может быть достигнуто посредством разработки качественно новых глубинно-геологических критериев, базирующихся на выявлении источников, путей транспортировки и уровней трансформации энергии эндогенного рудообразования. Наиболее полная информация об этих важнейших металлогенических факторах содержится в гравитационных полях, отображающих конечный результат всей совокупности геологических, в т.ч. рудоформирующих процессов становления и преобразования земной коры.

В свете поставленной задачи в ВИМСе разработана нетрадиционная методика обработки и интерпретации гравиметрических данных (способ ГРАВИСКАН — гравиметрический спектрально-корреляционный анализ). Основным объектом анализа является глубинно-плотностная инфраструктура, характеризующая физическое состояние (уплотнения — разуплотнения) недр в изучаемом объеме, определяемом масштабом исследования. Дефицит массы (разуплотнение, растяжение) или ее избыток (уплотнение, сжатие) фиксируют соответственно привнос или вынос вещества, его пластичное или вязкое состояние, развитие процессов сиалитизации или базификации, гидратации или дегидратации пород, дезинтеграции или трансгрессии блоков коры и т.д., т.е. отражают различные формы движения геологической материи. Важное условие получения максимально объективного отображения этих процессов — обработка только наблюдаемых гравиметрических данных при полном исключении из расчетов априори заданных геологических параметров.

Способ ГРАВИСКАН не предусматривает выделение конкретных геологических тел или объектов и поэтому исключает применение сложных вычислительных схем, используемых при традиционных способах обработки и интерпретации гравиметрических полей. Первичная обработка включает выделение из наблюдаемого поля всего спектра разночастотных локальных аномалий, определение их глубинных уровней и корреляции между ними [5]. Эти операции выпол-

няются по специально разработанным программам на персональном компьютере и отображаются на графических материалах в принтерном исполнении (в форме карт и разрезов), являющихся основой результирующих глубинно-геологических построений в двух- и трехмерных вариантах.

Способ отличается исключительной оперативностью, малозатратной технологией и по результатам апробаций высокой эффективностью. Место его применения — специализированные прогнозно-геологические работы масштабов 1:1 000 000, 1:200 000 и крупнее в комплексе с определившимися геолого-геофизическими критериями выделения рудоперспективных площадей, особенно в закрытых и слабоизученных районах.

В настоящей статье на примере Восточного и Северного Забайкалья кратко изложены предварительные результаты изучения глубинно-плотностной инфраструктуры земной коры, являющегося усовершенствованным развитием предыдущих исследований в данном направлении. Важнейшая предпосылка эффективности таких исследований — системный подход, предусматривающий целенаправленное последовательное приближение к конечному результату в прогнозной системе рудные провинции — район — узел — месторождение.

Задачами настоящего исследования в рамках системного подхода являлось установление глубинно-геологических позиций и особенностей рудных провинций (областей), районов и узлов, контролирующих условия размещения разномасштабных урановорудных объектов (Стрельцовского, Оловского, Хиагдинского), и на базе их сопоставления выявление глубинно-плотностных факторов локализации крупных урановых месторождений.

Результаты глубинно-плотностного анализа масштаба 1:1 000 000 по профилю Богдарин — Усугли — Краснокаменск в форме трех разрезов: гравипотенциального (ГП), градиентного (ГР), физико-геологического (ФГ) приведены на рис. 1. Разрез ГП отображает инфраструктуру локальных аномалий силы тяжести, ГР фиксирует изменчивость гравипотенциального поля и наиболее контрастные границы раздела сред с разной избыточной плотностью (в изолини-

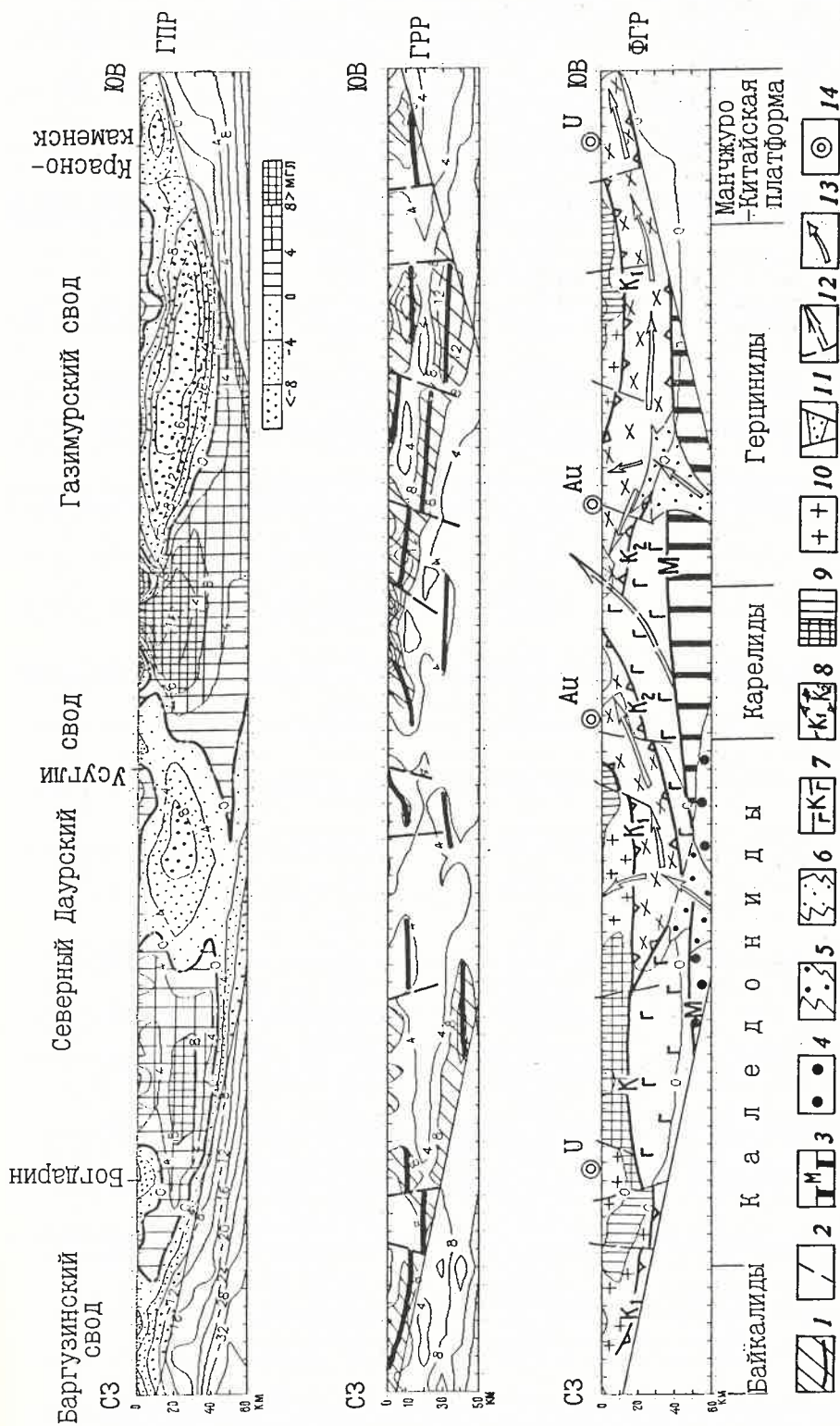


Рис. 1. Глубинно-плотностная модель земной коры и верхней мантии Забайкалья по профилю Богдарин — Усугли — Краснокаменск. Масштаб 1:2 500 000.

1 — зоны повышенной изменчивости и их оси; 2 — зоны потери корреляции осей. Верхняя мантия: 3 — нормальная плотность, 4 — разуплотненная (М — граница Мохо) — мантийный энергетический уровень (ярус). Каналы коромантнийной связи: 5 — раскрытые (проницаемые), 6 — закрытые (полупроницаемые). Инфраструктура коры: 7 — гранулит-базитовый слой и граница Конрада, 8 — «серпентинит-ультрабазитовый» слой (СУБ-бассейны) — абиссальный энергетический уровень, гнейсо-гранитовый слой: 9 — корневые и висачие плотные блоки и плиты, 10 — гранитоиды; 11 — впадины, 12 — межблоковые швы и надвиги; 13 — направления тепломассопереноса; 14 — рудные районы

ях мгл), а на ФГ показаны результаты их интерпретации. Общая глубина разрезов, построенных по серии разноглубинных планов локальных аномалий (интервалы 10 км), составляет 60 км, так что они включают земную кору ($H = 35\text{—}45$ км) и кровлю верхней мантии.

При анализе плотностной инфраструктуры в первую очередь обращает на себя внимание ее каркасно-линзовый характер, причем каркас образован положительными локальными аномалиями, в которые вложены крупные отрицательные аномалии. Вторая особенность проявляется в расслоенности каркаса по вертикали (интервалы между линзами) на разновеликие пластины с различной избыточной плотностью. Наконец, третья особенность выражается в резко нарастающей плотностной дифференциации поля локальных аномалий снизу вверх. В градиентном разрезе отчетливо выделяются горизонтальные границы раздела преимущественно на двух уровнях — 40 км (что соответствует границе Мохо) и 20 км (граница Конрада). Не менее характерны интервалы потери корреляции линейных градиентных зон, которые при последующей интерпретации должны рассматриваться как следствия проявления мощных факторов дестратификации разреза коры.

В ФГ-разрезе, в соответствии с масштабом (1:1 000 000) исследования в качестве его основных элементов выделены кровля верхней мантии, гранулит-базитовый (ГБ) и гранитно-метаморфический (ГМ) слои. Первые два слоя составляют плотный каркас (подошва и створы) коры, в который вложены линзы разуплотненных горных масс. Наиболее крупная линза расположена на крайнем левом фланге разреза, в области развития байкалит, где она соответствует новейшему Баргузинскому сводовому поднятию, отличающемуся аномально высоким современным разогревом глубинных недр по геотермическим и магнитно-теллурическим данным [2, 7, 8]. Разуплотнение здесь охватывает практически весь разрез и связано с внедрением в основание коры астеносферного диапира, что хорошо согласуется с установленными фактами аномально низких граничных скоростей сейсмических волн на границе М ($7,6\text{—}7,8$ км/с) под Байкальской горной областью [3, 4, 10].

Кровля диапира полого погружается в юго-восточном направлении и под Северо-Даурским сводом образует локальное канальное ответвление в вышележащую кору, являющееся корнем следующей разуплотненной линзы, с параметрами более высокого порядка. В нижней части эта линза замещает ГБ-слой, а в верхней — вписывается в рамки ГМ-слоя. В плотном створе коры между Баргузинским и Северо-Даурским поднятиями, соответствующем области развития каледонид, граница раздела между

этими слоями К хорошо выражена в смене характера потенциального поля по вертикали, а в интервале разуплотнения она «расщепляется» на две вторичные (новообразованные) границы: K_1 — в кровле и K_2 — подошве линзы. Отмечается определенная асимметрия в морфологии линзы: над корнем она образует выступ к поверхности и резко выклинивается по латерали к СЗ от него, тогда как в юго-восточном направлении она постепенно воздымается, достигая уровня денудации; соответственно на этом фланге вскрываются обе ее границы (K_2 и K_1), а также кровля ГБ-слоя, выраженная глубоко метаморфизованными комплексами карелид.

Еще дальше на юго-восток расположена следующая разуплотненная линза подстилаемая уже нормальной мантией, которой на поверхности соответствует Газимурское сводовое поднятие. Она простирается от Монголо-Охотского шва, где входит в торцевое сопряжение с поднятием к поверхности ГБ-слоем, до Приаргунья, где внедряется в форме апофизы в плотный створ, соответствующий выделяемому здесь останцу Манчжуро-Китайской платформы рифейского возраста. В сравнении с Северо-Даурской линзой, Газимурский минимум имеет более уплощенную форму при большей протяженности, выражен более контрастно и вписывается целиком в область развития герцинит и ранних киммерид (исключая Приаргунскую апофизу). Характерной особенностью также является то, что корень линзы образован не открытым каналом коро-мантийной связи, а зоной резкого снижения степени уплотнения кровли верхней мантии, которую можно рассматривать как «мембрана» (полупроницаемый канал).

Усложненная инфраструктура плотного створа коры между Северо-Даурским и Газимурским сводами, достигающая максимума контрастности на приповерхностном уровне, по-видимому, связана с положением здесь крупнейшего линейamenta Восточной Сибири — Монголо-Охотского шва, отделяющего одноименный региональный подвижный пояс от цоколя Сибирской платформы. Крутое воздымание этого цоколя на южной окраине Северо-Даурского свода и торцевое сочленение с ним области раннемезозойских прогибов на северной периферии Газимурского поднятия могут свидетельствовать о надвиговом характере Монголо-Охотского линейamenta, на что указывают и некоторые морфологические черты рассеканного им до кровли мантии плотного створа.

Выявленные особенности плотностной инфраструктуры убедительно подтверждаются результатами магнитно-теллурического зондирования в Байкальской рифтовой зоне и смежных территориях, в ходе которого выделено два проводящих слоя в верхах мантии и земной коре [8]. Первый из них

термический расположен на глубинах от 250—200 до 80—60 км, а второй гидротермальный на средних уровнях коры. По данным ГСЗ на этих уровнях располагается волноводный слой, характеризующийся пониженными скоростями сейсмических волн и переменными параметрами: глубины до его верхней кромки меняются на 4—6 км, а его мощность — на 2—3 км.

В металлогеническом плане устанавливается закономерная связь рудных провинций (областей) с линзами разуплотнения коры на уровне границы Конрада, которым соответствуют орогенные сводовые поднятия. Следовательно, на профиле выделяются (с СЗ на ЮВ) рудные области: 1) *Баргузинская* с позднепалеозойской, позднемезозойской и неогеновой рудными эпохами; 2) *Северо-Даурская* с ранне- и позднемезозойскими рудными эпохами; 3) *Газимурская* с юрско-меловой рудной эпохой. Во всех случаях урановорудные районы, включающие объекты различной формационной принадлежности и по масштабам от средних до крупных, располагаются на периферии сводовых поднятий и непосредственно связаны с апофизами разуплотненных линз, внедренными по латерали в плотные створы каркаса. Такую позицию занимает Витимский район на периферии Баргузинской области, Оловский район в краевой зоне Северо-Даурской области и Урулюнгуевский район в южном обрамлении Газимурской провинции.

Выявленные особенности глубинного строения земной коры и верхней мантии и закономерная связь с ними региональных металлогенических таксонов позволяют определить в наиболее общем виде (в данном масштабе) основные элементы глубинной рудоформирующей энергомагматической системы (ГРЭМ-системы). Ее исходным энергетическим уровнем (ярусом) служит астеносферный слой верхней мантии и его диатеры в основании коры, представленные пиролитовой или лерцолитовой субстанцией (смесь твердой перидотитовой и жидкой базальтовой фаз в соотношении от 3:1 до 5:1 частей), нагретой до 1100—1300 °C [11, 14]. Обладающая высокой пластичностью и обогащенная летучими компонентами (H, S, CO и др.), эта смесь по каналам коромантийной связи поднимается на уровень кровли базальтового слоя, где расщепляет границу Конрада и занимает образовавшуюся полость. Такой механизм хорошо согласуется с данными геофизиков-нефтяников, разработавших антистратиформную модель кристаллической континентальной коры, в соответствии с которой, она представляет собой двухъярусную систему жестких глыб, разобщенных в плане и разрезе на уровне границы К пластичным непрерывным слоем вещества, отождествляемого (по физическим и химическим свойствам) с серпенти-

низированными ультрабазитами. Этот слой является новообразованным за счет процессов диапирового внедрения и горизонтального пластического растекания мантийного материала в первоначально двухслойной по структуре и гранито-базальтовой по составу континентальной коре [6]. Вслед за указанными авторами, мы сохраняем наименование этого слоя, но, в отличие от них, по нашим построениям, он представлен поясами или ареалами в плане и линзами в разрезе, которые мы именуем СУБ (серпентинит-ультрабазит-бассейны). В разрезе энерго-магматической системы СУБ-бассейны, располагающиеся на уровне 15—30 км, отвечают ее абиссальному ярусу и являются энергетическим источником эндогенного рудообразования в контурах рудных провинций (областей).

Дальнейшая эволюция ГРЭМ-системы прослеживается при укрупнении масштаба исследования. Результаты глубинно-плотностного анализа земной коры масштаба 1:500 000 в пределах Газимурского сводового поднятия (и одноименной рудной провинции) до глубины 30 км приведены на рис. 2. В гравитационном разрезе центральное место занимает крупная контрастная отрицательная аномалия линзовидной формы на уровне 15—30 км размерами 150x15 км, ось которой пролегает на глубине 20—25 км. На южном фланге она круто перемещается на уровень 5—15 км, где образует обособленную аномалию II порядка (размеры 50x12 км) такой же контрастности, с которой пространственно совмещается Урулюнгуевский ураново-рудный район. На северном фланге основная линза перекрыта умеренно плотной плитой мощностью 20 км, а в центре, в апикальной зоне, образует две наклонные апофизы, венчающиеся на глубине 5—10 км локальными отрицательными аномалиями III порядка (25x8 км), над которыми размещаются полиметалльные Шахтаминский и Алгачинский рудные районы. На градиентном разрезе осевые линии повышенной изменчивости гравипотенциального поля подчеркивают границы раздела разноплотностных сред. Одна из них в подошве Урулюнгуевской линзы фиксирует резкий подъем на уровень 20—15 км кровли гранулит-базитового слоя.

На физико-геологическом разрезе схематично отображена интерпретация исходных построений, в соответствии с которой СУБ-бассейн, заполненный пиролитовой магмой, образует каналные ответвления в верхние горизонты коры, где формируются вторичные магматические очаги на мезо- и гипабиссальных уровнях. Урулюнгуевская апофиза внедряется в плотный створ коры, образованный кровлей базальтового слоя и консолидированным протерозойским субстратом рифеид Манчжуро-Китайской платформы. Шахтаминская и Алгачинская

апофизы формируют магматические резервуары среди складчатых комплексов герцинид и ранних киммерид, подстилаемых на северном фланге глубоко метаморфизованными образованиями нижнего протерозоя (карелидами).

Процесс формирования апофиз СУБ-бассейна знаменует весьма важную фазу развития ГРЭМ-системы, непосредственно определяющую общие тенденции магматической и металлогенической специализации рудных регионов внутри провинции (области). В основе этого процесса лежат разделение пиролитовой (лерцолитовой) смеси на перидотитовую и базальтовую составляющие (возможно аналогичное тому, что происходит в зонах спрединга в срединно-океанических хребтах [11]). При этом твердая (перидотитовая) фаза этой смеси серпентинизируется под воздействием появляющейся на уровнях кровли СУБ-бассейна воды, а жидкая (базальтовая) фаза, будучи высоко нагретой и обогащенной летучими, начинает активно взаимодействовать с вышележащими метаконплексами коры. Растягивающие усилия, ориентированные по латерали, приводят к появлению раскрытых трещин, по которым одна часть базальтовой магмы прорывается на поверхность, а другая, обретая в ходе ассимиляции литоконплексов различного исходного состава черты магм с гибридными свойствами, проникает в верхние горизонты, где образует на разных уровнях вторичные магматические камеры. Не исключено, что именно таким путем формируются лампрофировые магмы, природа которых единодушно признается глубинной (мантийной), а способы и уровни возникновения ее очагов до сих пор остаются неопределенными [12].

Активные динамические процессы, развивающиеся на уровнях кровли СУБ-бассейнов, убедительно подтверждаются региональными сейсмолого-геофизическими исследованиями [7]. По этим данным в вертикальном разрезе земной коры очаги сильных землетрясений приурочены к зонам внутрикоровых волноводов, расположенных на глубинах 15—20 км и характеризующихся разуплотнением среды. Высокая сейсмичность свойственна также уровням разуплотнения верхней мантии (зоны относительно понижения скорости упругих волн).

В ходе плотностной дифференциации СУБ-бассейна жидкая базальтовая магма накапливается в его кровле. Ее высокая агрессивность обуславливается, с одной стороны, переходом на этом уровне летучих в присутствии кислорода в окисленное состояние ($H \rightarrow H_2O$, $S \rightarrow SO_2$, $C \rightarrow CO_2$), и, с другой, заимствованием K и Na в ходе ассимиляции пород кровли. В зависимости от конкретных условий состава и строения этой кровли, по-видимому, определяется и конкретный характер магматических резер-

вуаров, в том числе и их металлогеническая специализация, а соответственно специализация, а соответственно и специализация ассоциирующих с ними рудных районов. Также можно предполагать, что со становлением подобных резервуаров связано развитие площадных ореалов метаморфизма (амфиболитовой и зеленокаменной степеней) и дорудных метасоматических изменений (пропилитизации, лиственизации, калишпатизации, окварцевания, вплоть до гранитизации). Таким образом, в разрезе ГРЭМ-системы магматические резервуары базальтового (возможно лампрофирового) состава, формирующиеся на уровне 5—15 км, отвечают ее мезоабиссальному ярусу и являются энергетическим источником эндогенного рудообразования в контурах рудных районов.

Дальнейшее развитие ГРЭМ-системы определяется изменением Р-Т-условий в верхних горизонтах коры. Базальт-лампрофировый расплав внедряется до уровня первого крупного структурного несогласия (наиболее контрастная граница структурных этажей внутри ДМ-слоя), дополнительно ослабленного процессами древнего корообразования, и растекается по этой границе, играющей в условиях низкого давления роль вакуум-полости. Расплав втягивается в эту полость и, обладая активной внутренней силой, расширяет камеру по принципу гидроразрыва с наименьшими энергозатратами. Такие камеры имеют пластовые, линзовидные, лополито- или граполитообразную форму и характеризуются значительной протяженностью при сравнительно небольшой мощности.

Со снижением температуры, внешнего и внутреннего давления начинается регрессивная стадия развития камеры, подробно рассмотренная в работе [13] и наиболее полно отвечающая результатам наших исследований. Процесс начинается с кристаллизации магмы от кровли с формированием габброидов, образующих сравнительно маломощную «корку» ранних, наиболее высокотемпературных пород. Расплав под ними постепенно раскисляется и ощелачивается по причине выделения из него меланократовой фазы, увеличения количества летучих (H_2O , CO_2 , Cl, F и др.) и элементов с большими ионными радиусами (K, Na, SiO_2). В итоге формируется следующая оболочка среднего состава с обособлением во внутренней зоне камеры очагов собственно гранитной магмы. Процесс этот носит пульсирующий характер, что определяется импульсивным стилем развития мезоабиссальных резервуаров и выражается в смене фаз прерывистой кристаллизации. Сброс летучих в ходе многократной кристаллизации расплава и их накопления в положительных неровностях кровли (апофизах, гребневых, штоковых выступах, ядрах антиклиналей,

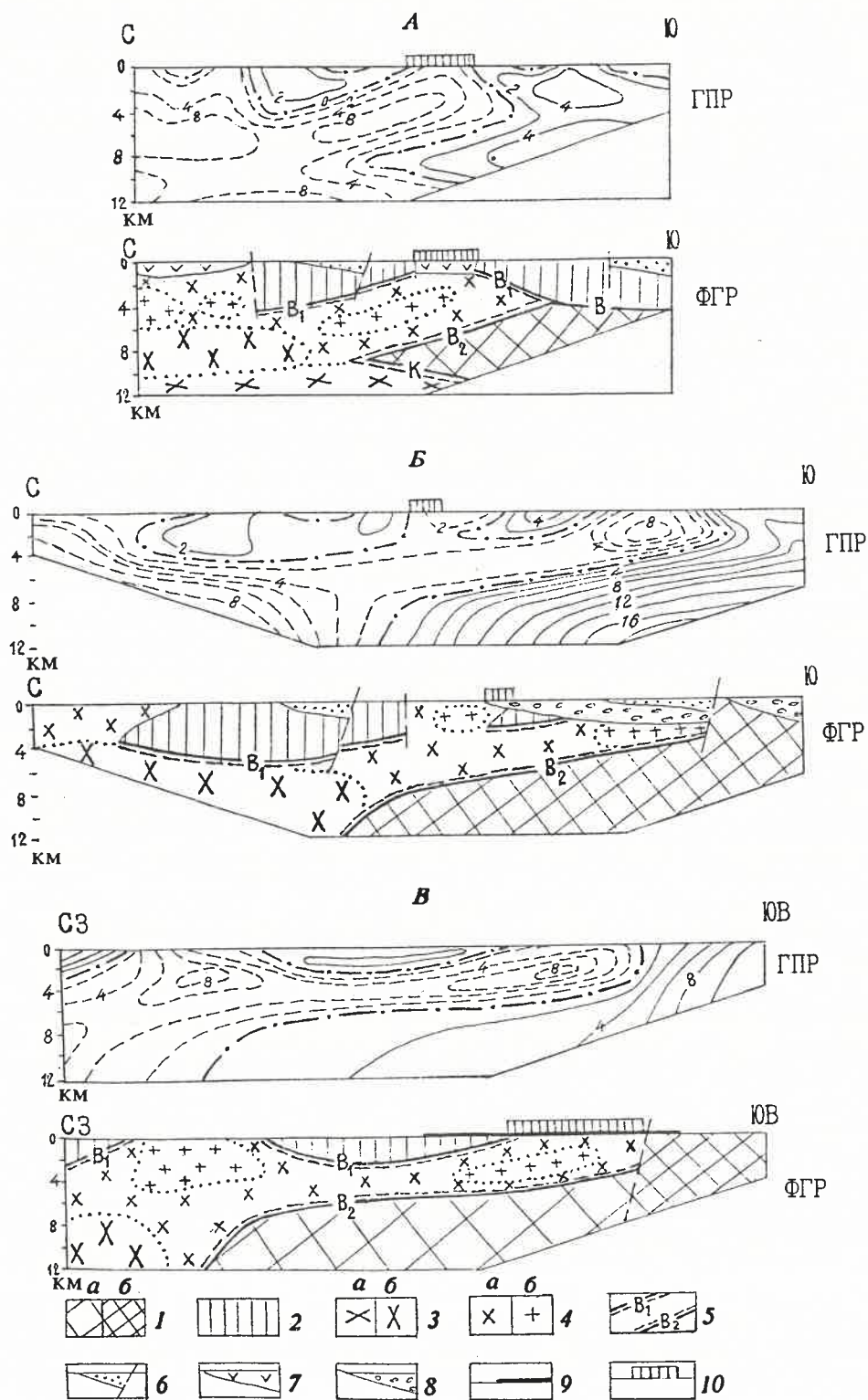


Рис. 3. Глубинно-плотностные модели урановорудных узлов: Стрельцовского (А), Оловского (Б), Хиагдинского (В):

1 — нижний структурный этаж: (а — слабо-, б — сильноуплотненный), 2 — верхний; 3 — энергетические уровни (а — абиссальный, б — мезоабиссальный); 4 — гипабиссальные магматические камеры (а) и локальные очаги (б); 5 — расщепленные границы раздела структурных этажей (зоны структурных несогласий); 6 — молассы нижнемеловых впадин; юрские комплексы: 7 — терригенно-вулканогенные, 8 — вулканогенно-терригенные; 9 — кайнозойские платобазальты; 10 — урановорудные узлы; остальные усл. обозн. см. рис. 1

локальных сводах и куполах) вызывает образование кислых, ультракислых, щелочных и других выплавов на гипабиссальном уровне, определяющих позицию разнотипных рудных узлов.

Схема развития ГРЭМ-системы на мезо- и гипабиссальных уровнях по-разному проявляется в различных конкретных геологических обстановках. Примеры таких обстановок, в которых локализируются Стрельцовский, Оловский и Хиагдинский урановорудные узлы приведены на рис. 3. Не проводя детального анализа (в рамках статьи), укажем лишь основные черты сходства и различия гипабиссального энергетического уровня и условий локализации урановорудных объектов. В разрезе Стрельцовского рудного узла (см. рис. 3, А) выделяются тесно сопряженные по вертикали все три энергетические уровня, причем непосредственно под узлом располагается мощный и контрастно выраженный мезоабиссальный ярус, в котором максимально развиты магматические процессы. В дорудные этапы здесь реализовались многократные процессы магматической дифференциации, гранитизации субстрата под воздействием мощных потоков летучих и экстрагирования рудных компонентов в остаточных флюидах с последующим накоплением в купольных структурах. Предрудный этап характеризуется мощным проявлением пестрого по составу и многофазного вулканизма с образованием хорошо выраженной структурной ловушки в форме вулканической кальдеры. Регрессивная стадия развития этого этапа привела к переотложению накопленного рудного вещества в фундаменте и разрезе кальдеры [9]. Такой ход развития был определен сосредоточением значительной части энергетического потенциала СУБ-бассейна в сравнительно узком канале апофизы, жестко «блокированным» со всех сторон плотными элементами створа коры и висячих плит. Очевидно, также невелики были энергозатраты при формировании мезоабиссального резервуара, развивавшегося по ослабленной границе раздела фундамента и складчатого комплекса.

В разрезе Оловского рудного узла (рис. 3, Б) на северном фланге выделяется мезоабиссальный резервуар, образующий слабоконтрастную протяженную апофизу в южном направлении, подстилаемую мощным сильно уплотненным субстратом (карелидами). Апофиза заканчивается локальным очагом разуплотнения под наиболее глубокой частью Оловского прогиба, а на выходе его ложа на поверхность, где локализовано собственно Оловское месторождение, фиксируется лишь слабо выраженное ответвление данной апофизы. Соответственно, в такой обстановке проявился только базальтовый и андезитовый вулканизм и в весьма ограниченном объеме — кислый (игнимбри-

ты) в основании рудовмещающей юрской толщи. В целом очаги триас-юрского магматизма в Нерча-Оловском рудном районе формировались в сильно эродированных полях развития нижнепалеозойской гранитизации, которой были уже в значительной степени переработаны протерозойские комплексы кровли фундамента и каледонский складчатый чехол. Апофизы мезоабиссального резервуара не имели хорошо выраженных плотных рамок, как в Приаргунье, и значительная доля вещественно-энергетических потоков, переброшенных на гипабиссальный уровень, носила рассеянный характер и сформировала лишь многочисленные рудопроявления урана в кровле фундамента и базальных горизонтах юрских прогибов.

Близкую к Оловской глубинно-плотностную инфраструктуру обнаруживает Хиагдинский урановорудный узел (см. рис. 3, В). Здесь также четко выражена протяженная апофиза мезоабиссального резервуара (расположенного за СЗ рамкой разреза), замыкающаяся контрастным очагом разуплотнения непосредственно под рудным узлом. Апофиза входит в торцевое сочленение с древним (архей-нижнепротерозойским) консолидированным фундаментом, плотность которого значительно снижается под ее подошвой. Верхний структурный этаж (складчатые комплексы верхнего протерозоя — нижнего кембрия) представлен умеренно плотными висячими плитами, прорванными гранитоидами среднего-позднего палеозоя, отвечающими приповерхностным локальным очагам разуплотнения. На этапе кайнозойской активизации потоки тепломассопереноса для миграции к поверхности, по-видимому, использовали уже сформированную по границе структурных этажей апофизу. Очевидно, они отражают начальную стадию этапа, когда магматическая дифференциация мезоабиссального резервуара еще не развилась, и на поверхность проникли только его базальтоидные производные. Поствулканические гидротермальные процессы обусловили мобилизацию сохранившихся накоплений (на предыдущих этапах) рудного вещества и их переотложение во взаимодействии с гипергенными процессами в палеорусловых структурах под чехлом платобазальтов. Возможно, подобный процесс проявился и в локальном очаге в левой части модели, но отсутствие здесь каких-либо коллекторов привело к рассеянию мобилизованного урана.

Из приведенных примеров видно, что, при всех различиях рассмотренных урановорудных узлов, они локализируются на выклинивании разуплотненных апофиз, внедрившихся в плотные створы коры по границам раздела древнего консолидированного основания и вышележащего структурного этажа (зонам крупных структурных несогласий).

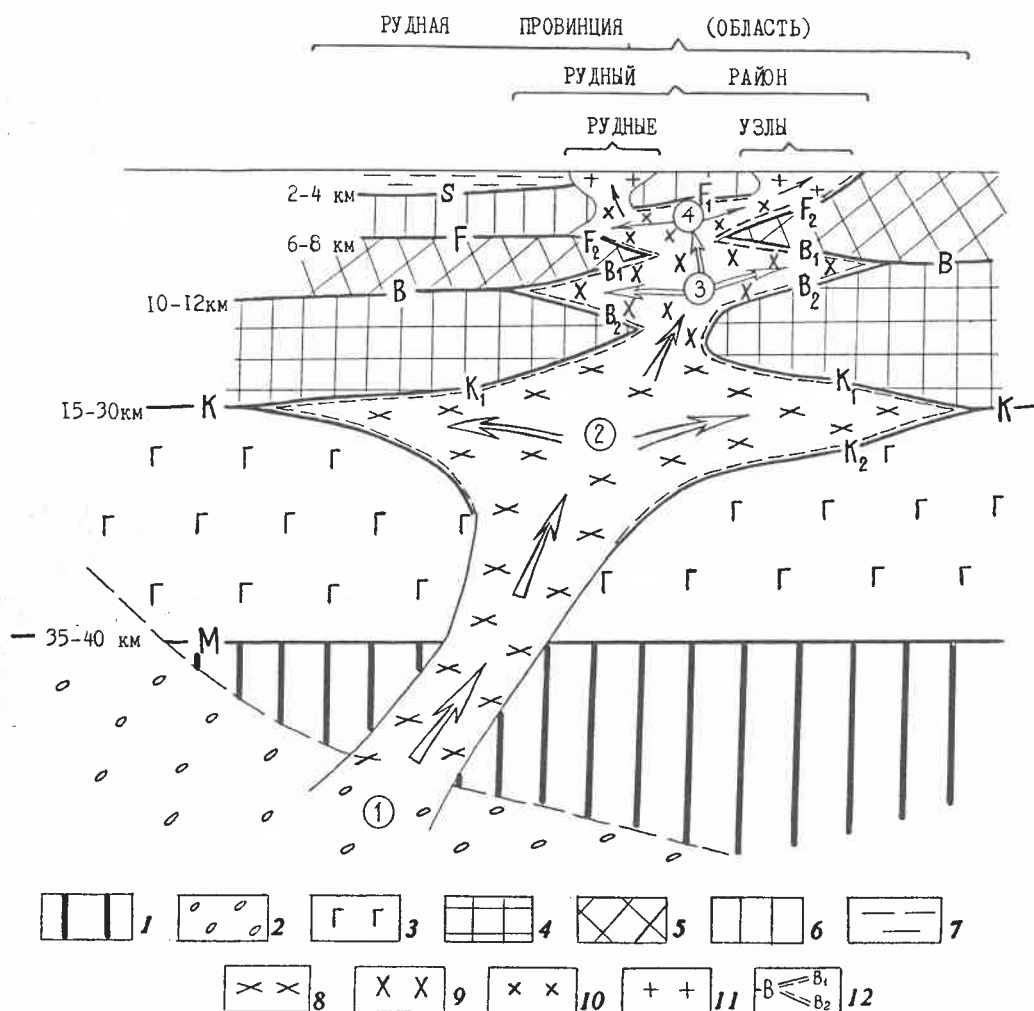


Рис. 4. Схематическая обобщенная модель ГРЭМ-системы.

Элементы коры и верхней мантии: верхняя мантия: 1 — нормальная, 2 — аномальная (мантийный энергетический уровень); 3 — гранулит-базитовый слой; структурный этаж: 4 — базовый (древнее консолидированное основание), 5 — промежуточный (протерозойские метакомплексы), 6 — верхний (палеозойские складчатые комплексы); 7 — наложенные литокомплексы этапа активизации. Энергетические уровни коры: 8 — абиссальный (СУБ-бассейн), 9 — мезоабиссальный (базальт-лампрофировый резервуар), 10 — гипабиссальный (габбро-диорит-гранитовая камера); 11 — локальные приповерхностные интрузивные и субвулканические очаги; 12 — границы раздела структурных этажей. Цифры в кругах — уровни ГРЭМ-системы

Тип и масштабы рудного объекта в каждом конкретном случае определяются такими факторами, как: интенсивность энерго-магматического потока в апофизе (его плотность на единицу ее сечения), контрастное структурное оформление апофизы (плотные борты, подошва и кровля), степень радиогеохимической специализации литокомплексов в зоне несогласия (наличие повышенных концентраций урана в дорудных комплексах и корках выветривания субстрата), проявление на выклинивании апофиз коллекторов, обеспечивающих переотложение урана в форме рудных залежей (структурно-геохимические ловушки) и др. Таким образом, эндогенные рудные объекты формируются в конце длительного и сложного процесса трансформации глубинного энергетического

потока, а их локализация контролируется верхним ярусом ГРЭМ-системы. Данный вывод применим не только к урану, но и эндогенным месторождениям других металлов.

По результатам глубинно-плотностного анализа, можно составить обобщенную модель ГРЭМ-системы, схематически изображенную на рис. 4 и иллюстрирующую механизм тепло-массопереноса в условиях области тектоно-магматической активизации (возможно, в других геотектонических обстановках ГРЭМ-система будет выражена по-иному). В данном случае основу системы составляет мантийный диапир, внедряющийся в кору и расцепляющий границу Конрада, вдоль которой формируется абиссальный магматический бассейн протяжен-

ностью первые сотни и мощностью 10—15 км, заполненный пиролитовой магмой. В ходе ее дифференциации отделяется базальтовая магла, обогащенная летучими и обладающая агрессивными свойствами, которая проникает на следующий по образованным ею каналам уровень, где формирует мезоабиссальные магматические резервуары вдоль ослабленной границы базового и вышележащего структурных этажей; размеры таких резервуаров составляют по латерали десятки, а по вертикали 5—10 км. На данном уровне происходит интенсивная ассимиляция вмещающих пород и магматическая дифференциация внутри резервуаров с формированием на этом и вышележащих уровнях сложных габбро-диорит-гранитовых комплексов с конечными выплавками ультракислых и щелочных пород на гипабиссальном уровне. Пульсационное функционирование пространственно совмещенных разноуровневных резервуаров и очагов сопровождается сложными сериями даек, малых интрузивных тел, трубок взрыва, вулканических проявлений, весьма характерных для рудных районов и узлов. Также широко развиты здесь разнотипные метасоматические процессы, в том числе рудоподготовительные и рудосопровождающие. Иерархическая соподчиненность элементов ГРЭМ-системы регулирует металлогеническую инфраструктуру активизированной области: СУБ-бассейны контролируют позицию рудных областей, мезоабиссальные резервуары — положение рудных районов, гипабиссальные очаги — размещение рудных узлов. Распределение плотностных неоднородностей в их пределах позволяет в значительной степени определить структуру, часто нелинейную (по А.Д.Щеглову), металлогенической зональности, в рамках

которой разные группы металлов занимают свои специфические позиции.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андреев Б.А. Геофизические методы в региональной структурной геологии. — М.: Недра, 1965.
2. Беляевский Н.А. Земная кора в пределах территории СССР. — М.: Недра, 1974.
3. Булин Н.К., Афанасьева Н.А., Преняева Е.А., Эрглис Е.И. Глубинный разрез юго-востока Сибирской платформы и ее складчатого обрамления // Сов. геология. № 10. 1972. С. 134—140.
4. Вольвовский Н.С. Сейсмические исследования земной коры в СССР. — М.: Недра, 1973.
5. Данковцев Р.Ф. Спектрально-корреляционный анализ гравиметрических данных при локальном прогнозе эндогенных рудных месторождений // Отеч. геология. № 5. 1993. С. 114—120.
6. Карус Е.В., Саркисов Ю.М. Об антистратиформном характере разреза кристаллического основания континентальной земной коры // Докл. АН СССР. Т. 289. № 1. 1986. С. 176—179.
7. Кравчук Э.А., Мандельбаум М.М., Письменный Б.М., Шпак И.П. и др. Региональные геофизические исследования в зоне трассы БАМ / Глубинное строение региона БАМ. — Л.: 1982. С. 18—30.
8. Красный Л.И., Амантов В.А., Генко Г.А., Соловьева И.М. и др. О глубинном строении региона БАМ // Глубинное строение региона БАМ. — Л.: 1982. С. 6—18.
9. Мизута А.К., Модников И.С. Ураноносность областей мезозойской активизации юго-востока Сибирской платформы // Отеч. геология. № 5. 1993. С. 9—15.
10. Рогожина В.А., Кожевников В.М. Область аномальной мантии под Байкальским рифтом. — Новосибирск: Наука, 1979.
11. Сорохтин О.Г. Глобальная эволюция Земли. — М.: Наука, 1974.
12. Трусова И.Ф., Чернов В.И. Петрография магматических и метаморфических горных пород. — М.: Наука, 1982.
13. Хомичев В.Л., Алабин А.В., Курмей А.Е. Центральный массив — эталон мартайгинского гранитоидного комплекса. — Новосибирск: Наука, 1994.
14. Шейкманн Ю.М. Очерки глубинной геологии. — М.: Недра, 1968.

УДК 550.4:550.8:553.495

© А.А.Ашихмин, А.Т.Костиков, И.В.Сычев, 1995

Минералого-геохимические исследования при поисках и оценке гидротермальных месторождений урана

А.А.АШИХМИН, А.Т.КОСТИКОВ, И.В.СЫЧЕВ (ВИМС)

Минералого-геохимическое изучение гидротермальных месторождений урана и экспериментальные исследования выявили основные особенности эндогенного уранового рудообразования. Определены физико-химические условия формирования оруденения [4, 12, 17, 21], особенности онтогении и кристаллохимии урановых минералов [7, 23, 25], гипергенного разрушения руд [2, 11], закономерности формирования, роль и методика изучения окolorудных [14] и ре-

гиональных слабых гидротермальных изменений горных пород [20], усовершенствованы и предложены оригинальные методы и приемы минералогического анализа [13, 24]. Накоплена огромная минералого-геохимическая информация по минеральным типам месторождений и отдельным месторождениям урана [1, 4, 5, 8, 25]. Не все вопросы рудогенеза решены однозначно, тем не менее генетические разработки, результаты изучения руд и измененных пород

способствовали успехам ПГО «Главгеолог-разведка». Очень продуктивным было внедрение в цикл специализированных разно-масштабных работ картирования гидротермальных изменений.

Минералого-геохимические критерии и признаки оруденения в процессе поисково-оценочных работ использовались весьма ограниченно. Это может объясняться их недостаточной четкостью, обоснованностью, отсутствием методических рекомендаций и не востребоваанностью, т.к. природная радиоактивность урана, возможность интенсивного ведения работ с применением комплекса геолого-структурного, петрографического, литогеохимического и многопрофильного геофизического изучения площадей, аномалий и рудопроявлений обеспечивали достаточно высокую результативность в определенных рудных районах. Однако в минералого-геохимических исследованиях заключен большой резерв повышения эффективности геологоразведочного производства на всех его стадиях.

Развитие учения о типоморфизме и внедрение в минералогии методов физики твердого тела и физико-химического анализа создали благоприятные условия для более широкого привлечения результатов минералого-геохимических исследований в практику геологических работ, направленных на выявление рудных, в т.ч. урановых, месторождений. Типоморфные особенности строения, состава, свойств широко распространенных гидротермальных и породообразующих минералов могут служить индикаторами оруденения, позволяют определить его генетический и формационный типы, эрозийный срез, масштабность, отличить рудносные метасоматиты от безрудных и решить многие другие вопросы [6, 26, 27]. Используя минералого-геохимические данные, заключение о целесообразности дальнейших работ на геохимических аномалиях и проявлениях гидротермальной минерализации можно сделать уже на ранних стадиях их изучения по ограниченной информации и с минимальными затратами. Выявление типоморфных особенностей, заключенных в широко распространенных минералах, наиболее эффективно точными физическими методами, вскрывающими строение и состав минерала на молекулярном, атомном и электронном уровнях, в частности, рентгено-, электронно- и нейтронографии, электронной микроскопии, ИК-люминесцентной, мессбауэровской (ЯГР) и радиоспектроскопии (ЭПР, ЯМР) [13, 24]. Не исчерпали своих возможностей и традиционные, особенно локальные, методы анализа минералов и горных пород.

Некоторые возможности применения при решении практических разномасштабных задач минералого-геохимической информации, полученной в результате нестандарт-

ных традиционных и с использованием физических, физико-химических методов, иллюстрируются результатами собственных исследований авторов и литературными данными.

Минералого-геохимические модельные построения — необходимые элементы обоснования прогнозных предпосылок гидротермальных урановых и других рудных месторождений. На основе результатов многолетнего минералого-геохимического и термобарогеохимического изучения гидротермальных урановых месторождений Казахстана, Забайкалья, Средней Азии, анализа материалов по месторождениям других районов и термодинамических расчетов в ВИМСе разработан модель физико-химической стадийности эволюции рудообразующих гидротермальных растворов [29].

Согласно этой модели, минералого-геохимическое разнообразие урановых месторождений, формировавшихся в течение одного этапа гидротермальной деятельности, в обобщенном виде обусловлено сочетанием четырех последовательных стадий, имеющих определенную температурную датировку (рис. 1). Дорудная стадия с температурой растворов около 300 °С представлена щелочными (альбититы, эйситы, гумбеиты) или кислотными (березиты, гидрослюдиты, аргиллизиты) метасоматитами, предрудная — около 250 °С, существенно анкеритовая или пиритовая, рудная — около 200 °С, браннерит-коффинит-настурановая и пострудная — около 150 °С, кварц-карбонатная. Укладываясь в закономерную последовательность, выделенные стадии различаются проявленностью в горных породах различного состава, относительной ролью метасоматического замещения и жильного выполнения, кислотностью минералообразующих растворов. Месторождения в щелочных метасоматитах характеризуются преобладанием метасоматического минералообразования над выполнением пустот, эволюционным развитием процесса с нечетко выраженной стадийностью, образованием нескольких генераций браннерита, коффинита, уранинита, реже настурана, рассеянных практически во всем объеме предшествующих метасоматитов, небольшой дисперсией содержаний урана и обычно значительной (до 1,5 км) глубиной распространения оруденения, т.е. они обладают признаками рудообразования при замедленной фильтрации растворов в относительно спокойных тектонических условиях, или в обстановке преобладающего сжатия, не вызывающего образования открытых трещин (месторождения Украины, большая часть месторождений Северного Казахстана, некоторые месторождения Чехии). На месторождениях в кислотных метасоматитах значительные метасоматические преобразования отмечаются главным образом в ранние стадии,

четко выражена стадийная дифференциация гидротермального процесса и практически одноактная концентрация основной массы урана в прожилках и прожилково-вкрапленных выделениях настурана с образованием богатых руд в структурных ловушках. Такие особенности оруденения свойственны нестабильным тектоническим обстановкам с многоактным трещинообразованием в условиях близповерхностной разрядки напряжений или смены режима общего сжатия прогрессирующим растяжением. Примером таких условий рудообразования в первом случае является соотношение между орудене-

нием в палеозойском фундаменте и мезозойских осадочно-вулканогенных образованиях Тулукуевской ВТС в Забайкалье, т.е. Антей в эйситах и Стрельцовское в аргиллизитах. Во втором — жильные месторождения в гранитах и их экзоконтактах (месторождения Центральной Европы, ЮВ Китая), а также прожилково-вкрапленное оруденение в пределах и обрамлении вулканотектонических структур Казахстана, Средней Азии.

Состав гидротермальных растворов, формирующих гидротермальные месторождения урана, имеет провинциальные особен-

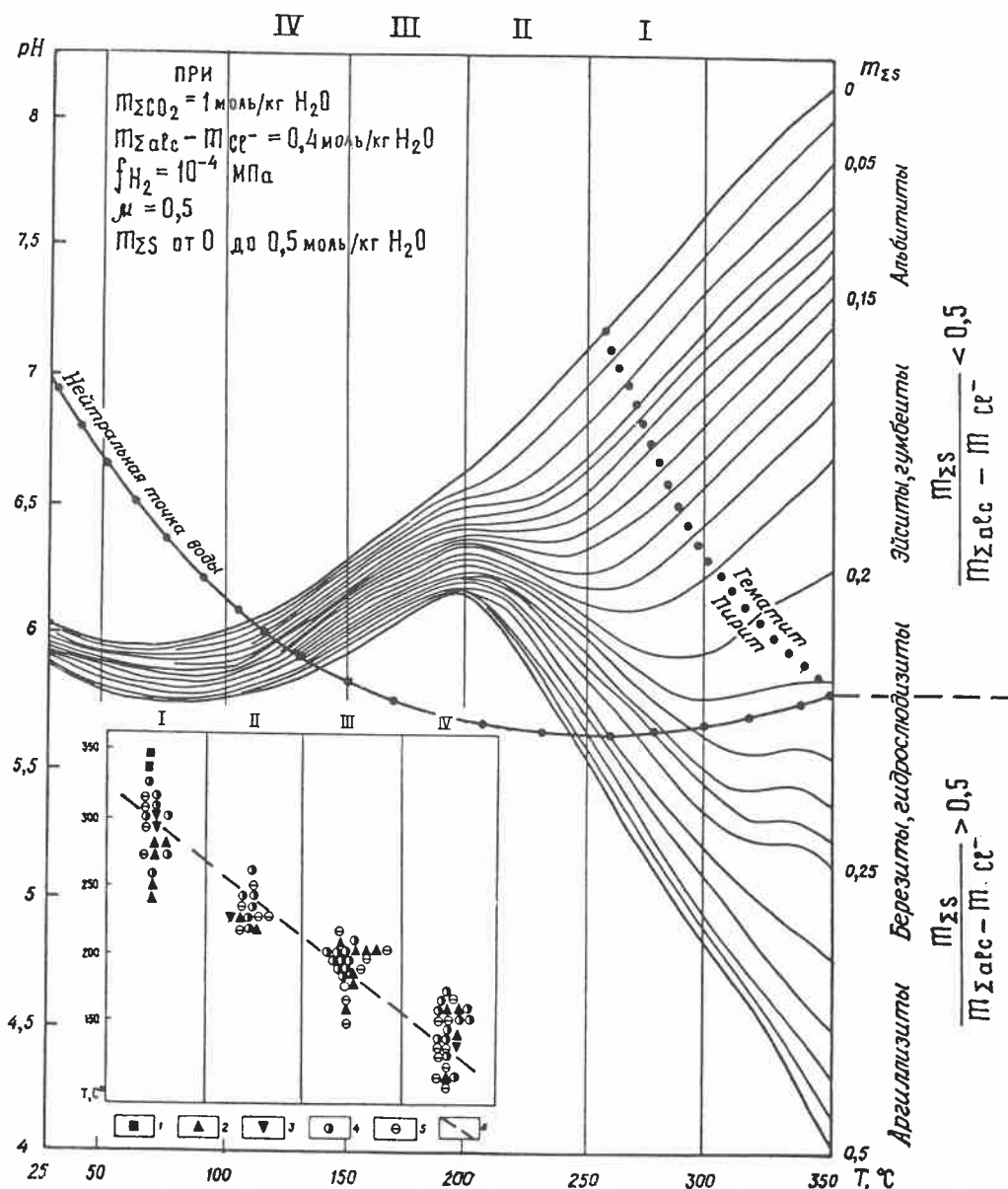


Рис. 1. Модель физико-химической стадийной эволюции гидротермальных растворов урановорудного этапа:

на врезке — температуры гомогенизации газовой-жидких включений в минералах различных стадий (I—IV) для месторождений метасоматических формаций: 1 — альбититы; 2 — эйситы; 3 — гумбеиты; 4 — березиты; 5 — аргиллизиты; 6 — усредненная линия постадийного изменения

ности, но достаточно индивидуален, как и состав растворов других рудных месторождений по сочетанию основных компонентов (табл. 1, 2). Для урановых месторождений это существенно карбонатные калий-натриевые гидротермы с варьирующими концентрациями хлора, фтора, серы; в незначительных примесях отмечаются кальций, магний, аммоний, оксид углерода и углеводороды.

Стадийная кислотно-щелочная эволюция, как свидетельствуют термодинамические расчеты, выполненные для усредненного валового состава растворов урановорудного этапа, зависит от соотношения в исходном растворе концентраций суммарной серы к сумме щелочей, не компенсированных галоидами — $m_{\Sigma S} / (m_{\Sigma alc} - m_{Cl-})$. Если значения данной величины выше 0,5, урановорудный процесс начинается с кислотных стадий, если ниже — с щелочных. При понижении температуры диапазон значений pH сужается, в рудную стадию гидротермальные растворы становятся умеренно щелочными, благоприятными для транспортировки урана в виде уранилкарбонатных комплексов, в пострудную — близонейтральными. Инверсия кислотно-щелочных свойств изначально кислых растворов в рудную стадию согласуется с относительной временной контрастностью и высокой минеральной индивидуальностью оруденения на урановых, молибден-урановых месторождениях в березитах, гидрослюдизитах и аргиллизитах. В существенно щелочном процессе рудная стадия по физико-химическим параметрам выражена менее отчетливо, щелочной характер растворов приводит к более раннему появлению в них урана и образованию минералогически более разнообразного урано-фосфорного, титан-уранового, молибден-уранового и собственно уранового оруденения на месторождениях в альбититах, эйситах и гумбеитах.

Предложенная минералого-геохимическая модель стадийной эволюции урановорудного гидротермального процесса объясняет разнообразие уранового оруденения зависимостью pH от температуры карбонатных растворов, свойственных только месторождениям урана, т.е., несмотря на разно-

1. Состав урановорудных растворов по результатам изучения газово-жидких включений в минералах [28], моль/кг H₂O

Компоненты	Алдаи	Восточное Забайкалье	Северный и Централь- ный Казахстан	
	1	2	3	4
Na ⁺	2,50	1,50	2,00	2,50
K ⁺	1,50	1,30	0,50	1,00
Ca ²⁺	0,10	0,02	0,10	0,10
Mg ²⁺	0,20	0,01	0,10	0,10
NH ₄ ⁺	0,10	0,01	0,03	0,03
ΣCO ₂	2,20	2,23	1,00	2,00
Cl ⁻	0,80	0,10	1,80	1,80
F ⁻	0,10	0,50	0,01	0,01
SO ₄ ²⁻	0,50	0,01	0,01	0,01
ΣH ₂ S	0,30	0,01	0,05	0,05
Na/K	1,60	1,15	4,00	2,50
Cl/HCO ₃	0,36	0,04	1,80	0,90
pH(200 °C)	7,88	7,87	7,46	7,66
M, г/л	> 300	200	250—300	250

П р и м е ч а н и е. Типы руд урановых месторождений: 1 — золото-уран-титановые в гумбеитах; 2 — уран-молибденовые и урановые в аргиллизитах; 3 — уран-фосфорные и уран-титановые в эйситах; 4 — уран-молибденовые и урановые в березитах.

образии геолого-структурных обстановок и минеральных типов месторождений, существуют общие для урановорудных районов геотектонические, магматические, радиогеохимические и другие условия формирования ураноносных гидротерм и промышленных скоплений урана. Тем самым подтверждается [14] и дополнительно обосновывается необходимость перехода от многочисленных критериев мелко-, среднемасштабного прогнозирования гидротермального уранового оруденения на рудноформационной (или геолого-промышленной) основе по принципу аналогии к применению генетически обоснованных общих предпосылок формирования эндогенных урановых месторождений. Выявляется дополнительная информативность геодинамических условий уранового рудообразования. Тектоно-физические реконструкции для потенциально рудоносных геологических блоков для выявления участков благоприятных для рудолокализации, позволяют прогнозировать возможный тип оруденения, в т.ч., при наличии благоприятных предпосылок,

2. Термобарогеохимические условия образования месторождений Забайкалья [28]

Месторож- дения	T _{обр.} , °C	P, МПа, до	Содержание макрокомпонентов, моль/кг H ₂ O								Концент- рация рас- творов, г/кг H ₂ O
			Na	K	Ca, Mg	ΣCO ₂	Cl	F	SO ₄	ΣH ₂ S	
Mo	> 300	200	4,6	2,9	—	1,8	4,1	2,6	—	0,1	< 700
Sn—W	300	180	4,8	1,0	—	1,4	1,6	1,9	—	< 1	300
Sn	300	180	1,6	1,9	0,3	1,8	0,8	0,3	< 1	0,3	270
Pb—Zn	280	100	3,3	1,0	—	2,1	0,6	0,9	—	0,2	250
U—Mo	200	70	1,5	1,3	0,2	2,2	0,1	0,5	< 0,1	< 1	200
CaF ₂	180	40	1,0	1,2	—	2,1	—	0,7	—	—	< 200
Au	180	40	1,3	0,5	0,4	1,0	—	1,7	0,2	0,3	< 200

богатого высокопродуктивного в кислотных метасоматитах.

Минералого-геохимические исследования необходимы для надежного определения проявленности критериев уранового оруденения. Одной из благоприятных предпосылок потенциальной рудоносности геологических блоков, зон разломов является высокая радиогеохимическая дифференцированность с ореолами дефицита урана [15]. Распределение урана может быть следствием первичной сингенетической неоднородности или эпигенетического перераспределения последующими экзогенными и эндогенными процессами, в частности, гидротермальными широко распространенными в районах урановых месторождений. Достоверная интерпретация близкларковых положительных и отрицательных аномалий, как зон привноса и выноса (дефицита) урана, возможна лишь при использовании данных по изотопному составу свинца и распределению радиационных дефектов в порообразующих минералах. Данные о концентрации радиогенного свинца ^{206}Pb широко применяются при оценке радиоактивных аномалий, которые при его относительно высоком содержании (более 20 %) свидетельствуют о возможности выявления промышленных скоплений урана. Низкие содержания ^{206}Pb за пределами радиоактивных аномалий практически не рассматриваются, в то время как в сочетании с концентрациями урана они несут генетическую и прикладную информацию. Изотопный состав свинца в массовом порядке определялся при геохимическом картировании в районе Стрельцовского месторождения и на месторождениях Антей и Аргунское при изучении керна глубоких скважин. При расчете количества урана, эквивалентного ^{206}Pb — $U_{\text{экв}}$, обнаруживается избыток ^{206}Pb по отношению к существующим содержаниям урана в гранитоидах фундамента около рудной зоны. Количество урана, установленное аналитически, меньше величины $U_{\text{экв}}$ в среднем в 2 раза, причем наиболее существенный дефицит отмечается в участках интенсивного изменения гранитоидов при калишпатизации, альбитизации, грейзенизации и аргиллизации. Расчетные значения составляют 6—10 г/т, истинные 2—5 г/т. Относительно широкие (100—300 м) зоны дефицита урана прослеживаются в плане до 1 км и на глубину ниже уровня выклинивания рудных тел (1600—2000 м).

Перераспределение урана установлено путем изучения радиационных центров методом ЭПР в порообразующих минералах на месторождении Имское [10]. В качестве наиболее информативного палеодозиметра использовался кварц, в котором при радиационном воздействии образуются парамагнитные электронно-дырочные центры (E_1^+ -центры). Картирование участков с избыточ-

ными и дефицитными концентрациями E_1^+ -центров показало, что с эпигенетическими процессами в молассоидах раннемелового возраста связано переотложение урана с образованием богатых рудных залежей и зон выноса. Совместное изучение распределения ^{206}Pb и радиационных E_1^+ -центров на месторождении Джидели свидетельствует о практически одинаковой информативности этих методов для выявления ореолов дефицита урана. Метасоматические процессы, ответственные за перемещение урана, обнаруживаются минералогическим картированием. Применение метода рентгенографического количественного фазового анализа (РФКА), разработанного в ВИМСе, повышает объективность картирования, позволяет проводить его на количественной основе и одновременно получать данные об особенностях структуры минералов. Изменение форм нахождения урана фиксируется методами осколковой и электронно-микроскопической радиографии (ЭМАР).

Как самостоятельный метод поиска для оконтуривания рудных полей, обнаружения «слепого» оруденения и региональных рудоконтролирующих и рудовмещающих структур могут применяться термобарогеохимические исследования [6, 18]. В порообразующих минералах вмещающих пород благодаря воздействию гидротермальных растворов возникают вторичные газово-жидкие включения, создающие ореолы «пропаривания» (флюидонасыщенности). Такие ореолы выявляются декриптофоническим, палеотемпературным методом и путем определения общей газонасыщенности (ОГН). Общая газонасыщенность характеризуется объемом газов, связанных с эпигенетическими процессами и законсервированных во вторичных включениях. Метод определения ОГН опробировался в районе Стрельцовского месторождения. Ореол ОГН и отдельных его компонентов хорошо отражает положение в фундаменте зоны продольного рудоконтролирующего Аргунского разлома и участок его пересечения с зоной поперечного скрытого разлома* (рис. 2). Этот структурный узел определяет положение Тулукуевской ВТС и рудного поля. Величина ОГН, содержание воды и углекислоты в зернах кварца из гранитоидов фундамента в зоне Аргунского разлома в 2—4 раза выше, чем за ее пределами, при этом резко увеличивается дисперсия определяемых параметров. Участок пересечения разломов и локализации оруденения выделяется максимальными значениями ОГН, содержаний воды, серы и на порядок повышенными концентрациями оксида углерода и углеводородов (до 1 кг на 100 г образца). Характерно также снижение количества углекислоты, которая очевидно,

* Исследования М.Н.Кандинова

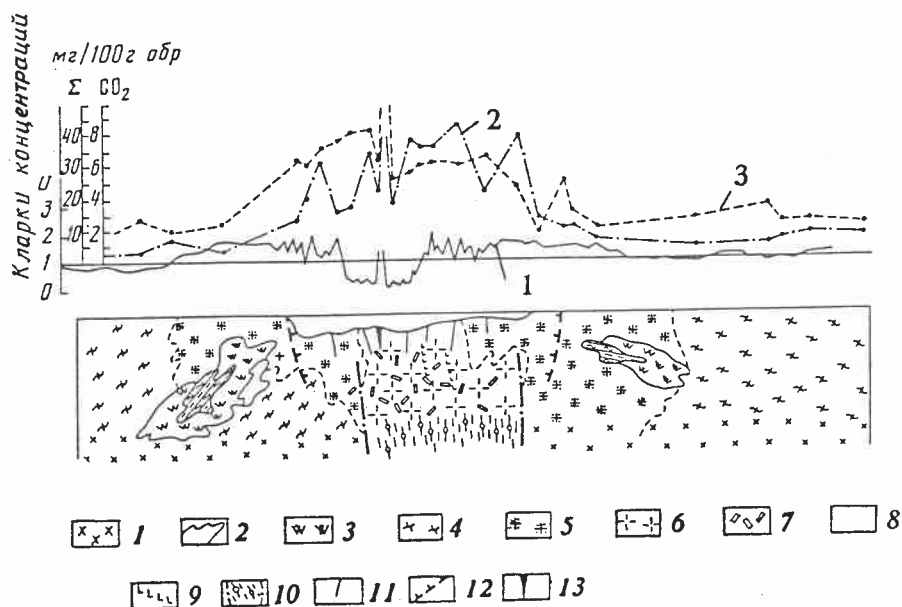


Рис. 2. Распределение значений общей газонасыщенности и концентраций углекислоты из вторичных включений породообразующего кварца в разрезе через рудоносную зону:

1 — диорит-метаморфический слой; 2 — кристаллические сланцы; 3 — амфиболиты; граниты; 4 — гнейсовидные, 5 — биотитовые порфиробластовые, 6 — лейкократовые; 7 — микроклинизация; 8 — вулканогенно-осадочные отложения депрессии; 9 — дайки основного состава; 10 — зоны рассланцевания и blastsмилонитизации; 11 — крутопадающие тектонические разрывы; 12 — кольцевые краевые разломы; 13 — проявления урановой минерализации; изменения: 1 — кларков-концентраций урана, 2 — концентраций углекислоты в газах включений; 3 — суммарная газонасыщенность пород

терялась при дегазации ураноносных карбонатных растворов в наиболее проницаемой части рудоносной структуры. Размеры ореола ОГН в 2—8 раз превышают мощность зоны разлома. Рудоносные структуры хорошо выделяются также при изучении ОГН в керне скважин.

Минералого-геохимические исследования могут эффективно применяться при оценке рудной специализации проявлений гидротермальной деятельности. Районы развития гидротермальных месторождений урана имеют многопрофильную сложную металлогению. Здесь распространены месторождения редких металлов, свинца и цинка, золота, флюорита, сурьмы и ртути, которые часто сопровождаются радиоактивными аномалиями и минералогически однотипной метасоматической и жильной минерализацией (ореолы слюдисто-глинистых изменений, прожилки с кварцем, карбонатами, флюоритом, хлоритом и др.). Однозначное определение их рудной специализации часто вызывает определенные трудности. Решению этого вопроса с незначительными затратами может способствовать минералого-геохимическая информация, в частности, полный термобарогеохимический анализ включений, типоморфные особенности минералов и данные о концентрациях летучих компонентов.

Термобарогеохимическая характеристика растворов газовой-жидких включений инди-

видуальна для различных рудных месторождений (см. табл. 2). В настоящее время она может быть получена как при изучении первичных включений в гидротермальных минералах, так и вторичных — в породообразующих. Наиболее показательны для определения рудной специализации состав и соотношения основных компонентов раствора — щелочей, хлора, фтора, углекислоты и серы.

Одним из благоприятных минералов-индикаторов оруденения является флюорит, который достаточно широко распространен и содержит многочисленные структурные примеси и дефекты [3]. Высокую информативность имеют, в частности, парамагнитные электронно-дырочные центры, обнаруживаемые методом ЭПР. В образцах флюорита (более 150 обр.) месторождений урана, полиметаллов, золота, олова, флюорита в Забайкалье и, по литературным данным, на месторождениях флюорита и олова в Приморье обнаружены парамагнитные центры, представленные молекулярными ионами O_2^- и O_2^{3-} , примесными катионами Gd^{3+} , Mn^{2+} , а также центры N5 и q. Центр O_2^- состоит из молекулы, захватившей электрон, и в той или иной степени стабилизированной катионами, вакансиями катионов или другими дефектами с дефицитом положительного заряда. Дырочный центр O_2^{3-} представляет пару ионов кислорода ($O^{2-} + O^-$), занимающих самостоятельное положение

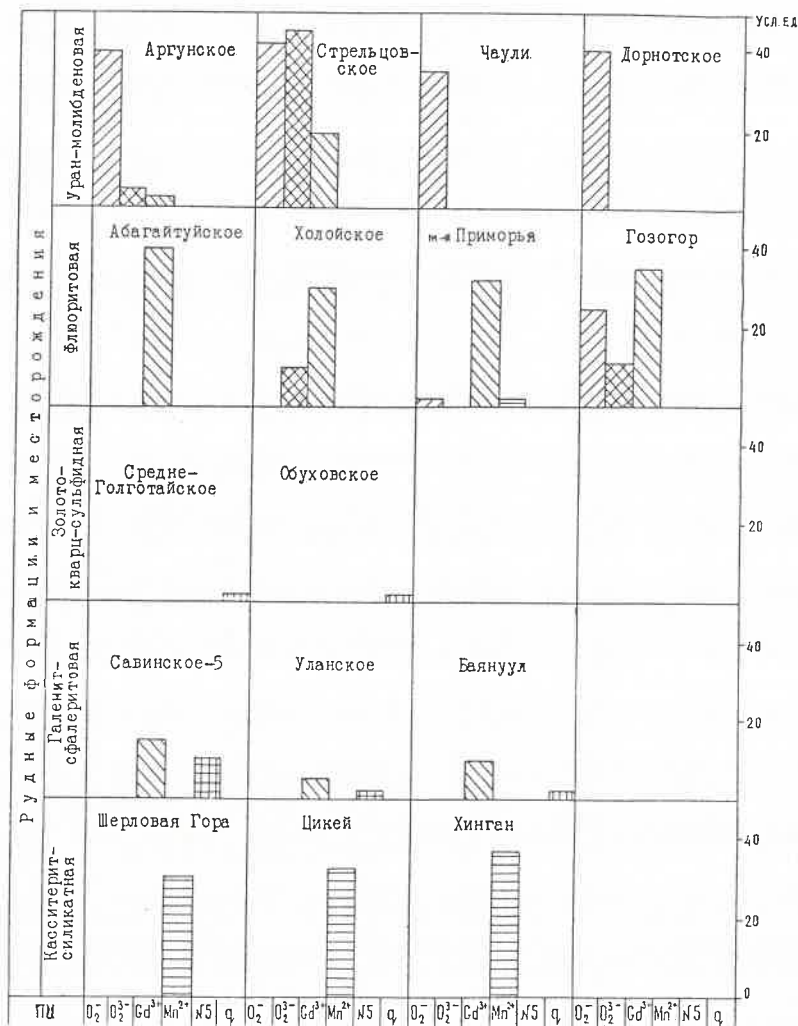


Рис. 3. Средние концентрации парамагнитных центров (ППЦ) во флюоритах гидротермальных месторождений различных формационных типов

ние двух анионов, захвативших дырку. Примесные катионы Gd^{3+} и Mn^{2+} находятся в структурной позиции Ca^{2+} . Структурная модель центров N5 и q еще не изучена. Парамагнитные центры достаточно отчетливо отражают металлогеническую специализацию гидротермальных растворов, образующих флюорит. Высокие концентрации парамагнитных центров O_2 характерны для урановых месторождений, Gd^{3+} — для флюоритовых, Mn^{2+} — для оловянных (рис. 3), а также других редкометалльных (Be, W, Ta) и гранитоидов, с которыми они связаны [3]. Флюорит полиметаллических месторождений выделяется сочетанием центров Gd^{3+} и N5 или q, а золоторудных — присутствием центра q в очень низких концентрациях*. На Аргунском и Стрельцовском месторождениях в образцах флюорита, тесно ассоциирующего с урановыми минералами, присутствует парамагнитный центр O_2^{3-} , а в пострудном флюорите, скопления которого на флангах месторождения достигают про-

мышленных параметров, проявляется гадолиниевый центр, типичный для флюоритовых месторождений.

Во флюоритах на Аргунском урановом и Савинском полиметаллическом месторождении устанавливается уменьшение концентраций парамагнитных центров с глубиной, в подрудных сечениях они не обнаруживаются (рис. 4). Резкий градиент фиксируется на глубине 400—500 м от поверхности, в нижних частях интервала локализации наиболее продуктивного оруденения. Уменьшение концентраций центров Mn^{2+} с глубиной известно для крупных и уникальных редкометалльных месторождений (обратная «флюоритовая» зональность), на мелких месторождениях и рудопроявлениях отмечается менее четкая противоположная тенденция [3]. Обратная «флюоритовая» зональность объясняется увеличением кислотности рудообразующих растворов и накоплением летучих компонентов в верхних частях рудных зон в условиях относительно закрытых систем (экранирование, пологое залегание). «Флюоритовая» зональность в сочетании с геологическими и другими минералого-геохимическими данными может

* Данные по месторождениям золота получены по единичным образцам и требуют уточнения.

служить критерием глубины эрозионного среза месторождения и, возможно, масштаба оруденения.

Менее изучены кварц, карбонаты, порообразующий микроклин, тем не менее получены обнадеживающие результаты. В кварце методом ЭПР определялись Al-центры типа A и B, связанные с присутствием в структуре минерала ионов Al^{3+} в кремниевых или кислородных вакансиях, зарядовая компенсация осуществляется H^+ . Результаты исследования почти 150 проб дорудного, пострудного и рудосопровождающего кварца 10 месторождений урана, свинца и цинка, золота, олова и флюорита подтвердили известные данные о развитии Al-центров в кварце главным образом низкотемпературных гидротермальных образований (рис. 5) [16]. При этом наиболее высо-

кие содержания Al-центров установлены в кварце урановых месторождений.

В кальците Косачинского месторождения урана определялась концентрация парамагнитных центров Mn^{2+} , изоморфно замещающего кальций. Зоны прожилков пострудного железистого (до 1 %) кальцита с примесью Mg и Mn (0,1 %) трассируют рудовмещающие структуры. Число центров Mn^{2+} возрастает в 8—10 раз по мере приближения к рудным телам (рис. 6). Одновременно изменяются цвет и интенсивность люминесценции в ультрафиолетовой части спектра. Слабое розовато-фиолетовое свечение сменяется ярким карминово-красным, т.е. повышенные концентрации парамагнитных центров Mn^{2+} в пострудном кальците, обладающем своеобразной люминесценцией, от-

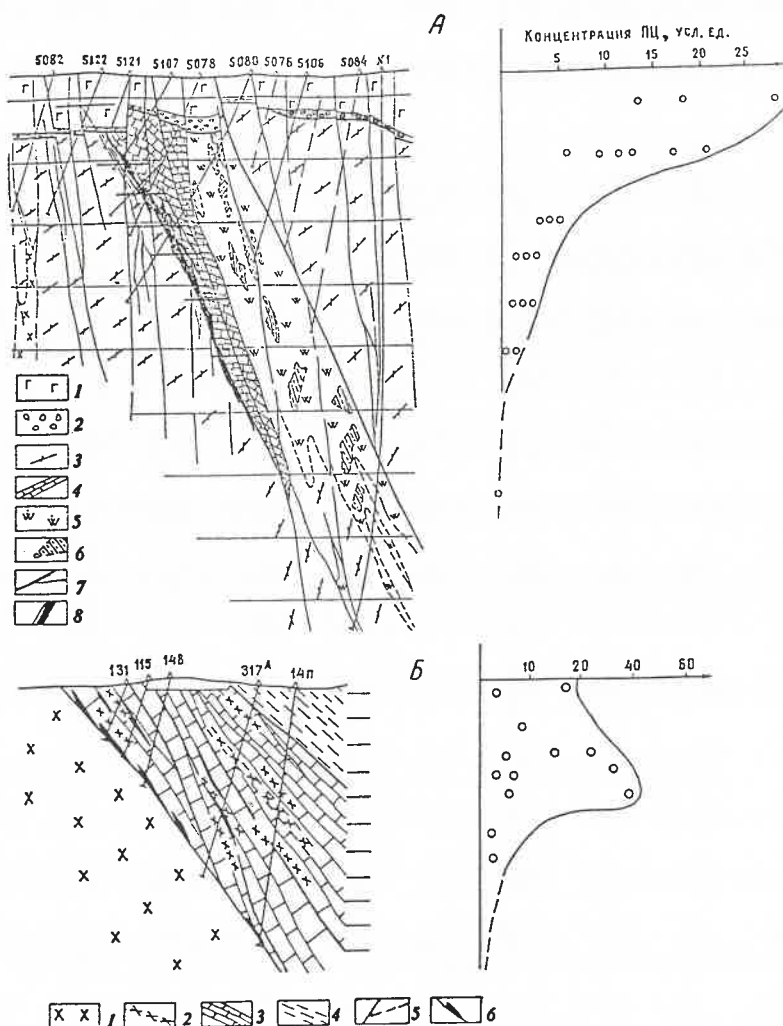


Рис. 4. Распределение концентраций парамагнитных центров в образцах флюорита в разрезе уранового Аргунского (А) и полиметаллического Савинского-5 (Б) месторождений:

А: 1 — андезитобазальты, 2 — конгломераты, 3 — граниты гнейсовидные, 4 — известняки, 5 — амфиболиты, 6 — кристаллические сланцы, 7 — тектонические нарушения, 8 — рудное тело; Б: 1 — диориты, 2 — дайки диоритов, 3 — известняки с прослоями сланцев, 4 — сланцы, 5 — тектонические нарушения, 6 — рудные тела с полиметаллической минерализацией

ражают условия, благоприятные для концентрации урана.

Показателем уранового оруденения может быть микроклин из высокотемпературных метасоматических ореолов, пространственно сопряженных с урановыми месторождениями. Один из показателей совершенства его кристаллической структуры — степень триклинности Δ изменяется в широких пределах, и в наиболее структурно упорядоченных разностях (Δ около 1) весь алюминий занимает тетраэдрические позиции $T_1(O)$. Рентгенографически методом Стюарта — Райта обнаружено, что микроклин в околорудном пространстве более совершен, чем в периферических частях рудомещающих блоков (рис. 7). Степень триклинности не зависит от интенсивности микроклинизации и увеличивается по мере приближения к рудным телам, достигая значений, близких 1. Аналогичная картина устанавливается в микроклинах гранитоидов УКЩ методом термолюминесценции [22], интенсивность которой находится в обратной зависимости от степени структурной упорядоченности. При использовании структурных особенностей микроклина в поисково-оценочных работах необходимо учитывать, что высокие значения Δ характерны и для микроклина в безрудных зонах метасоматитов зон региональных разломов (0,94—1,0), тогда как в участках развития редкометалльного оруденения он менее структурно упорядочен (Δ 0,7—0,92) [9].

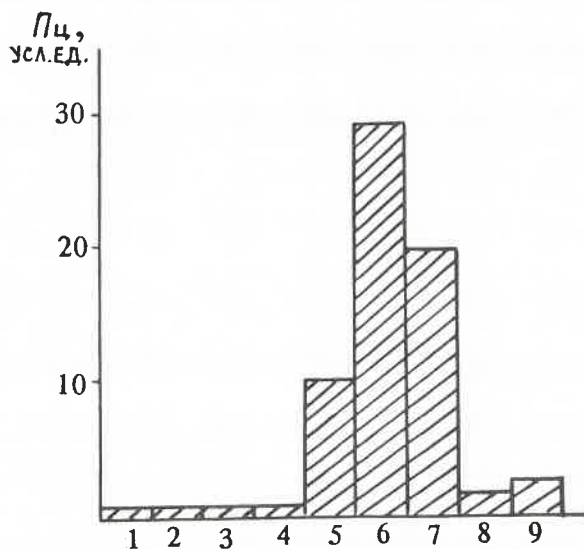


Рис. 5. Средние концентрации парамагнитных центров Al_{A+B} в кварце гидротермальных месторождений Забайкалья:

месторождения: 1 — Шерловая Гора, 2 — Иргатуйское, 3 — Савинское-5, 4 — Средне-Голготайское, 5 — Тасеевское, 6—7 — Стрельцовское, 8 — Абагатуйское, 9 — Гозогор

Развитие микроклина с высокой степенью триклинности около урановых месторождений объясняется, по-видимому, преобразованиями в его кристаллической решетке при формировании ореолов «пропаривания». Структурные особенности микроклина помимо рентгенографии и термолюминесценции могут определяться методом ЭПР и ИК-спектроскопии.

Значительные трудности вызывает определение петро- и рудогенетической принадлежности ореолов гидротермальных изменений с мелкочешуйчатыми светло-слюистыми минералами, которые сопровождают месторождения редких металлов, урана, золота, свинца и цинка, сурьмы и ртути и некоторые другие. Исследования на месторождениях Забайкалья и Казахстана, как и литературные данные, свидетельствуют, что

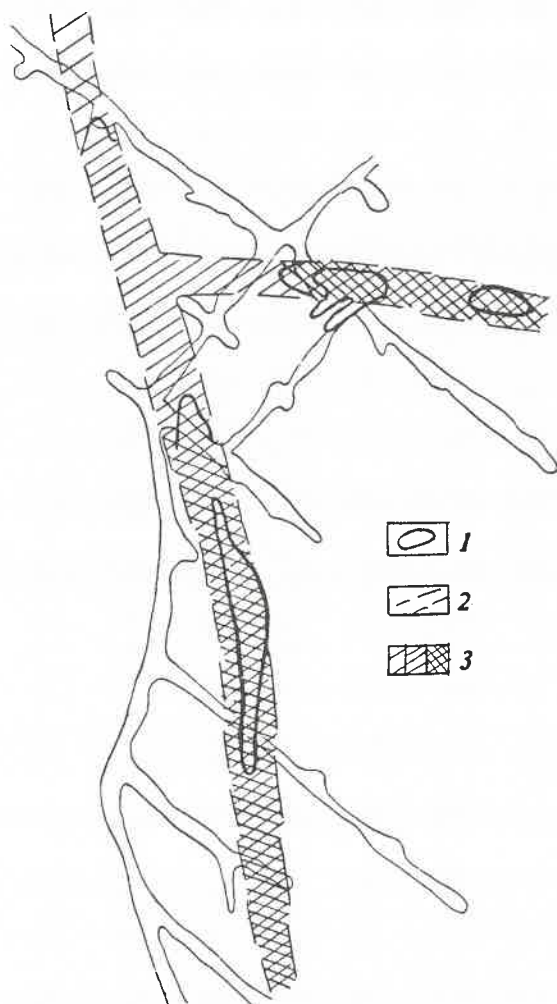


Рис. 6. Распределение содержаний парамагнитных центров Mn^{2+} в образцах кальцита в рудоносных структурах Восточного участка Косачинского месторождения:

1 — рудные тела; 2 — границы зон развития прожилков кальцита; 3 — концентрации Mn^{2+} (усл. ед.): а — 20, б — 20—30, в — 30

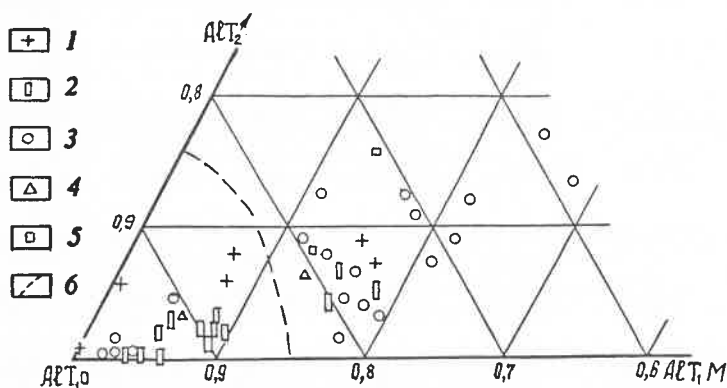


Рис. 7. Распределение Al в тетраэдрических позициях структуры микроклина:

рудные узлы: 1 — Чистопольский, 2 — Грачевский, 3 — Стрельцовский, 4 — Дорнотский, 5 — Курдайский; 6 — граница поля точек, соответствующих микроклинам околорудного пространства

мелкочешуйчатая светлая слюда по данным рентгеновской дифрактометрии в относительно высокотемпературных метасоматитах представлена негидратированным или слабо гидратированным серицитом поли типа $2M_1$ (грейзенизация) или $2M_1$ с подчиненным количеством 1M (березиты, серицитовая фация вторичных кварцитов) и практически не содержит разбухающих монтмориллонитовых межслоев. В более низкотемпературных гидрослюдисто-глинистых ореолах распространена гидрослюда 1M, смешанно-слоистая гидрослюда 1M и монтмориллонит. Соотношение между слюдистыми и монтмориллонитовыми пакетами в гидрослюде и смешанно-слоистой слюде зависит от состава вмещающих пород. В кремнекислых породах преобладают слюдистые, в основных — монтмориллонитовые слои.

Рудная специализация гидротермальных изменений вмещающих пород может определяться по комплексу признаков. В Северном Казахстане ураноносные березиты отличаются от типичных березитов золоторудных месторождений повышенной гидротированностью слюд поли типа $2M_1$, распространением гидрослюда 1M, преобладанием карбонатного железа над сульфидным, низкими концентрациями серы и мышьяка (1,5%), относительно высокими содержаниями в пирите примеси Zr ($> 1 \cdot 10^{-3} \%$), Ni, Co ($> 1 \cdot 10^{-3} \%$) и низкими — Ag ($1 \cdot 10^{-4} \%$), Sb ($0,1 \cdot 10^{-4} \%$), Hg ($20 \cdot 10^{-6}$). На месторождениях Забайкалья показана высокая информативность определения специализации гидрослюдисто-глинистых преобразований вмещающих пород по соотношению концентраций фтора, хлора, углекислоты. В зонах интенсивного кислотного выщелачивания установлено характерное для каждого типа рудных месторождений соотношение летучих компонентов, которое согласуется с особенностями состава рудообразующих гидротерм (рис. 8). Аргиллизиты урановых месторождений выделяются высокими содержаниями углекислоты и повышенными фтора, золото-серебряных и полиметаллических — возрастающей ролью хлора, а

месторождений олова — резким преобразованием фтора.

Намечается возможность использования данных об изотопном составе карбонатов при поисково-оценочных работах. Изотопный состав углерода и кислорода на глубоких горизонтах месторождений Косачиное, Аргунское, Антей и некоторых других характеризуется достаточно стабильными значениями $\delta^{13}C$ (-0,3...1,5 %) и $\delta^{18}O$ (7...10%), прослеживающимися в практически термостатических условиях (градиент 50 °C) по падению рудных зон на 800—900 м. Наиболее постоянные значения $\delta^{13}C$ (-0,5...-1 %) и $\delta^{18}O$ (8...10 %) отмечаются для кальцита в центральных частях рудной зоны Косачиное месторождения. Полученные данные свидетельствуют о большой устойчивости системы карбонат — раствор и позволяют предполагать, что величины $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$ близки при пересчете на соответствующую температуру изотопному составу углерода и кислорода ураноносных гидротерм

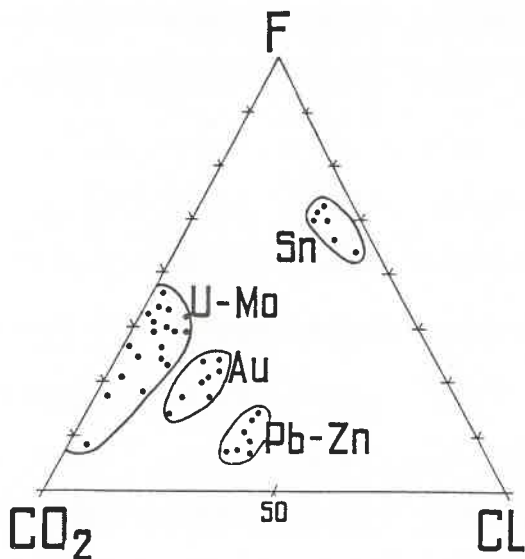


Рис. 8. Распределение концентраций фтора, хлора и углекислоты в аргиллизитах на месторождениях урана, золота, полиметаллов и олова

и являются, возможно, типоморфным признаком кальцита глубоких горизонтов урановых месторождений. В Косачинском рудном поле кальцит с таким изотопным составом углерода и кислорода, отображенный в поисково-оценочных скважинах на глубинах 300—400 м, зафиксировал все пять проверяемых рудоносных зон. В связи с нарушением равновесия в гидротермальной системе при дегазации и взаимодействии гидротермальных растворов с близповерхностными водами на верхних горизонтах фиксируется значительная вариативность изотопных значений. Намечаемая вертикальная зональность изотопного состава карбонатов при детальных работах может использоваться для определения эрозионного среза.

Типоморфные особенности изучавшихся минералов вскрыты далеко не полностью. Требуются дальнейшие целенаправленные исследования с привлечением дополнительных материалов по другим районам, месторождениям и рудопроявлениям. Приведенные результаты исследований лишь частично иллюстрируют высокую эффективность физических и физико-химических методов и большую информативность строения, состава, свойств минералов и термобарогеохимических данных. Многочисленные примеры возможного использования результатов минералого-геохимических исследований при поисках и оценке урановых месторождений имеются в журнальных публикациях и ведомственных изданиях. Одни из них уже доведены до уровня методических рекомендаций, другие требуют дальнейшей разработки. Накопленный материал о минералого-геохимических критериях и признаках уранового оруденения и способах их выявления, а также опыт применения минералого-геохимических исследований при поисках и оценке других рудных месторождений требует обобщения, систематизации и анализа. Однако уже сейчас очевидно, что типоморфные для урановых месторождений особенности широко распространенных гидротермальных минералов, а также породообразующих, испытавших радиационное, тепловое и гидротермальное воздействие, могут оперативно выявляться точными, высокоразрешающими физическими методами. Интенсификация геологического производства путем внедрения современных экспрессных высокопроизводительных физических методов, обеспеченных полевой малогабаритной аппаратурой (типа ЭПР-спектрометра «Минск», рентгеновского дифрактометра «Памир» и др.) уничтожит значительный разрыв между сбором каменного материала, его анализом и использованием информации, извлеченной из минералов. Созданная в ВИМСе по инициативе А.И.Гинзбурга передвижная минералого-геохимическая автолаборатория, оснащенная оборудованием для подготовки проб к мине-

ралогическому анализу и люминесцентным, рентгенографическим и рентгено-радиометрическим («Гагара») приборами, в полевых условиях в течение пяти лет успешно оценивала и разбраковывала аномалии и рудопроявления Ta, Nb, Sn, Rb и Cs в Забайкалье и Средней Азии. Подобная лаборатория может быть специализирована на минералого-геохимических исследованиях, необходимые при поисково-оценочных работах на уран.

Опережая тяжелые буровые и горные оценочные работы, минералого-геохимические исследования значительно снизят общие затраты на определение промышленной ценности аномалий и рудопроявлений. Необходимую в ряде случаев переоценку уже в настоящее время целесообразно проводить лишь после наиболее полного комплекса возможных минералого-геохимических исследований по дубликатам проб, образцам керна и дополнительно собранному каменному материалу для извлечения наиболее полной информации из горных пород и минералов.

Внедрение относительно малозатратных минералого-геохимических исследований в общий комплекс разномасштабных геолого-разведочных работ, специализированных на уран, должно способствовать созданию наукоемкого конкурентоспособного геологического производства в системе Главгеолого-разведки.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Арапов Ю.А., Бойцов В.Е., Кремчуков Г.А. и др. Урановые месторождения Чехословакии. — М.: Недра, 1984.
2. Белова Л.Н. Зоны окисления гидротермальных месторождений урана. — М.: Недра, 1975.
3. Василькова Н.Н., Кукушкина О.А., Петропавлов М.В., Куприянова И.И. Типоморфные признаки флюорита и их значение для исследования зональности и оценки глубинности месторождений // Новые данные о типоморфизме минералов. М., 1980. С. 115—130.
4. Вольфсон Ф.И., Королев К.Г. Условия формирования урановых месторождений. — М.: Недра, 1990.
5. Гидротермальные месторождения урана / Под ред. Ф.И.Вольфсона. — М.: Недра, 1978.
6. Гинзбург А.И., Кузьмин В.И., Сидоренко Г.А. Минералогические исследования в практике геолого-разведочных работ. — М.: Недра, 1981.
7. Дымков Ю.М. Природа урановой смоляной руды. — М.: Атомиздат, 1973.
8. Дымков Ю.М. Парагенезис минералов ураноносных жил. — М.: Недра, 1985.
9. Караева З.Г., Гайдукова В.С., Кривоконев Г.К. и др. Типоморфные особенности калиевых полевых шпатов // Научные основы и практическое использование типоморфизма минералов. М., 1980. С. 77—84.
10. Кисляков Я.М., Моисеев Б.М., Раков Л.Т., Кулагин Э.Г. Распределение концентраций E_{1-} центров в минералах рудовмещающих пород уранового месторождения // Геология рудных месторождений. 1975. № 3. С. 86—92.
11. Мелков В.Г., Пухальский Л.Ч. Поиски месторождений урана. — М.: Госгеолтехиздат, 1957.
12. Мельников И.В. Физико-химические условия фор-

- мирования гидротермальных урановых месторождений // Гидротермальные месторождения урана. М., 1978. С. 322—352.
13. Методы минералогических исследований. Справочник / Под ред. А.И.Гинзбурга. — М.: Недра, 1975.
 14. Мигута А.К., Модников И.С. Историко-геологическая модель эндогенного уранового рудообразования // Отечественная геология. 1995. № 1. С. 28—35.
 15. Модников И.С., Сычев И.В. Принципы количественной оценки ураноносности вулкано-тектонических структур // Сов. геология. 1990. № 12. С. 15—20.
 16. Моисеев Б.М. Природные радиационные процессы в минералах. — М.: Недра, 1985.
 17. Наумов Г.Б. Основы физико-химической модели уранового рудообразования. — М.: Атомиздат, 1978.
 18. Наумов Г.Б., Салазкин А.Н., Миронова О.Ф., Савельева Н.И. Методы изучения флюидных ореолов при поисках гидротермальных руд. — М.: Наука, 1983.
 19. Омельяненко Б.И. Околорудные гидротермальные изменения пород. — М.: Недра, 1978.
 20. Плющев Е.В., Шатов В.В. Геохимия и рудоносность гидротермально-метасоматических образований. — Л.: Недра, 1985.
 21. Рафальский Р.П. Гидротермальные равновесия и процессы минералообразования. — М.: Атомиздат, 1973.
 22. Рокачук Т.А., Павлишин В.Н. Термолюминесцентные особенности щелочных полевых шпатов из районов редкометалльной и урановой минерализации // Конституция и свойства минералов. Киев, 1976. № 10. С. 79—82.
 23. Сидоренко Г.А. Кристаллохимия минералов урана. — М.: Атомиздат, 1978.
 24. Сидоренко Г.А., Горобец Б.С., Дубинчук В.Т. Современные методы минералогического анализа урановых руд. — М.: Энергоатомиздат, 1986.
 25. Текстуры и структуры урановых руд эндогенных месторождений / Под ред. Р.П.Петрова. — М.: Атомиздат, 1977.
 26. Типоморфизм минералов. — М.: Недра, 1989.
 27. Типоморфизм минералов и его практическое значение. — М.: Недра, 1972.
 28. Хитаров Д.Н., Кандинов М.Н., Агапова Г.Ф. Использование результатов флюидных включений и экспериментальных работ для решения теоретических и практических задач рудообразования // Отечественная геология. 1993. № 5. С. 88—94.
 29. Шмариович Е.М., Ашихмин А.А., Модников И.С. Физико-химические причины стадийной эволюции гидротермального урановорудного процесса // Геология рудных месторождений. 1990. № 3. С. 52—64.

Стратиграфия и палеогеография

УДК 551.732

© Коллектив авторов, 1995

Местная стратиграфическая схема расчленения кембрия Московской синеклизы

Ю.Е.ДМИТРОВСКАЯ, (ГНПП «Недра»), А.Ю.РОЗАНОВ (ПИН РАН), Н.А.КАГРАМАНЯН, О.А.ЕСИПКО (ГНПП «Недра»)

За время, прошедшее после принятия унифицированной стратиграфической схемы кембрийских отложений Восточно-Европейской платформы 1983 г., были получены новые данные о вещественном составе, физико-географических условиях образования осадков и палеонтологической характеристике кембрийских отложений, вскрытых на глубине 2—3 км [1—3, 5, 7—9, 12, 14, 17]. В результате использования комплекса методов расчленения и корреляции были составлены сводные геолого-физические разрезы по отдельным структурным зонам осадконакопления в кембрии. Для каждой такой зоны был выбран опорный разрез. Следует заметить, что разрешающая способность стратиграфического расчленения увеличивается от низов венда к нижнему силуру. Это связано с переходом от чисто терригенного осадконакопления (венд, кембрий) к карбонатному (ордовик), что отражает направление дрейфа континентальной плиты из высоких широт к низким и увели-

чение биостратиграфических подразделений от венда к силуру.

Кембрийские отложения в Московской синеклизе мощностью до 550 м имеют широкое площадное распространение и залегают на глубине до 3 км. Значительно развиты нижнекембрийские отложения мощностью до 280 м. Менее распространены средне- и верхнекембрийские отложения мощностью до 270 м. Их согласно подстилают глинистые породы некрассовской свиты ровенского горизонта венда и также согласно покрывают алеврито-глинистые образования верхнебугинской подсвиты итинского горизонта нижнего ордовика. Все без исключения породы кембрия — терригенные (песчаники, алевриты и аргиллиты). На рассматриваемой территории удалось установить пять основных типов, каждый из которых характеризуется собственным набором фаций и биот и соответствует определенной структурной зоне: западной, центральной, северной, восточной и южной (таблица).

Местная стратиграфическая схема кембрия Московской синеклизы

[illegible]

* Стратотип

Западной структурной зоне (Новгородская, Псковская и Тверская обл.) примерно соответствует Валдайская моноклиналь (в ее современном понимании). Она, как представляется, была относительно мелководным участком древнего бассейна со спокойным режимом осадконакопления в средне- и позднекембрийскую эпохи, о чем свидетельствуют состав пород, тип и характер захоронения органических остатков. Здесь установлен I тип разрезов, характеризующийся более грубозернистым (песчаным и алевроитовым) составом всех свит и большей стратиграфической полнотой разрезов среднего и верхнего кембрия.

В центральную зону (Ярославская и Вологодская обл.), в которой выделен II тип разрезов, входит Рыбинско-Сухонский мегавал (в его современном понимании), воспринимаемый нами, как наиболее мобильный участок Московского палеобассейна в ранне- и позднекембрийскую эпохи. Ее характерными признаками являются: резкое колебание мощностей лежской, галичской, никольской и пестовской свит даже в пределах небольших площадей (Даниловская, Любимская и другие нефтеразведочные площади); смешанный состав урдомской (алевроитовый и песчаный), толбухинской (переслаивание песчаников и алевролитов), никольской (песчаный) свит и нижнебугинской (песчаники и алевролиты) подсвиты; присутствие новых видов трилобитов, беззамковых брахиопод и акритарх в разрезах средне- и верхнекембрийских отложений центральных участков Русской плиты.

Северной структурной зоне (Вологодская обл.) с III типом разрезов условно отвечают Грязовецкий прогиб и Кубенская моноклиналь, выделенные по геолого-геофизическим данным. Этот палеорайон отличается более глинистым составом (переслаивание алевролитов и аргиллитов с подчиненными прослоями песчаников) и значительно большими мощностями всех свит, установленными здесь в Грязовецком прогибе; сокращенной мощностью и песчано-алевроитовым составом лежской, урдомской, толбухинской и никольской свит в Кубенской моноклинали; относительным постоянством стратиграфической полноты геологического разреза, вскрытого в северной части древнего бассейна как в его глубоководных (Грязовецкий прогиб), так и более мелководных (Кубенская моноклиналь) участках.

Южной структурной зоне с IV типом разреза условно соответствует современный Ростовский вал (южные районы Ярославской обл.). Эта часть древнего бассейна, по нашему представлению, была участком также относительного мелководья и спокойного режима осадконакопления в среднекембрийскую и первую половину позднекембрийской эпох. Она характеризуется песчано-алевроитовым составом лежской свиты; более

крупнозернистым, по сравнению с центральной зоной, составом урдомской (песчаники), толбухинской (переслаивание песчаников и алевролитов) и никольской (песчаники) свит; более глинистым составом нижнебугинской (алевролиты и аргиллиты) подсвиты верхнего кембрия.

И, наконец, восточная структурная зона (Костромская обл.) с V типом разреза, границы которой примерно соответствуют границам современного Галичского прогиба, характеризуется наибольшими мощностями и стратиграфической полнотой вскрытых разрезов и более глинистым составом свит нижнего кембрия в пределах всей Московской синеклизы; самой большой величиной предбугинской эрозии на территории синеклизы (размыв отложений толбухинской, никольской и пестовской свит).

Сопоставление местных стратиграфических подразделений кембрия центральных участков платформы (Московская синеклиза) с региональной и общей шкалами проведено по отдельным структурным зонам (палеорайонам) и согласно принятому здесь районированию (см. таблицу).

По материалам исследований некоторых геологов [3, 5, 16], синеклиза с запада, начиная с раннего протерозоя, уже была ограничена разломом, имевшим субмеридиональное простирание и заложившимся, по видимому, одновременно со Среднерусским авлакогеном. В позднем венде, с перестройкой структурного плана платформы, северо-восточнее этого разлома возник вал, который регулировал соотношение древних бассейнов и в кембрийском периоде.

Кембрийские отложения центральных районов Русской плиты, по сравнению с ее краевыми областями, были подвержены последующему размыву в меньшей степени, о чем свидетельствует стратиграфическая полнота вскрытых здесь разрезов. Описание свит приведено по пяти палеорайонам, границы которых условно приравнены к границам современных тектонических структур (см. таблицу). Корреляционная схема основных литологических и геофизических характеристик выделенных свит по пяти скважинам для каждой из рассматриваемых зон показана на рисунке.

Район 1. Западная структурная зона (Валдайская моноклиналь). Отличительными признаками этой структурной зоны являются: 1) более грубозернистый (песчаники и алевролиты) состав всех свит; 2) большая стратиграфическая полнота разрезов среднего и верхнего отделов кембрия; 3) самая большая степень размыва отложений балтийской серии (полностью размывы галичская и большая часть разреза лежской свит) на территории синеклизы.

Лежская свита C_{1lg} (нижний кембрий, томмотский ярус) выделена В.В.Кирсановым в 1974 г. Соответствует ростовской

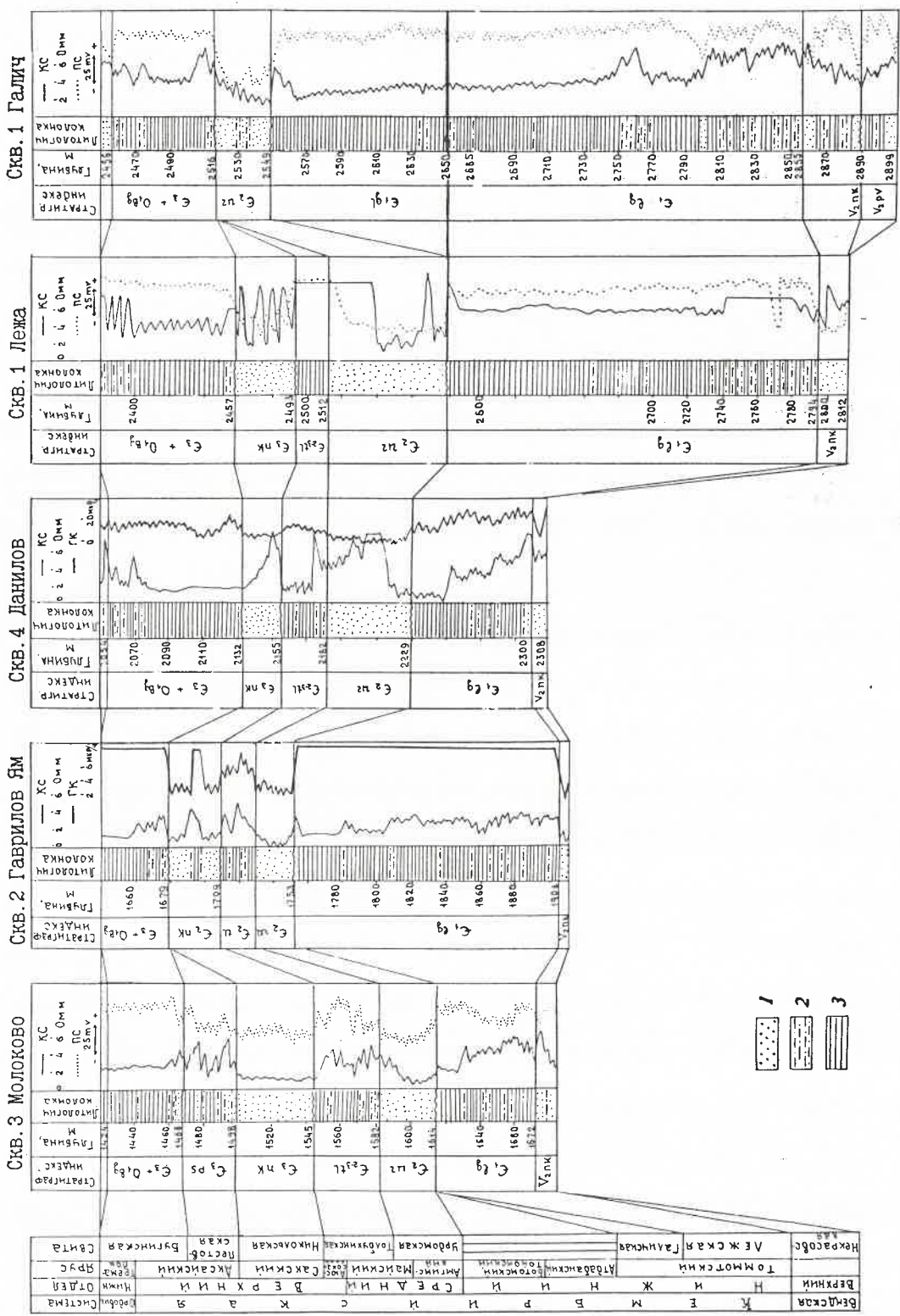


Схема корреляции опорных скважин Московской синеклизы:

1 — песчаники; 2 — алевролиты; 3 — аргиллиты

свите в схеме Ю.Е.Дмитровской и др. [1]. Название дано по р. Лежа в Грязовецком районе Вологодской обл. Стратотип — скв. № 1-Вологда, инт. 1869—1977 м, гипостратотип — скв. № 1-Лежа, инт. 2580—2745 м. В этом районе свита не имеет повсеместного распространения, что связано с глубокой эрозией в раннем кембрии (Тверская обл.). Согласно залегает на песчано-алевроитовых породах буйской свиты венда и перекрыта трансгрессивно залегающими песчаными образованиями урдомской свиты среднего кембрия. Представлена переслаиванием светло-серых с зеленоватым оттенком алевроитистых аргиллитов, зеленовато-серых алевроитов глин и желтовато-серых, прослоями белых и фиолетовых (кора выветривания) алевролитов с пропластками и линзами мелкозернистого песчаника (скв. № 4-Максатиха, инт. 1506—1533 м). Мощность до 25 м.

Урдомская свита С₂ur (средний кембрий, амгинский ярус) выделена Ю.Т.Кузьменко в 1984 г. Соответствует первой толще нижней половины саблинской свиты по стратиграфической схеме М.Д.Шестаковой и др. (1976) или нижней части моложской свиты по схеме Ю.Е.Дмитровской и др. [1]. Названа по р. Урдома, протекающей по стратиграфической местности, которой служит урдомская нефтегазоразведочная площадь (г. Тутаев в Ярославской обл.). Стратотипом является разрез скв. № 2-Урдома в инт. 2152—2200 м, гипостратотипом — разрез в скв. № 1-Толбухино, инт. 2194—2240 м. Имеет повсеместное распространение, ее нижняя граница трансгрессивная, литологически четко выражена, хорошо фиксируется на диаграммах ГИС и позволяет однозначно проводить последнюю в пределах всей синеклизы. Принимаемая в качестве базальных слоев среднекембрийской трансгрессии, урдомская свита сложена здесь слабо- и плотносцементированными желтовато- и светло-серыми кварцевыми песчаниками различной зернистости, с горизонтальной и косой слоистостью, мелкими прослойками зеленовато-серых алевролитов. Мощность свиты составляет 32—38 м.

Толбухинская свита С₂-3tl (средний кембрий, майский ярус — верхний кембрий, аюсокканский ярус) впервые была выделена Ю.Т.Кузьменко в 1984 г. Соответствует второй толще — верхней половине саблинской свиты по стратиграфической схеме М.Д.Шестаковой и др. (1976) или верхней части моложской свиты в схеме Ю.Е.Дмитровской и др. [1]. Название дано по дер. Толбухино в Ярославском районе Ярославской обл., где расположен ее стратотип, инт. 2152—2194 м, а гипостратотип — разрез скв. № 2-Урдома, инт. 2121—2152 м. Свита имеет повсеместное распространение. Ее нижняя граница, совпадающая с верхней границей урдомской свиты, согласная и проводится

нами по смене песчаных образований на глинистые, что соответствует подошве слоя алевролитов и аргиллитов (скв. № 3-Молоково, гл. 1581 м). Сложена свита здесь светло-серыми, слабослюдистыми алевролитами и зеленовато-темно-серыми, неравномерно алевроитистыми аргиллитами, постепенно переходящими в почти черные, плитчатые аргиллиты с многочисленными остатками беззамковых брахиопод новых родов *Lingulida* и *Paldiskia*, *Westonia*. Мощность свиты 15—35 м.

Никольская свита С₃nk (верхний кембрий, сакский ярус) впервые установлена Ю.Е.Дмитровской в ходе составления стратиграфической схемы кембрийских отложений Восточно-Европейской платформы. Соответствует третьей толще — нижней половине пестовской свиты по стратиграфической схеме М.Д.Шестаковой и др. (1976) или нижней части кобожинской свиты в стратиграфической схеме Ю.Е.Дмитровской и др. [1]. Название дано по дер. Никольское в Ярославском районе Ярославской обл. Здесь расположен ее стратотип — разрез скв. № 2-Урдома, инт. 2090—2120 м, гипостратотип — разрез скв. № 1-Толбухино, инт. 2132—2152 м. Свита повсеместно распространена в западном направлении от размыва в предбугинское время в виде небольших по мощности отдельных разрозненных участков. Нижняя граница свиты трансгрессивная, литологически четко выражена, хорошо фиксируется на диаграммах ГИС и позволяет однозначно проводить последнюю на территории Московской синеклизы. Покрыта либо образованиями пестовской свиты, либо со значительным седиментационным перерывом отложениями бугинской свиты самых верхов верхнего кембрия — нижнего ордовика. Размыв никольских образований увеличивается с запада на восток, вплоть до полного уничтожения последних (скв. № 1—3-Ореховские, скв. № 1—6-Солигаличские и другие в Костромской обл.).

В западной части синеклизы свита с небольшим размывом залегает на отложениях толбухинской свиты и согласно покрыта глинистыми образованиями пестовской свиты верхнего кембрия. Сложена темно- и светло-серыми, серыми, кварцевыми, некарбонатными, мелко- и среднезернистыми, неравномерно глинистыми песчаниками, с прослоями алевролитов и аргиллитов, с остатками беззамковых брахиопод родов *Westonia* и *Lingulella*. Мощность свиты достигает 40 м.

Пестовская свита С₃ps (верхний кембрий, аксайский ярус) выделена К.К.Хазановичем [9, 17]. Соответствует четвертой толще — верхней половине пестовской свиты по схеме М.Д.Шестаковой и др. (1976) или верхней части кобожинской свиты в схеме Ю.Е.Дмитровской (1990). Название дано по

ст. Пестово в Новгородской обл.; стратотип в скв. № 1-Пестово, инт. 1225—1262,5 м. Широко распространена лишь в западном палеорайоне, а на остальной территории синеклизы, видимо, была размыта в предбугинское время. Нижняя граница свиты повсюду согласная и проводится по подошве слоя аргиллитоподобных глин и аргиллитов (скв. № 1-Пестово, гл. 1262,5 м), имеющих высокие или средние показания ГК. Представлена зеленовато- и темно-серыми глинами и аргиллитами с подчиненными прослоями светло-серых, кварцевых, песчаных алевролитов с остатками трилобитов *Parabolina lobata rossica*, *P. pestovensis*, *P. cf. longicornis*, беззамковых брахиопод. Акритарх в ней пока не обнаружено, но по положению в разрезе свита отвечает слоям с *Dasydiacrodium caudatum*, *Trunculum revinitum* sp. (комплекс ВК-3 по Н.А.Волковой), которые по возрасту соответствуют уровню шведской трилобитовой зоне *Leptoplastus* без ее верхов. На диаграммах КС разрез свиты характеризуется дифференцированной кривой с кажущимся сопротивлением 10—50 Ом·м. Переслаивание песчано-алевритовых и глинистых пород на диаграмме ПС (потенциал собственной поляризации) выражено резко дифференцированной кривой. Мощность свиты до 30 м.

Бугинская свита C_3-O_1bg (верхний кембрий, батырбайский ярус — нижний ордовик, нижнетремадокский подъярус) впервые была выделена Ю.Т.Кузьменко в 1976 г. под названием бугинских слоев в скв. № 1-Урдома, инт. 2053—2145 м (г. Тутаев Ярославской обл.). В ранге свиты установлена М.В.Рыбниковой и Е.М.Стриковской [14], которые относили ее к низам ордовика. Стратотипом является разрез в скв. № 1-Урдома, инт. 2062—2145 м, гипостратотипом — разрез в скв. № 1-Толбухино, инт. 2057—2129 м [1, 4]. М.В.Рыбникова и Е.М.Стриковская выделяли свиту в инт. 2053—2145 м; объем уточнен Ю.Е.Дмитровской, где слой переслаивания алевролитов и песчаников (скв. № 1-Урдома, инт. 2053—2062 м) отнесен автором к подошве вышележащей ухринской свиты верхнего тремадока. Название дано по дер. Бугино в Тутаевском районе Ярославской обл. Повсеместно распространена в центральных районах Русской плиты и рассматривается нами в качестве базальных слоев новой крупной позднекембрийской трансгрессии, пришедшей с восточной окраины последней. Нижняя часть разреза свиты, имеющая трансгрессивный характер, сложена, как правило, в основании разреза песчаниками и алевролитами, постепенно переходящими вверх по разрезу в аргиллиты, где были определены трилобиты *Parabolina* sp., *P. cf. tobergi*, беззамковые брахиоподы и акритархи (комплексы ВК-4А и ВК-4Б),

которые, по данным Н.А.Волковой, имеют позднекембрийский возраст. Верхняя часть разреза свиты, по нашему представлению, носит регрессивный характер и сложена в основном переслаиванием аргиллитов, алевролитов и песчаников. Здесь были встречены и определены остатки трилобита *Parabolina jaroslavica*, беззамковых брахиопод, граптолитов *Dictyonema* sp. и акритархи (комплекс ВК-5), имеющие, по заключению Н.А.Волковой, позднекембрийский — раннеордовикский (ранний тремадок) возраст. Таким образом, полученные фаунистические данные позволили нижнебугинскую подсвиту отнести к верхнему кембрию, а верхнебугинскую — к нижнему ордовика. В стратиграфическом разрезе породы свиты на кривых КС фиксируются слабой дифференциацией и характеризуются кажущимся электрическим сопротивлением 3—4 Ом·м; в базальных уплотненных песчаниках свиты сопротивление составляет 8—10 Ом·м. Кривая ПС в целом образует положительную аномалию и лишь перед алевропесчаными пластами наблюдаются отрицательные аномалии, амплитуда которых обычно небольшая. Гамма-активность пород свиты составляет 8—14 мкР/ч. Кривая НГК — около 1,2 усл. ед. (в базальных песчаниках до 1,8 усл. ед.), на кавернограмме отмечаются интенсивные обвалы и расширение ствола скважины.

Нижняя подсвита бугинской свиты C_3bg_1 (батырбайский ярус). В западной части синеклизы сложена более грубозернистыми разностями пород; песчаниками и алевролитами кварцевыми, мелко- и среднезернистыми, серыми и светло-серыми, некарбонатными, слабоглинистыми, в различной степени уплотненными, с остатками беззамковых брахиопод новых родов *Westonia* и *Paldiskia*. Мощность подсвиты достигает 25 м.

Район 2. Центральная зона (Рыбинско-Сухонский мегавал). Характерными признаками данного палеорайона являются: довольно значительные колебания мощностей (размыва) лежской и галичской свит; более крупнозернистый состав урдомской (песчаный), толбухинской (переслаивание песчаников и алевролитов), никольской (песчаный) свит и нижнебугинской (переслаивание песчаников и алевролитов) подсвиты. По фациям, стратиграфической полноте и мощностям вскрытых образований здесь установлен II тип разрезов.

Лежская свита C_1lg не имеет повсеместного распространения вследствие глубокого размыва в раннекембрийскую эпоху. В стратиграфически полных разрезах согласно залагает на песчано-алевритовых породах буйской свиты верхнего венда и также согласно перекрыта глинистыми образованиями галичской свиты нижнего отдела кембрия: в неполных разрезах — перекрыта

трансгрессивно залегающими песчаными породами урдомской свиты среднего кембрия. Сложена переслаиванием зеленовато-и темно-серых, в кровле пестроокрашенных (кора выветривания) аргиллитов и алевролитов с прослоями кварцево-полевошпатовых, глауконитосодержащих мелкозернистых песчаников с остатками *Sabellidites cambriensis*, комплексом акритарх лонтоваского возраста. Мощность свиты 0—135 м.

Галичская свита C₁gl (нижний кембрий, томмотский ярус) установлена Ю.Е.Дмитровской. В общих чертах соответствует глебовскому горизонту А.Ю.Розанова (1973) или глебовским слоям В.В.Кирсанова (1974). Название дано по г. Галич Костромской обл., вблизи которого расположен ее стратотип — разрез в скв. № 1-Галич, инт. 2550—2650 м. Распространена спорадически, наиболее полно развита в восточной структурно-фациальной зоне (V тип разреза, северо-западные участки Костромской обл.); менее — в центральной (II тип разреза, центральные участки Ярославской обл.) и полностью размыта в западной (I тип разреза, Новгородская и Тверская обл.), северной (III тип разреза, Вологодская обл.) и южной (IV тип разреза, южные участки Ярославской обл.) зонах. Согласно подстилается породами лежской и покрывается трансгрессивно залегающими песчаными образованиями урдомской свиты среднего кембрия. Представлена зеленовато-серыми аргиллитами с прослоями кварцево-полевошпатовых, глауконитсодержащих алевролитов и песчаников. Нижняя часть разреза свиты более грубозернистая (алевритовая) по сравнению с верхней. Комплекс органических остатков представлен *Platysolenites antiquissimus* Eichw., *Sabellidites cabriensis* и акритархами лонтоваского возраста. Мощность свиты составляет до 70 м.

Урдомская свита C₂г повсеместно распространена в пределах центральной структурно-фациальной зоны. С размывом залегает на породах буйской и лежской свит верхнего венда и нижнего кембрия и согласно перекрыта толбухинской свитой среднего-верхнего кембрия. Представлена в стратотипическом разрезе в различной степени сцементированными желто-серыми, белыми и светло-серыми песчаниками с редкими и малоомощными линзами и прослойками глинистых пород и темно-серыми кварцевыми, некарбонатными песчаниками и алевролитами. Песчаники разной зернистости, с гравийным материалом в нижней части разреза свиты. Слоистость горизонтальная, участками косая и маркирована чередованием слоев разной зернистости. Цемент глинистый,

обычно каолинитового состава. По материалам исследований Н.А.Волковой (ГИН РАН), урдомская свита соответствует слоям с *Cristallinium dubium*, *Timofeevia janischewskyi*, *T. lancarae* и др. (комплекс СК-2) и по возрасту охватывает верхи зоны *Paradoxides paradoxissimus* и зону *P. forchhammeri* (без ее верхов). Мощность свиты изменяется от 40 до 50 м. На диаграммах КС литологический состав ее в целом характеризуется очень низким кажущимся электрическим сопротивлением (1—2 Ом·м) и лишь в сильно уплотненных пропластках песчаников сопротивление повышается до 10 Ом·м. Гамма-активность пород свиты составляет всего 2—3 мкР/ч, а нейтронный гамма-каротаж (кривые НГК) фиксирует водородсодержание 1,8—2 усл. ед. Породы урдомской свиты также отчетливо выделяются и на кривых кавернометрии (КВ), которые показывают значительное сужение диаметра скважины вследствие образования «глинистой корки» при проникновении фильтрата бурового раствора в пласт.

Толбухинская свита C₂—3tl повсеместно развита, с небольшим размывом покрыта песчаными породами никольской свиты. Сложена в основном глинистыми породами: переслаиванием темно-серых и серых алевролитов и аргиллитов с редкими прослойками кварцевых, мелкозернистых песчаников. Свита рассматривается нами в качестве слоев завершающей стадии среднекембрийской трансгрессии. Комплекс органических остатков представлен трилобитами (*Agnostus subsulcatus*), беззамковыми брахиоподами *Paldiskia* sp., *Westonia* sp. и акритархами. Н.А.Волковой здесь были обнаружены и определены два комплекса акритарх, из которых первый встречен в нижней части разреза свиты и представлен *Cristallinium dubium*, *Timofeevia janischewskyi*, *Timofeevia lancarae*, а второй (БК-1) найден в верхней части разреза и представлен *Pirea orbicularis*, *Raphesphaera spinulifera*, *Raphesphaera turbata*. На основании полученных палинологических данных Н.А.Волкова сделала вывод, что нижняя часть толбухинской свиты принадлежит к тем же слоям и имеет тот же возраст, что и урдомская свита, т.е. среднекембрийский, в пределах верхней части зоны *Paradoxides paradoxissimus* — зоны *P. forchhammeri* (без ее верхов) с трилобитом *Agnostus subsulcatus* West. Верхняя часть разреза толбухинской свиты отнесена автором к слоям *Pirea orbicularis*, *Raphesphaera spinulifera*, *R. turbata*, имеющим позднекембрийский возраст и сопоставляемым с западно-европейскими трилобитовыми зонами в интервале от верхней части зоны *Paradoxides paradoxiss.* — *P. forchhammeri* до середины зоны *Olenus* [1, 2]. Мощность свиты изменяется от 20 до 45 м. На кривых КС в

* Отсюда упоминалась находка *Mobergella* (= *Discinell*) sp., (А.Ю.Розанов, 1973; В.В.Кирсанов, 1974), которая некоторыми исследователями оспаривается.

стратотипическом разрезе литологический состав ее выражен сильно дифференцированной кривой с кажущимся электрическим сопротивлением от 1 до 8 Ом·м. Гамма-активность пород изменяется от 3 мкР/ч в песчано-алевритовых разностях до 12 мкР/ч в аргиллитах. Кривая НГК слабо дифференцирована и имеет значение 1,5—1,7 усл. ед., на кавернограмме в глинистых пластах отличаются каверны, а в песчано-алевритовых — незначительные сужения и номинальный диаметр ствола скважин.

Никольская свита С₃пк не имеет повсеместного распространения вследствие размыва в предбугинское время (II тип разреза, Любимская нефтеразведочная площадь). С небольшим разрывом залегает на глинистых породах толбухинской и со значительным стратиграфическим перерывом покрыта песчано-алевритовыми породами бугинской свиты. Сложена слабосцементированными светло- и темно-серыми, мелко- и среднезернистыми кварцевыми песчаниками с прослоями алевритов, с остатками беззамковых брахиопод родов *Westonia* и *Linguliella*. До настоящего времени в песчаных образованиях никольской свиты акритархи не обнаружены, но по положению в разрезе она соответствует слоям с *Leiofusa stoumomensis* и *Verhachium dumontii* (комплекс ВК-2), которые по возрасту примерно отвечают верхам трилобитовой зоны *Olenus* и зоне *Parabolina spinulosa* (без верхней части). Мощность свиты до 40 м. В стратотипическом разрезе (скв. № 2-Урдома, инт. 2090—2120 м) литологический состав свиты на кривых КС фиксируется низким кажущимся сопротивлением 1—2 Ом·м и лишь в основании ее за счет сильно уплотненных песчано-алевритовых пропластков достигает 20 Ом·м. Кривая ПС здесь образует отрицательную аномалию. Гамма-активность пород составляет всего 3—4 мкР/ч и лишь в редких глинистых пропластках увеличивается до 8 мкР/ч. Кривая НГК характеризуется значениями 1,7—1,9 усл. ед., а кавернограмма фиксирует номинальный диаметр и местами небольшое сужение ствола.

Бугинская свита С₃—О₁bg имеет повсеместное распространение. Залегает трансгрессивно на размытой поверхности никольских образований верхнего кембрия.

Нижняя подсвита бугинской свиты сложена здесь переслаивающимися и переходящими друг в друга зеленоватыми и темно-серыми некарбонатными, кварцевыми алевритами и тонкоплитчатыми аргиллитами. Внизу разреза подсвиты, как правило, залегают более грубозернистые (плотносцементированные, желто-серые, среднезернистые песчаники) разности пород, в которых были обнаружены трилобиты *Parabolina* sp., *P. cf. mobergi* и беззамковые брахиоподы. В разрезе нижнебугинской подсвиты Н.А.Волко-

вой были обнаружены и определены два комплекса акритарх ВК-4А и ВК-4Б. По ее мнению, отложения, вмещающие комплекс ВК-4А (самые низы разреза бугинской свиты), относятся к нижней части зоны *Peltura*; здесь же был найден трилобит *Parabolina* sp. Образования, вмещающие комплекс ВК-4Б (средняя часть разреза бугинской свиты), содержат *Dasydiacrodium palmatiolobium*, *Izhoria angulata* и *Opidium rossicum* и соответствуют верхней части зоны *Peltura*. Мощность подсвиты 40—50 м.

Район 3. Северная структурная зона (Грязовецкий прогиб, Кубенская моноклинал). Отличительный признак этого палеорайона — относительное постоянство стратиграфической полноты геологических разрезов, вскрытых в северной части древнего бассейна как в его глубоководных (Грязовецкий прогиб), так и более мелководных (Кубенская моноклинал) участках.

Лежская подсвита С₁lg имеет повсеместное распространение; ее нижняя граница согласная, а верхняя — эрозионная (покрыта трансгрессивно залегающими песчаными породами урдомской свиты среднего кембрия). Сложена свита преимущественно зеленовато-серыми и серыми, в кровле пестроокрашенными (за счет коры выветривания) аргиллитами, алевритами и песчаниками. Здесь следует отметить, что в глубоководных участках (Грязовецкий прогиб) она представлена более глинистыми породами — переслаиванием аргиллитов и алевритов с прослоями мелкозернистых песчаников в нижней части ее разреза (скв. № 1-Лежа). На относительно мелководных участках (Кубенская моноклинал) в разрезе свиты преобладают более песчаные разности пород: кварцевые, мелко- и среднезернистые с глауконитом песчаники и алевриты, с прослоями аргиллитов в верхней части разреза последней (скв. № 1-Тотьма). Комплекс органических остатков представлен *Platysolenites antiquissimus*, *Sabellidites cambriensis* и акритархами *Granomarginata squamea*, *G. prima*, *Tasmanites tennelus*. Мощность свиты изменяется от 102 до 175 м.

Урдомская свита С₂иг имеет повсеместное распространение. С разрывом залегает на глинистых отложениях лежской свиты и согласно перекрыта глинистыми породами толбухинской свиты среднего — верхнего кембрия. Представлена песчаниками и алевритами. Мощность свиты изменяется от 20 (Кубенская моноклинал) до 50 м (Грязовецкий прогиб).

Толбухинская свита С₂—зtl развита повсеместно. С небольшим разрывом перекрыта песчаными образованиями никольской свиты верхнего кембрия. Сложена в основном алевритами, аргиллитами и песчаниками; в более глубоководных местах представлена переслаиванием аргиллитов и

алевролитов (скв. № 1-Лежа), а на приподнятых участках (скв. № 1-Тотьма) — переслаиванием песчаников и алевролитов с прослоями аргиллитов. Мощность свиты изменяется от 20 до 40 м.

Никольская свита C_{3nk} распространена повсеместно. С небольшим размывом залегает на глинистых породах толбухинской свиты и со значительным стратиграфическим перерывом покрыта песчано-алевроитовыми породами бугинской свиты. Сложена серыми, кварцевыми, разнозернистыми, некарбонатными песчаниками с прослоями алевролитов, с остатками беззамковых брахиопод *Lingulella*. Мощность свиты изменяется от 10 до 30 м.

Бугинская свита C_3-O_1bg трансгрессивно залегает на размытой поверхности песчаных образований никольской свиты и согласно перекрыта песчано-алевролитовыми породами верхнебугинской подсвиты итинского горизонта нижнего ордовика. В подошве подсвиты, как правило, расположены более песчанистые разности пород: серые и зеленовато-серые, плотные, кварцевые, мелкозернистые алевролиты (скв. № 1-Лежа) и желтовато-серые, средне- и мелкозернистые кварцевые песчаники (скв. № 1-Тотьма). Большая часть разреза подсвиты сложена чередованием глинистых пород: темно-серыми, в различной степени глинистыми кварцевыми неизвестковистыми алевролитами и зеленовато-серыми алевроитистыми плитчатыми аргиллитами. Переход от алевроитистых разностей к глинистым постепенный и осуществляется посредством обогащения последних песчаным или глинистым материалом. Подсвита содержит остатки беззамковых брахиопод родов *Lingulella* и *Westonia*. Мощность подсвиты изменяется здесь в небольших пределах от 35 до 40 м.

Район 4. Южная зона (Ростовский вал). В ней были установлен IV тип разреза, для которого характерны следующие признаки: разрыв галичской и песчано-алевроитовый состав лежской свит нижнего кембрия; более крупнозернистый по сравнению с центральной зоной состав урдомской (песчаники), толбухинской (переслаивание песчаников и алевролитов) и никольской (песчаники) свит; глинистый состав нижнебугинской (аргиллиты с прослоями алевролитов) подсвиты верхнего кембрия.

Лежская свита C_{1lg} имеет повсеместное распространение; согласно залегает на песчано-алевролитовых породах буйской свиты венда и перекрыта трансгрессивно залегающими песчаными образованиями урдомской свиты среднего кембрия. Представлена чередованием темно-серых и серых, местами коричневатых кварцевых тонко- и мелкозернистых с глауконитом слюдистых алевролитов и песчаников в нижней части разреза. Отсюда известны *Dvinia*, *Tyrasotenia* sp., *Sabellidites* sp.,

Parasabellidites sp. и акритархи лонтовского возраста. Верхняя половина разреза свиты сложена аргиллитоподобными глинами, аргиллитами и алевролитами зеленовато-серой окраски, в кровле пестроокрашенными (кора выветривания) горизонтально-слоистыми, плотными. Мощность свиты изменяется от 85 до 110 м.

Урдомская свита C_{2ur} развита повсеместно. Нижняя граница свиты трансгрессивная, а верхняя — согласная. Сложена светло-серыми до белых, тонко- и мелкозернистыми слабосцементированными кварцевыми некарбонатными песчаниками с прослойками алевролитов. Цемент каолиновый. Мощность свиты достигает 50 м.

Толбухинская свита C_{2-3tl} имеет повсеместное распространение. Нижняя граница свиты согласная, а верхняя — несогласная; последняя проходит по смене глинистых слоев толбухинской на песчаные слои никольской свиты верхнего кембрия. Сложена здесь свита переслаиванием песчаников и алевролитов с подчиненными прослоями аргиллитов. Мощность свиты 15—20 м.

Никольская свита C_{2nk} так же как и нижележащая толбухинская свита имеет повсеместное распространение. Нижняя и верхняя границы свиты несогласные. Сложена светло-серыми и серыми кварцевыми разнозернистыми песчаниками с редкими прослойками алевролитов тонкозернистых, горизонтально-слоистых, некарбонатных с детритом створок беззамковых брахиопод отряда *Lingulida*. Мощность свиты 15—20 м.

Бугинская свита C_3-O_1bg . *Нижнебугинская подсвита* имеет повсеместное развитие; трансгрессивно залегает на отложениях никольской свиты и согласно перекрыта песчано-алевроитовыми породами верхнебугинской подсвиты итинского горизонта нижнего ордовика. Представлена темно-серыми и серыми плотными мелкозернистыми кварцевыми некарбонатными алевролитами с редкими прослойками тонкозернистого песчаника. Мощность подсвиты до 15 м.

Район 5. Восточная зона (Галичский прогиб). Данная зона с выделенным в ней V типом разрезов кембрийских отложений характеризуется самыми большими на территории Московской синеклизы (в ее современном понимании) мощностями и стратиграфической полнотой вскрытых разрезов нижнего кембрия; более глинистым составом свит нижнего кембрия; самой мощной в пределах синеклизы предбугинской эрозией (размыв отложений толбухинской, никольской и пестовской свит).

Лежская свита C_{1lg} вскрыта глубоким бурением повсеместно. Нижняя граница свиты согласная и проведена нами по смене преимущественно песчаных пород на песчано-алевролитовые, что примерно совпадает с подошвой свиты. Верхняя граница ее также согласная и проходит по подошве слоя

песчано-алевритовых пород, залегающих в основании галичской свиты. Представлена лежская свита в нижней части разреза чередованием песчаников и алевролитов зеленовато-серых с глауконитом разнозернистых, кварцево-полевошпатовых некарбонатных с остатками сабеллитид, тирасотений и двиний. Верхняя часть разреза ее представлена в основном переслаиванием аргиллитов и алевролитов с остатками плетисоленит и акритарх лонтоваского возраста. Мощность свиты достигает 175 м.

Галичская свита C_{1gl} согласно подстилается лежской и покрывается трансгрессивно залегающими песчаными породами урдомской свиты среднего кембрия. Сложена она зеленовато-серыми, с голубоватым оттенком тонкоплитчатыми аргиллитами и аргиллитоподобными глинами, с мелкими прослойками алевролитов и песчаников в нижней части разреза последней. В этой зоне отмечена самая большая мощность галичской свиты, достигающая 100 м. Породы свиты в стратотипическом разрезе скв. № 1-Галич, инт. 2550—2650 м, на диаграммах КС характеризуются весьма слабо дифференцированной кривой, с кажущимся электрическим сопротивлением 2—3 Ом·м, а в основании ее (песчано-алевритовой пачке) 3—4,5 Ом·м. На кривой ПС отложения свиты фиксируются положительной аномалией и лишь в алевритовых пропластках отмечаются снижения амплитуды до 10 Ом·м. Гамма-активность пород свиты составляет 10—12 мкР/ч, а кривая НГК здесь характеризуется значениями около 1,4 усл. ед. (в основании свиты 1,6—1,7 усл. ед.) Кавернограмма фиксирует расширение ствола, обусловленное интенсивными обвалами стенок скважины.

Урдомская свита C_{2ur} развита повсеместно. Нижняя граница свиты трансгрессивная, а верхняя — несогласная, т.к. отложения покрыты также трансгрессивно залегающими песчано-алевритовыми породами бугинской свиты верхнего кембрия — нижнего ордовика. Представлена здесь свита в основном переслаиванием кварцевых мелкозернистых песчаников и алевролитов с остатками разрозненных створок беззамковых брахиопод из отряда *Lingulida*. Мощность свиты изменяется от 20 до 40 м, что связано с различной мощностью размыва среднекембрийских отложений в предбугинское время позднего кембрия.

Бугинская свита C_{3-obg} . *Нижнебугинская подсвита* распространена повсеместно. Залегаet трансгрессивно на размывтой поверхности среднекембрийских (урдомских) отложений и согласно перекрыта песчано-алевролитовыми породами верхнебугинской подсвиты итинского горизонта нижнего ордовика. Представлена переслаиванием зеленовато- и темно-серых алевритистых аргиллитов, глинистых алевролитов и песчаников разнозер-

нистых, кварцево-полевошпатовых, некарбонатных с остатками разрозненных створок, беззамковых брахиопод из отряда *Lingulida*. Мощность подсвиты достигает 30 м.

Результаты изучения многочисленных глубоких скважин на территории европейской части России существенно дополнили наши представления о строении и палеогеографии кембрийских толщ. Конец позднего венда и начало раннего кембрия ознаменовались интенсивным прогибанием центральных районов платформы. Наиболее крупной и стабильной областью погружения на всей платформе оставалась Московская впадина (до 400 м). Раннекембрийская трансгрессия, так же как и поздневендская, распространялась, по-видимому, как с юго-запада, так и северо-востока. Начиная с доминопольского времени (атдабанский век), происходила перестройка структурного плана платформы. В это время, вероятно, и возник выделенный Т.И.Спижарским Ловатский вал. Он протягивался в северо-восточном направлении вдоль Полоцкого разлома и являлся частью границы Прибалтийского и Московского палеобассейнов.

Вторая половина среднего кембрия вновь ознаменовалась новой трансгрессией, но пришедшей уже, вероятно, с восточной окраины платформы. Она, видимо, и соединила разобщенные в конце раннего и начале среднего кембрия древние бассейны. Среднекембрийский палеобассейн в целом был относительно мелководным, за исключением отдельных прогибов. Повсеместным становится морской режим, при котором в окислительной обстановке, с хорошей аэрацией придонных слоев воды происходило накопление песчаников и алевролитов урдомской и аргиллитов толбухинской свит. Обнаружение в едином разрезе толбухинской свиты акритарх средне- и позднекембрийского возраста позволяет говорить здесь о непрерывности осадконакопления на границе среднего и позднего кембрия.

Начало позднекембрийской эпохи в пределах синеклизы сопровождалось общим подъемом ее территории. Вполне вероятно, что Ловатский вал вновь разъединил единый среднекембрийский палеобассейн на два: Прибалтийский и Московский. В первом имела место прибрежная обстановка осадконакопления, а во втором — нормальный морской режим накопления осадков (никольская и пестовская свиты).

Конец кембрийского и начало ордовикского периодов ознаменовались интенсивным прогибанием центральных районов платформы и трансгрессией в ее пределы морского бассейна с юго-востока. Как показывают материалы бурения, в позднем кембрии — раннем ордовике (бугинское время) значительная часть восточных областей платформы была занята морем, а западная — представляла собой сушу, временами за-

ливаемую морем. Московский палеобассейн в бугинское время был относительно глубоководным. В это время отлагались алевролиты и аргиллиты с незначительной примесью песчаного материала.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Дмитровская Ю.Е., Волкова Н.А., Бурзин М.Б.* Кембрий центральных областей Восточно-Европейской платформы // III Международный симпозиум по кембрийской системе. — Новосибирск, 1990.
2. *Дмитровская Ю.Е., Менс К.А., Забелас А.Я.* и др. Этапность осадконакопления и стратиграфические границы (кембрий Восточно-Европейской платформы) // III Международный симпозиум по кембрийской системе. — Новосибирск, 1990.
3. *Иголкина Н.С., Кириков В.П., Якобсон К.Э.* Геологические формации осадочного чехла Русской платформы // Тр. ВСЕГЕИ. Л., 1981. Т. 296. С. 37—54.
4. *Кузьменко Ю.Т.* О корреляции пограничных слоев кембрия и ордовика Московской синеклизы // Изв. вузов. Геология и разведка. 1984. № 1. С. 92—96.
5. *Махнач А.С., Зиновенко Г.В., Шкуратов В.И., Пискун Л.В.* Кембрий Белоруссии. — М.: Наука и техника, 1985.
6. *Менс К.А.* Лонтовское время // Палеогеография и литология венда и кембрия запада Восточно-Европейской платформы. М., 1980. С. 26—30.
7. *Менс К.А., Бергстрем Я., Лендзен К.* Кембрий Восточно-Европейской платформы (корреляционная схема и объяснительная записка). — Таллин: Валгус, 1987.
8. *Пиррус Э.* Основные черты литогенеза вендских и кембрийских отложений Балтийской синеклизы и ее ближайшего обрамления // Фации и стратиграфии венда и кембрия запада Восточно-Европейской платформы: Тр. Института геологии АН СССР. Таллин, 1986. С. 171—176.
9. *Попов Л.Е., Хазанович К.К.* Новые данные по стратиграфии кембро-ордовикских фосфоритоносных отложений на северо-западе Русской плиты // Тр. ГИГХС. М., 1985. Вып. 65. С. 38—47.
10. *Постановления МСК АН СССР и его постоянных комиссий.* М., 1977. Вып. 17. С. 30—33.
11. *Решения Межведомственного Совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем верхнего докембрия и палеозоя Русской платформы.* Л., 1965. С. 79.
12. *Розанов А.Ю.* Закономерности морфологической эволюции археоциат и проблема ярусного расчленения нижнего кембрия // Тр. ГИН АН СССР. М., 1973. Вып. 241.
13. *Розанов А.Ю.* Ровенское время // Палеогеография и литология венда и кембрия запада Восточно-Европейской платформы. М., 1980. С. 24—26.
14. *Рыбникова М.В., Стриковская Е.М.* Расчленение нижнеордовикских терригенных отложений Московской синеклизы // Сов. геология. 1984. № 4. С. 45—51.
15. *Спижарский Т.Н., Ергалиев Г.Х.* Ярусная шкала верхнего кембрия // Изв. АН Каз. ССР, сер. геол. 1985. Т. 1. С. 27—31.
16. *Спижарский Т.Н.* Атлас палеонтологических карт СССР м-б 1:5 000 000. — М.: Аэрогеология, 1979.
17. *Хазанович К.К.* О пестовской свите верхнего кембрия на северо-западе Восточно-Европейской платформы // Изв. АН ЭССР, сер. геол. 1982. Т. 31. № 3. С. 94—99.
18. *Чагаев А.Я., Никашин Э.С.* К вопросу о границе кембрия и ордовика в центральной части Московской синеклизы // Экспресс-информация, сер. нефтегазовая геология и геофизика. 1972.
19. *Шестаева М.Д., Клевцова А.А., Суворова Н.П.* К стратиграфии кембрия Московской синеклизы // Изв. АН СССР, сер. геол. 1976. № 12. С. 58—66.
20. *Янкауская Т.В.* Растительные микрофоссилии верхнего докембрия и кембрия европейской части СССР и их стратиграфическое значение // Тр. ГИН АН СССР. 1982.

Региональная геология и тектоника

УДК 552.321.5/6

© М.И.Грудинин, С.Н.Рожок, А.И.Иванов, 1995

Янский перидотит-пироксенит-габбровый массив Северо-Байкальского нагорья

М.И.ГРУДИНИН, С.Н.РОЖОК, А.И.ИВАНОВ (Институт земной коры СО РАН)

В статье приведены новые сведения по положению и составу Янского массива, являющегося составной частью известного Байкало-Муйского офиолитового пояса [5, 11]. Янский массив, расположенный в верховье р. Яна, правого притока р. Правая Мама, контролируется долгоживущим Байкало-Конкудерским глубинным разломом [10], с разрывными нарушениями которого связано, по-видимому, его вторичное залегание. Соответственно с верхнепротерозойской эффузивно-осадочной толщей ушмуканской свиты он имеет тектонические контакты. Значительная часть

данного плутона прорывается плагиогранитами лесного комплекса, абсолютный возраст которых 632—636 млн. лет (анализ выполнен в лаборатории ИГД РАН, г. Санкт-Петербург, Л.А.Неймарк).

В позднем рифее-венде породы массива были почти повсеместно метаморфизованы, а в зонах разломов превращены в ортосланцы различного состава. В этот период массив испытал складчатые деформации. Откартированы складчатые структуры с размахом крыльев 1,3—3,0 м и амплитудой 400—700 м. В результате установлено субгори-

горизонтальное залегание первичной магматической полосчатости. При воздействии гранитизирующих флюидов на породы массива образовались зоны гранитизации и мигматизации с участками типичной мигматитовой складчатости.

В площадном отношении это довольно крупное, более 100 км², разбитое на ряд блоков тело, вытянутое в северо-восточном направлении, согласное с общей геологической структурой. Максимальная длина его составляет более 20, а ширина 8—10 км (рис. 1).

Ряд особенностей морфологии и внутреннего строения этого плутона указывают на его вторичное залегание: 1) интрузивные контакты с вмещающими толщами отсутствуют; 2) ультраосновные дифференциаты среди основных в массиве находятся в виде будин или представлены небольшими смятыми в складки горизонтами серпентинитов с зонами рассланцевания в приконтактовых

частях (см. рис. 1); 3) наблюдаются многочисленные разрывные нарушения — сбросы, сдвиги, зоны дробления и катаклаза. Неизменные породы в массиве практически не встречаются, лишь в крайне редких случаях в габброидах отмечаются реликты плагиоклаза при почти повсеместной амфиболизации клино- и ортопироксенов. Судя по внутреннему строению, значительная часть плутона сложена породами основного состава (не менее 90 %). Его краевые части, особенно пространственно связанные с полями прорывающих гранитоидов, в значительной степени подвержены окварцеванию и гранитизации (иногда вместе с кварцем появляются новообразования олигоклаза, альбита, реже калишпата). Ультраосновные дифференциаты более всего наблюдаются в юго-западной части массива. Здесь они обычно перемежаются с породами основного (меланогаббро) состава. В этой части массива наблюдается послойное чередование ультра-

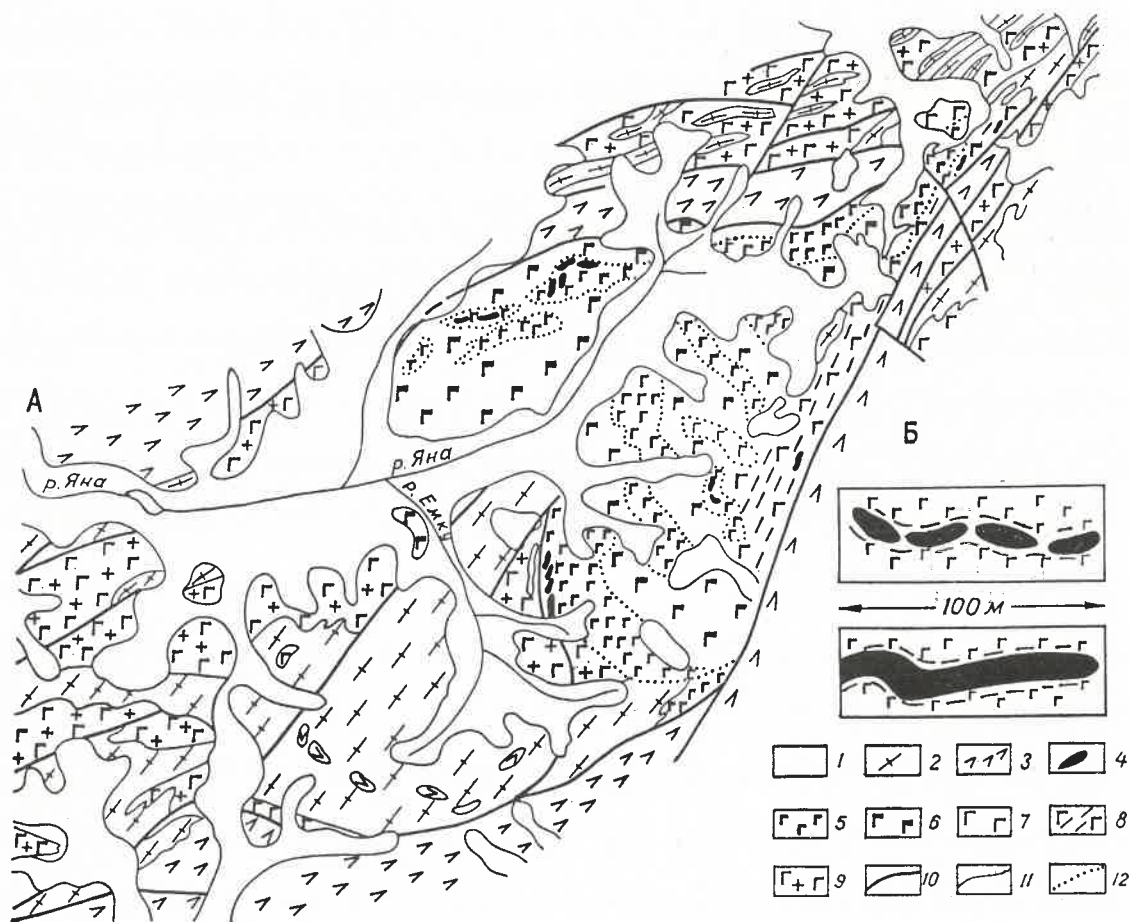


Рис. 1. Геологическая карта Янского перидотит-пироксенит-габбрового массива (А) и форма тел серпентинитов в рассланцованных габбро (Б). Составил С.Н.Рожок:

1 — четвертичные отложения; 2 — граниты лесного комплекса; 3 — осадочно-вулканогенные образования ушмуканской свиты; породы Янского массива: 4 — серпентиниты (метаперидотиты) и тремолититы; габбро: 5 — метамеланократовые, 6 — метамезократовые, 7 — металекократовые, 8 — рассланцованные и катаклазированные, 9 — гранитизированные; 10 — зоны разрывных нарушений; границы контактов: 11 — обычные, 12 — фациальные

траосновных пород с основными, а к центру массива отмечается перемежаемость между мелано-, мезо- и лейкократовыми разновидностями. Примером наиболее частого чередования пород разного состава является юго-западная часть массива, на водоразделе рек Ямку и Давакит.

В массиве выделяются следующие главнейшие разновидности пород: серпентиниты (метаперидотиты) и тремолититы, горнблендиты, метамеланогаббро, метамезогаббро, металеикогаббро, метагаббро-диабазы. Такое подразделение связано с тем, что все породы массива претерпели метаморфизм, а нередко и гранитизацию (новообразования кварца, более кислого плагиоклаза и даже калиевого полевого шпата). Ниже, в соответствии с выделенными разновидностями, приведена их краткая петрографическая характеристика.

Серпентиниты (метаперидотиты) и тремолититы в виде отдельных прослоев и линз встречаются в юго-западной части массива и слагают около 5 % его площади. Эти породы переменного и довольно сложного состава, представленного серпентином (25—60 %), тремолитом (25—60 %), хлоритом (0—70 %), хлоритсерпентином (0—30 %), тальком (0—10 %), карбонатом (0—15 %), эпидотом (0—15 %) и рудными минералами (0—10 %), иногда в них встречается темно-бурая шпинель. Реликт первичных минералов, таких как ортопироксена и тем более оливина, практически не встречается и лишь в отдельных шлифах отмечаются редкие кристаллы сохранившегося клинопироксена. Более того, судя по взаимоотношению поствагматических минералов в данных породах, наложенные процессы были многостадийными. Так, например, тремолит и тальк явно развивались по серпентину, а такие минералы, как карбонат и эпидот возникли еще в более поздние стадии, возможно даже за счет привноса некоторых компонентов с метаморфизирующими флюидами.

Горнблендиты отмечены практически по всему массиву в виде маломощных линзообразных обособлений, часто являясь краевой зоной тремолититов. От последних отличаются более темным массивным обликом. Под микроскопом такие породы состоят из крупных (0,3—0,5 см в поперечнике) изометричных или слегка вытянутых слабо окрашенных в зеленые тона кристаллов актинолита ($c:N_g = 18—20$), окруженных более мелкими кристаллами этого же минерала, но с занозистыми ограничениями. Иногда в межзерновых пространствах отмечаются небольшие скопления зерен эпидота (5—15 %). Нередко такие породы содержат рудные минералы, как правило, сопровождающиеся новообразованиями сфена. Интересно отметить, что в отдельных разновидностях горнблендитов рудные минералы почти

не встречаются, тогда как другие аналогичные породы подобных минералов содержат до 10 % и более. В крайне редких разновидностях среди актинолита отмечаются реликты клинопироксена, что позволяет сделать однозначный вывод о первичной природе горнблендитов как продуктов преобразования пироксенитов.

Метамеланогаббро обычно встречаются на контакте с горнблендитами, тремолититами и серпентинитами. Иногда они перемежаются мезократовыми габбро. Название этой и других разновидностей пород массива в определенной степени условно, т.к. точно диагностировать первичный состав минералов невозможно, поскольку их минеральный состав почти не сохранился, а реликты первичных минералов сохранились крайне редко. Вместе с тем, данная разновидность пород первоначально имела довольно широкий спектр входящих в нее минералов. Так, рассматриваемая разновидность пород включает амфибол 50—75 %, эпидот и клиноцоизит 25—35 %, альбит 15—25 %, карбонат 10—15 %, а также небольшое количество талька и хлорита. В менее измененных разностях (они встречаются очень редко) вместо эпидота и клиноцоизита отмечается соскюритовое вещество, среди которого наблюдаются неизменные лейсты плагиоклаза с четкими полисинтетическими двойниками, которые по составу отвечают битовниту № 71-77. Наличие в таких породах карбоната, талька и хлорита указывает на возможное присутствие в еще не измененных разностях ромбического пироксена, оливина и очень основного плагиоклаза, особенно в тех разностях, которые тяготеют к метаперидотитам. На это же указывает и разный состав амфиболов: если в метамеланогаббро, пространственно тяготеющих к метаперидотитам, амфибол представлен почти бесцветным тремолит-актинолитом, то в поле развития метамезогаббро этот минерал окрашен в сине-зеленый цвет и представлен более железистой разновидностью амфибола. Из аксессуарных минералов здесь наиболее часто встречается сфен, но обычно в ассоциации с рудными минералами, количества которых иногда достигают 10 % и более и представлены они магнетитом и титаномagnetитом, реже пирротинном и пиритом.

Метамезогаббро слагают основную (более 50 % площади) часть массива и ассоциируют, с одной стороны, с метамеланократовыми, а с другой, металеикократовыми габбро. Эти породы состоят примерно из одинакового количества сильно соскюритизированного плагиоклаза и сине-зеленого амфибола. В редких случаях сохранившиеся полисинтетические двойники плагиоклаза соответствуют лабрадору (№ 67); в сильно соскюритизированных и эпидотизированных плагиоклазах почти повсеместно наблюдаются

новообразования альбита (10 % и более). Из аксессуарных минералов довольно часто встречаются сфен с титаномагнетитом и небольшие скопления апатита.

Металейкогаббро слагают менее 10 % площади массива. Эти породы состоят более чем на 70 % из измененного плагиоклаза и 20—30 % амфибола; количество последнего может уменьшаться до 5 %, и тогда они приближаются к анортозитам, согласно существующей классификации [8].

Помимо указанных главнейших разновидностей пород в Янском массиве встречаются маломощные (5—7 м) дайки габбро-диабазов с титаномагнетитом и апатитом. От близких по составу габброидов они отличаются мелкозернистым сложением и более высоким содержанием апатита (до 5 %).

Среди пород массива встречаются катаклазиты, сланцы, амфиболиты и гранитизированные габброиды. От метагаббро последние отличаются присутствием кварца (от единичных кристаллов до 10 % и более), а иногда и калишпата при сохранившейся общей структуре габбро. Особенно интересны актинолититы.

Актинолититы отмечены в виде жилкообразных обособлений в приконтактной части габброидов с прорывающими их жилами гранитов в верховье р. Ямку. Максимальная мощность таких обособлений ограничивается 30—50 см, по простиранию они прослеживаются на 3—5 м и обычно неправильной ветвистой формы. Под микроскопом данные породы нацело состоят из крупных (0,5 см и более в поперечнике) кристаллов буровато-зеленого амфибола. Характерная особенность этих пород — их довольно обильная насыщенность сульфидами — пирротин и пирит. Подобные метасоматические образования с аналогичной сульфидной вкрапленностью в других таких же массивах Байкальской горной области несут повышенные содержания золота [1]. Золота в рассматри-

ваемых актинолититах, определенного в единичном образце, содержится 60 мг/т, что на порядок превышает кларк для обычных амфиболовых пород (анализ выполнен в Институте земной коры СО РАН экстрактно-атомно-абсорбционным методом).

Химизм пород Янского массива довольно обычен для данного типа образований (таблица). Из таблицы видно, что массивные содержания главнейших породообразующих оксидов изменяются постепенно от метAPERИДОТИТОВ (серпентинитов) через горнблендиты, мелано- и мезогаббро к лейкократовым разновидностям основных пород. Анализы пород массива, нанесенные на диаграмму AFM (рис. 2), образуют единый тренд, соответствующий обычным толито-вым сериям. Изменчивость химического состава пород указывает на их значительное разнообразие, а, стало быть, и на высокую дифференциацию первичного магматического расплава. Подобные породы для данного региона не исключение. В частности, такие дифференцированные плутоны, как Ирокиндинский и особенно Янгудский в Средневитимской горной стране дают аналогичные тренды [3]. Близки по петрохимическим особенностям Среднемамаканский и Сунукитский массивы [2, 11]. Эти же данные по химизму пород указанного массива, нанесенные на известную диаграмму AS (см. рис. 2), позволяют сделать заключение, что Янский массив дифференцирован как и многие подобные кумулятивные серии. Крайними членами его дифференциации являются гарцбургиты, а преимущественно широко развиты среди перидотитов лерцолитовые парагенезисы (судя по нормативным составам) как и в соседнем Среднемамаканском массиве. Все это подтверждает родство этих двух близлежащих дифференцированных плутонов, находящихся в единой геологической структуре — Байкало-Муйский офиолитовый пояс.

Химический состав пород Янского массива, %

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	39,70	41,70	39,00	45,60	48,80	46,10	46,80	47,60	58,48	68,66
TiO ₂	0,16	0,16	0,21	0,88	0,41	4,05	0,66	0,25	1,44	0,36
Al ₂ O ₃	2,20	2,21	7,20	11,83	9,00	12,40	17,23	21,80	13,86	16,32
Fe ₂ O ₃	5,82	5,38	4,09	4,30	3,35	5,08	3,39	2,58	8,86*	2,06*
FeO	8,51	8,35	7,58	6,13	4,60	9,72	6,36	2,99	—	—
MnO	0,14	0,16	0,13	0,17	0,14	0,22	0,17	0,05	0,15	0,04
MgO	30,39	28,71	26,82	15,69	14,26	9,26	9,86	6,00	4,14	0,70
CaO	2,81	3,91	3,79	10,66	17,02	11,11	10,90	14,50	8,51	3,35
Na ₂ O	0,18	0,28	0,01	1,80	0,64	1,32	2,18	0,76	2,28	6,39
K ₂ O	0,04	0,02	0,01	0,38	0,20	0,08	0,26	0,16	0,44	1,02
P ₂ O ₅	0,01	0,02	0,01	0,17	0,05	0,02	0,12	0,02	0,15	0,06
H ₂ O ⁺	9,20	9,62	10,70	1,96	1,32	1,12	1,66	3,80	—	—
Сумма	99,16	99,81	99,55	99,63	100,17	100,48	99,59	99,91	—	—
Cr	680	485	490	960	1090	360	210	10	—	—
Ni	680	670	920	210	90	100	70	5	—	—

Примечание. Серпентиниты: 1 — тремолитизированные, 2 — тремолитизированные и карбонатизированные, 3 — карбонатизированные; 4 — тремолитит (по серпентиниту); 5 — горнблендит; метаморфизованное: 6 — меланогаббро, 7 — мезогаббро; 8 — лейкогаббро; 9 — гранитизированное габбро; 10 — гранит лесного комплекса. * FeO общее.

Анализы пород Янского массива (см. рис. 2) полностью подтверждают вывод, сделанный по другим петрохимическим параметрам об исходном толеитовом расплаве, формирующем этот массив. На высокую

степень дифференцированности Янского массива указывают и другие петрохимические диаграммы. В частности, характерной особенностью химизма пород рассмотренного плутона является их довольно высокая железистость, отвечающая исходному составу типичных толеитовых магм.

В двух образцах габброидов Янского массива спектральным анализом с предварительным химическим обогащением определено содержание РЗЭ (анализы выполнены в Бурятском ГИНЕ СО РАН). По набору таких элементов породы характеризуются их низкими содержаниями. Данные, нанесенные на нормированную по хондриту диаграмму (см. рис. 2), указывают на океанический тип первичного расплава этого массива. Близкие по содержанию РЗЭ и имеющие сходство с указанной диаграммой, приведены в работах [4, 7]. Последние отождествляют изученные этими исследователями габброиды с офиолитами современных срединно-океанических хребтов или окраинных бассейнов.

В раннефанерозойский период (время внедрения плагиогранитов лесного комплекса и метаморфизма Янского плутона) формировались рудные зоны и кварцевые жилы с сульфидной минерализацией. Повышенные содержания золота в метасоматитах указывалось выше. Здесь же отметим, что содержание золота в отдельных кварцевых жилах достигает 5—10 г/т (анализ выполнен в ЦХЛ ГГП «Иркутскгеология»). По-видимому, подобным путем возникли железокарбонатные метасоматиты с шеелитовой минерализацией (до 30 г/м³ в рыхлых отложениях).

Изучение и сопоставление геолого-структурного положения, вещественного состава, наложенных процессов и рудной минерализации ультрабазитов и базитов Янского массива позволяет сделать некоторые выводы.

1. Янский массив — рифейская [11] (около 1 млрд. лет) протоко́ра, типичный член офиолитового разреза западной части известного Байкало-Муйского офиолитового пояса, отражает геодинамическую обстановку океанической стадии.

2. В соответствии с существующими в настоящее время классификациями магматических формаций [9] этот массив относится к перидотит-пироксенит-габбровой формации (габбро-пироксенит-дунитовая по Ю.А.Кузнецову).

3. Сохранность магматических структур в габброидах, наличие псевдоморфоз сосюрита по плагиоклазу и его реликтов с присутствием минералов тремолит-актинолитового ряда в отдельных разновидностях может указывать на океанический тип метаморфизма [6] пород Янского массива.

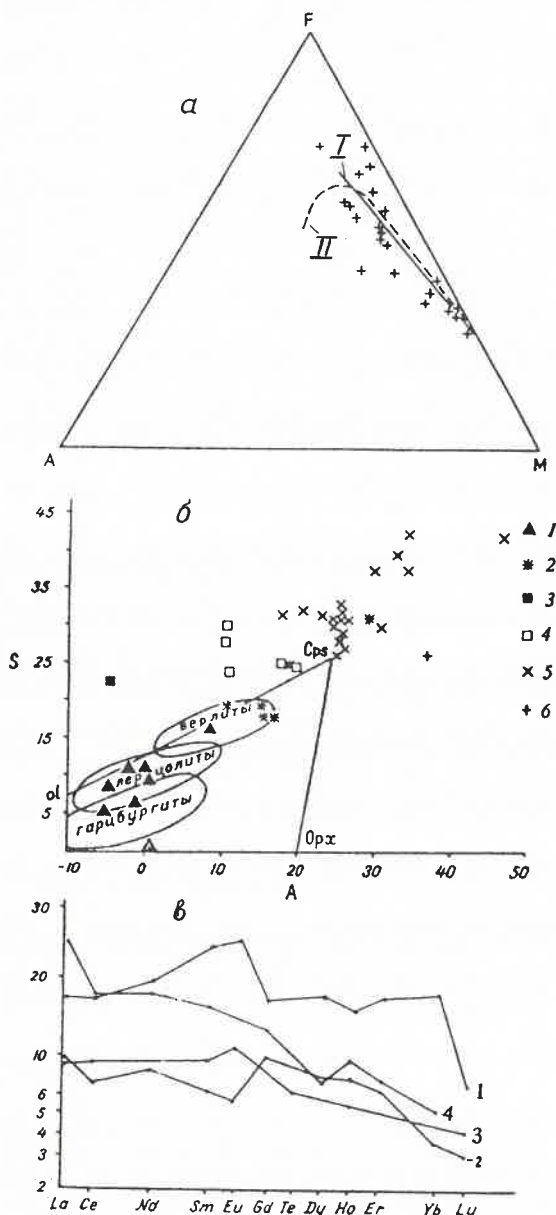


Рис. 2. Диаграмма АФМ для пород Янского массива (а), положение полей распределения химических составов главных разновидностей пород Янского массива в координатах А ($Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O$) — S [$SiO_2 - (Fe_2O_3 + FeO + MgO + MnO + TiO_2)$] (б); распределение редкоземельных элементов в габброидах Янского (1, 2), Надпорожного (3) массивов и в базальтах Южного Урала (4):

тренды дифференциации для пород массивов: 1 — Янского; II — Ирокиндинского и Янгудского [3]; I — металпиротиты (хлоритизированные серпентиниты); 2 — горнблендиты, 3 — тремолититы, 4 — меланократовые метагаббро, 5 — мезократовые метагаббро, 6 — дайки габбродиабазов

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Грудинин М.И. Мобилизация золота при гранитизации габброидов // Докл. АН СССР. Т. 246. 1979. № 3. С. 710—712.
2. Грудинин М.И., Демин И.А. Среднемамаканский перцолит-пироксенит-габбровый массив // Геология и геофизика. 1990. № 5. С. 67—74.
3. Грудинин М.И., Меньшагин Ю.В. Химизм ультрабазитов геодинамических режимов Байкальской горной области // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 12. С. 21—29.
4. Гусев Г.С., Песков А.И., Соколов С.К. Палеогеодинамика Муйского сегмента Байкало-Витимского пояса // Геотектоника. 1992. № 2. С. 72—86.
5. Добрецов Н.Л. Офиолиты и проблема Байкало-Муйского офиолитового пояса // Магматизм и метаморфизм зоны БАМ и их роль в формировании полезных ископаемых. Новосибирск, 1982. С. 11—19.
6. Добрецов Н.Л. Проблемы соотношения тектоники и метаморфизма // Петрология. 1995. Т. 1. № 1. С. 4—23.
7. Коротеев В.А., Зоненшайн Л.П., Зайков В.В., Кориневский В.Г. Палеозойские офиолиты Южного Урала и их минерогения // Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии. Новосибирск, 1985. С. 71—86.
8. Магматические горные породы. Классификация. Номенклатура. Петрография. Ч. 1. — М.: Наука, 1983.
9. Магматические формации СССР. — Л.: Недра, 1979. Т. 1.
10. Мазукабзов А.М. Глубинные разломы Северо-Байкальского нагорья и их кинематика // Механизм формирования тектонических структур Восточной Сибири. Новосибирск, 1977. С. 49—65.
11. Grudin M.I., Demin I.F. Riphean ophiolites of the Northern Baikal Region (East Siberia) // Proc. 29th Int. Geol. Congr., Part D. P. 263—272.

Принята редколлегией 26 июня 1995 г.

Минералогия, петрография, литология

УДК 553.896.422.6(571.53/.55)

© А.П.Секерин, Н.В.Секерина, Ю.В.Меньшагин, 1995

Горлыкгольское месторождение нефрита в Восточном Саяне

А.П.СЕКЕРИН, Н.В.СЕКЕРИНА, Ю.В.МЕНЬШАГИН (Институт земной коры СО РАН)

Горлыкгольское месторождение нефрита находится в южной части Оспинско-Китойского гипербазитового массива, на левобережье р. Горлык-Гол, в его среднем течении (рис. 1). В пределах месторождения ультраосновные породы, представленные преимущественно серпентинитами, слагают два пластообразных тела широтного простиранья, имеющих тектонические контакты с вмещающими верхнепротерозойскими карбонатно-терригенными отложениями. Слабоизмененные гарцбургиты распространены незначительно в виде овальных блоков среди серпентинитов. По мере удаления от центральной части блоков постепенно возрастает степень серпентинизации пород. Обычно по гарцбургитам развиваются лизардитовые и хризотил-лизардитовые серпентиниты с многочисленными трещинками и зеркалами скольжения, выполненными эмалевидным серпофитом. Характерная особенность хризотил-лизардитовых серпентинитов, позволяющая легко диагностировать их в поле, — наличие белесо-зеленой корочки выветривания. Микроскопически они отличаются петельчатой и пластинчато-петельчатой структурами. Внутрипетлевое пространство выполнено пластинчатым лизардитом и хризотилом или аморфным серпентином. В зонах разрывных нарушений и на контакте с магматическими породами, интрузирующими в гипербазиты, лизардитовые и хри-

зотил-лизардитовые серпентиниты испытывают перекристаллизацию и переходят в антигоритовые разности. При полной антигоритизации возникают разнообразные структуры, свойственные только антигоритовым серпентинитам, — пластинчатые, мелко- и крупночешуйчатые, лейстовидные, решетчатые, игольчатые. Петельчатые и пластино-петельчатые структуры для антигоритовых серпентинитов не характерны. В зонах разрывных нарушений серпентиниты оталькованы, карбонатизированы, нередко преобразованы в тальк-карбонатные породы и листовениты. Около ядер слабоизмененных гарцбургитов серпентиниты графитизированы. Тонкодисперсный графит равномерно «пропитывает» породы, образуя скопления в трещинках и зальбандах.

В восточной части месторождения на контакте гипербазитов с вмещающими породами располагаются линзовидные тела интенсивно альбитизированных, слабо хлоритизированных и амфиболизированных основных метаэффузивов, отнесенных И.С.Якшиным [7] к спилитам. Мощность тел спилитов колеблется от 0,05 до 0,2 км при протяженности до 2 км. В их составе отмечаются роговая обманка и альбит, образующий вытянутые лейсты. Структура пород диабазовая. Мелкочешуйчатый бледно-зеленый хлорит встречается в породах спорадически.

На контакте спилитов с серпентинитами местами развиты пироксениты (диопсидиты, вебстериты). Резкая изменчивость структурных и текстурных особенностей пироксеновых пород, наличие в них реликтов серпентинитов указывают на их апосерпентинитовое происхождение. В спилитах на контакте с серпентинитами появляется клиноцоизит, и породы приобретают амфибол-клиноцоизитовый состав. Химический состав спилитов приведен в табл. 1, где для сравнения даны химические составы типичных (по А.Н.Заварицкому) спилитов [2]. Описываемые образования по химическому и минеральному составу почти идентичны типичным спилитам, несколько отличаясь от них повышенной магнезиальностью и меньшим содержанием калия и титана, что обусловлено спецификой химизма основных пород, ассоциирующих с альпинотипными гипербазитами [1].

В неразрывной связи с серпентинитами находится группа метасоматических пород — родингитов, которые развиты на границе алюмосиликатных пород и серпентинитов,

где слагают дайкообразные тела протяженностью от 2 до 50 м при мощности 1—10 м. Контакты родингитов с серпентинитами резкие, прямолинейные, реже заливообразные. В будинированных телах отмечается проникновение в них по трещинкам жилок серпентина. По геологическому положению и минеральному составу родингиты довольно четко подразделяются на две группы. Первая распространена среди хризотил-лизардитовых серпентинитов, содержащих обильные прожилки и примазки эмалевидного серпофита. Минеральный состав их довольно постоянен и включает граниты андрадит-гроссулярового ряда, диопсид, волластонит, везувиан, сфен, лейкоксен, гематит и вторичные — пренит, хлорит, цоизит, клиноцоизит, кальцит. Родингиты (рис. 2) обнажаются в скальном выступе на водоразделе ключей Озерный и Графитовый (левые притоки р. Горлык-Гол) среди мощной полосы хризотил-лизардитовых серпентинитов. Они представлены гранобластовым агрегатом зерен граната и диопсида, в котором гранат образует отдельные выделения

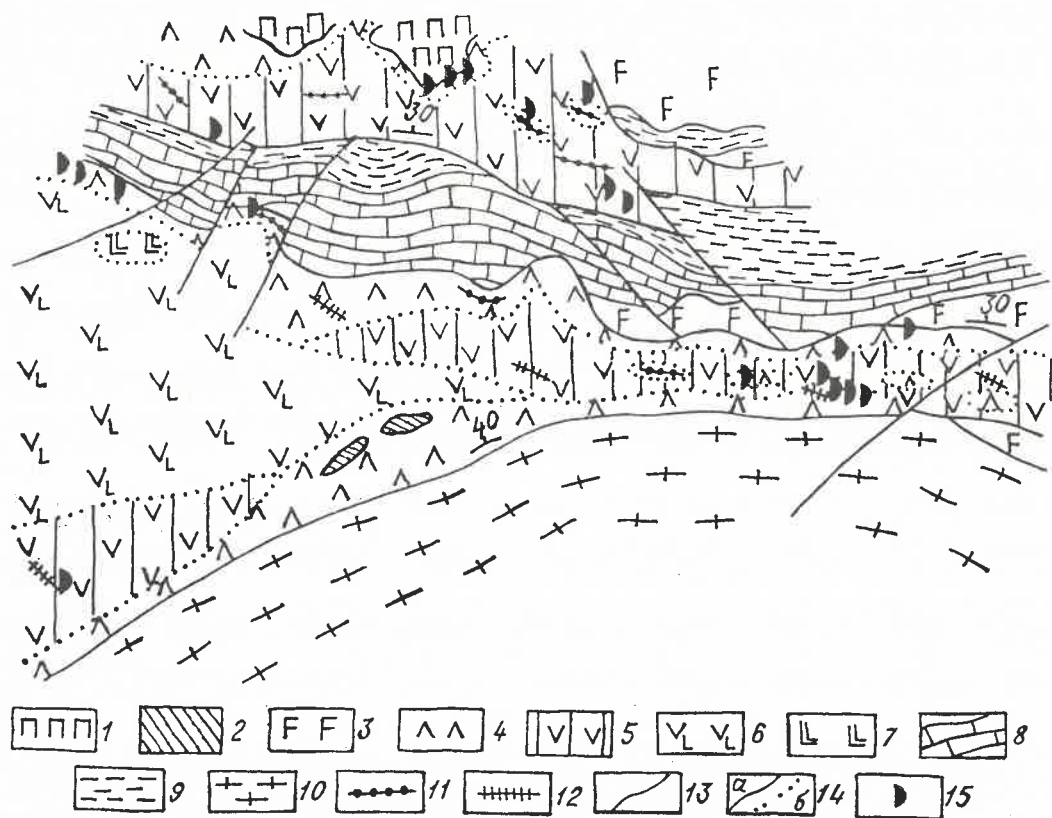


Рис. 1. Геологическая схема Горлыкгольского месторождения нефрита, м-б 1:25 000, составлена А.П.Секериным, Н.В.Секериной с использованием материалов И.С.Якшина, Р.С.Замалетдинова [7]:

1 — пироксениты (вебстериты, диопсидиты); 2 — метагаббро; 3 — метаэффузивы основного состава; серпентиниты; 4 — антигоритовые; 5 — хризотил-лизардитовые, 6 — хризотил-лизардитовые с реликтами оливина; 7 — серпентинизированные гарцбургиты; 8 — карбонатные породы; 9 — углисто-кварц-серицитовые сланцы; 10 — кварц-карбонат-хлоритовые сланцы; родингиты: 11 — по основным породам, 12 — по альбититам; 13 — разрывные нарушения; 14 — границы между породами (а — резкие, б — постепенные); 15 — нефритовые жилы

1. Средний химический состав спилитов, апогранитовых и аподиабазовых альбититов, %

Оксиды	1	2	3	4	5
SiO ₂	52,70	52,16	61,71	66,92	55,99
TiO ₂	0,30	1,81	0,30	0,11	0,04
Al ₂ O ₃	14,47	13,93	17,03	17,59	1,29
Fe ₂ O ₃	1,37	1,38	0,42	0,04	0,63
FeO	6,54	8,05	2,23	0,80	4,42
MnO	0,12	0,34	0,03	0,02	0,10
CaO	8,30	8,32	3,71	1,91	12,30
MgO	9,46	4,00	4,66	1,74	22,69
K ₂ O	0,12	0,40	1,65	0,69	0,06
Na ₂ O	4,17	4,04	6,66	9,85	0,12
Cr ₂ O ₃	0,06	—	0,05	0,01	1,36
CoO	0,03	—	0,02	0,002	—
NiO	0,02	—	0,08	0,05	—
P ₂ O ₅	0,04	0,19	0,07	0,02	—
П.п.п.	1,79	3,04	0,96	0,25	2,05
Сумма	99,49	97,66	99,58	100,00	100,05

Примечание. 1 — спилиты, $n = 2$; 2 — спилиты по А.Н.Заварицкому (1955), $n = 2$; 3 — аподиабазовые альбититы, $n = 3$; 4 — апогранитовые альбититы, $n = 2$; нефриты, $n = 13$.

неправильной формы, корродирующие вытянутые призматические кристаллы диопсида. Непосредственно на контакте с родингитами находится зона скрытокристаллических массивных хлорит-серпентиновых пород мощностью 5—10 см. Микроскопически они представляют собой агрегат пластинчатых зерен микроангидрита с беспорядочно расположенными скоплениями чешуек бесцветного хлорита, по оптическим свойствам соответствующего клинохлору. По мере удаления от контакта с родингитами хлорит-серпентиновые породы сменяются хризолит-лизардитовыми серпентинитами. Химический состав родингитов и вмещающих их серпентинитов приведен в табл. 2.

Родингиты второй группы включают ассоциацию цоизита, клиноцоизита, эпидота, диопсида, тремолит-актинолитового амфи-



Рис. 2. План тела диопсид-гранатовых родингитов, м-б 1:100:

1 — родингит; 2 — хлорит-серпентиновая порода; 3 — хризотил-лизардитовые серпентиниты; 4 — рассланцевание

бола, альбита, кварца, хлорита, сфена, лейкоксена. Влияние состава замещающей породы отражается на количественном соотношении минералов. Наиболее часто встречаются следующие ассоциации минералов: хлорит—амфибол—цоизит, кварц—клиноцоизит, альбит—цоизит—амфибол, диопсид—цоизит, кварц—диопсид—цоизит и др. На рис. 3 дана зарисовка нефритовой жилы, приуроченной к контакту дайкообразного тела порфировидных альбититов с перекристаллизованными антигоритовыми серпентинитами. Альбититы в центре тела характеризуются отчетливо выраженной офитовой микроструктурой основной массы, сложенной вытянутыми лейстами альбита с подчиненным количеством кварца и калишпата. Порфировидные обособления, имеющие резкие прямолинейные границы, представлены полисинтетически сдвойникованным альбитом, реже кварцем. На контакте с нефритовой жилой альбититы превращены

2. Химический состав метасоматических зон с нефритом и без него, %

Оксиды	Нефритовая жила				Зона без нефрита		
	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	60,53	52,11	57,20	45,20	39,46	34,90	38,05
TiO ₂	0,30	0,28	0,08	0,06	0,09	0,72	0,70
Al ₂ O ₃	15,81	11,41	0,29	1,0	1,22	9,29	14,29
Fe ₂ O ₃	0,37	0,80	0,38	1,11	2,71	6,0	7,18
FeO	2,14	4,43	4,00	5,22	0,76	0,50	1,28
MnO	0,04	0,11	0,09	0,30	0,13	0,36	0,15
CaO	5,29	9,73	13,45	1,43	0,19	1,67	35,52
MgO	4,63	13,49	22,93	34,97	42,80	34,76	2,78
K ₂ O	2,62	3,65	0,10	0,20	—	—	0,02
Na ₂ O	7,12	3,0	0,12	0,22	0,03	—	0,01
Cr ₂ O ₃	0,10	0,04	0,06	0,25	0,19	0,003	0,003
CoO	0,01	0,03	0,04	0,25	0,01	0,006	—
NiO	0,01	0,01	0,10	0,09	0,19	0,13	—
P ₂ O ₅	0,07	0,08	0,01	0,01	—	—	0,16
П.п.п.	0,50	1,32	0,38	9,68	11,46	12,40	—
Сумма	99,45	100,49	99,23	99,99	99,40	99,23	100,04

Примечание. 1 — порфировидный альбит, обр. К-4/1; 2 — калишпат-альбит-тремолитовый родингит, обр. К-4/2; 3 — нефрит, обр. К-4/4; 4 — тремолитизированный антигоритовый серпентинит, обр. К-4/6; 5 — хризотил-лизардитовый серпентинит, обр. 4186/3; 6 — хлорит-серпентиновая порода, обр. 4186/2; 7 — диопсид-гранатовый родингит, обр. 4186/1. Аналитики 1—4 — Т.В.Агеева (ИГУ), 5—7 — А.П.Галахова (ИРГИПредмет).

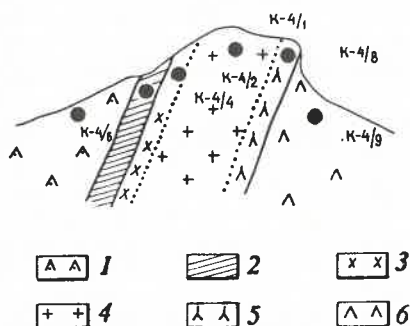


Рис. 3. Разрез нефритовой жилы, м-б 1:200:

1 — тремолитизированные антигоровые серпентиниты; 2 — нефрит; 3 — калишпат-альбит-тремолитовый родингит; 4 — альбитит; 5 — клиноцоизит-цоизитовые родингиты; 6 — антигоровые серпентиниты

в калишпат-альбит-тремолитовые родингиты, образующие зону мощностью 0,6—0,8 м. По сравнению с альбититами в родин-

гитах содержание тремолита увеличивается до 50 %, появляются скопления мелкошуйчатого талька, замещающего порфириобласты кварца. В безрудном боку тела альбититов на контакте с серпентинитами размещается зона клиноцоизит-цоизитовых родингитов мощностью 0,8 м. Вмещающие нефрит серпентиниты характеризуются пластинчатой микроструктурой, массивной текстурой и сложены беспорядочно ориентированными зернами антигорита. По мере приближения к нефритовой жиле в серпентинитах появляются новообразования игольчатого тремолита и диопсида. Диопсид имеет удлиненную форму и секущий характер по отношению к серпентину и тремолиту. В безрудном боку тела альбититов новообразования тремолита в серпентинитах отсутствуют, отмечаются лишь единичные зерна диопсида. Химический состав метасоматических зон приведен в табл. 2. Обычно мелкие тела алюмосиликатных пород пол-

3. Минеральный состав и строение нефритсодержащих метасоматических колонок Горлыкгольского месторождения

Положение (число жил) нефрита	Порода	Минеральный состав зон
На контакте серпентинитов и альбититов (14)	Серпентинит	Антигорит, тальк, тремолит, диопсид, хромшпинелид, магнетит
	Диопсидит (может отсутствовать)	Диопсид, тремолит, хромшпинелид, магнетит
	Нефрит	Тремолит, хромшпинелид, магнетит
	Тремолит (может отсутствовать)	Тремолит, хромшпинелид, магнетит
	Диопсидит (может отсутствовать)	Диопсид, тремолит, магнетит
	Родингит	Цоизит, тремолит, диопсид, кварц, альбит, хлорит, лейкоксенизированный сфен
	Альбитит	Альбит, кварц, калишпат, биотит, тремолит-актинолитовый амфибол, клинопироксен, магнетит, сфен
На контакте серпентинитов и основных пород и внутри последних (6)	Серпентинит	Антигорит, тремолит, тальк, диопсид, хромшпинелид, магнетит
	Тремолитит (может отсутствовать)	Тремолит, хромшпинелид, хлорит, магнетит
	Нефрит	Тремолит, хромшпинелид, магнетит
	Тремолитит (может отсутствовать)	Тремолит, хромшпинелид, хлорит, магнетит
	Родингит	Цоизит, клиноцоизит, тремолит, хлорит, диопсид, кварц, альбит, пренит, лейкоксен, сфен
	Габброид, метаэффузив	Соскюригизированный плагиоклаз, амфиболизированный клинопироксен, цоизит, эпидот, актинолит, хлорит, диопсид, магнетит, ильменит
На контакте серпентинитов и родингитов (6)	Серпентинит	Антигорит, тремолит, тальк, диопсид, хромшпинелид, магнетит
	Нефрит	Тремолит, хромшпинелид, магнетит
	Родингит	Цоизит, тремолит-актинолитовый амфибол, клиноцоизит, диопсид, хлорит, кварц, альбит, лейкоксенизированный сфен
На контакте серпентинитов и углито-хлорит-биотит-кварцевых сланцев (1)	Серпентинит	Антигорит, тремолит, тальк, хромшпинелид, магнетит
	Нефрит	Тремолит, хромшпинелид, магнетит
	Родингит	Цоизит, тремолит-актинолитовый амфибол, хлорит, диопсид, сфен
	Углито-хлорит-биотит-кварцевый сланец	Кварц, биотит, хлорит, актинолит, апатит, кальцит, рутил

ностью родингитизированы, более крупные в центре содержат реликты первичных пород. Процессу родингитизации на площади месторождения главным образом подверглись основные породы (спилиты, габброиды), а также углисто-хлорит-биотит-кварцевые сланцы и метасоматические альбититы. Более подробная характеристика минералогических особенностей родингитов приведена в табл. 3.

Наиболее сложным является вопрос о природе альбититов, подвергшихся родингитизации. В последнее время сложилось мнение, что альбититы в нефритоносных гипербазах Восточного Саяна имеют апогранитное происхождение [3, 7]. Ранее подобную точку зрения высказывал А.Ф.Коржинский [5]. Но изучение альбититов дает основание полагать, что большинство из них образовалось при альбитизации основных пород типа спилитов и диабазовых порфиров. Апогранитные альбититы довольно редки и обнаружены лишь в нескольких участках массива. Аподиабазовым альбититам свойственны порфириформный облик, сохранение в основной массе контуров диабазовой микроструктуры, тогда как для апогранитных альбититов характерны гетерогранобластовая структура, отсутствие порфириформных вкрапленников минералов. Кроме сохранения структурных черт исходных пород, альбититы различаются по содержанию наиболее инертных при метасоматозе элементов, таких как титан и железо. Содержание титана в аподиабазовых альбититах почти втрое больше, чем в апогранитных, и приближается к таковому в нормативном спилите (см. табл. 1). Общая железистость ($\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$) их превышает железистость апогранитных альбититов в 2,5 раза.

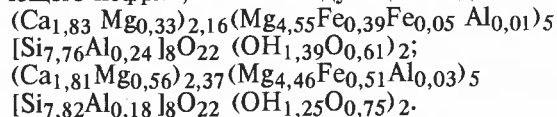
Таким образом, из приведенных данных видно, что большинство альбититов Горлыкгольского месторождения имеет аподиабазовую природу. К этому выводу склонялся также Ю.Н.Колесник [4]. Однако в отличие от Ю.Н.Колесника, рассматривавшего нефритизацию серпентинитов и альбитизацию диабазов как синхронные процессы, мы их считаем разновременными, поскольку явления нефритизации серпентинитов на контакте с альбититами, как правило, сопровождаются наложенной на альбититы родингитизацией.

Всего на месторождении насчитывается 27 жил нефрита, залегающих на контакте серпентинитов с родингитизированными кислыми и основными породами. Мощность жил изменяется от 1 до 2,5 м при протяженности до первых десятков метров. Непосредственно на контакте с нефритом в серпентинитах отмечаются новообразования мелкочешуйчатого талька, хлорита, игольчатого тремолита и диопсида. Нередко от нефрита в серпентиниты по трещинкам отходят ветвящиеся прожилки нефрита и попереч-

но-волокнистого тремолита. На расстоянии 1—2 м от жилы прожилки исчезают.

Внешне нефрит представляет собой плотную массивную скрытокристаллическую породу. Цвет его зеленый, различной степени густоты тона, реже грязно-зеленый, табачно-зеленый. В участках графитизации нефрит из-за примеси тонкодисперсного графита приобретает черный цвет. Микроскопически он имеет фибробластовую структуру, слабо выраженную параллельную текстуру. Сложен тонкими волокнами тремолита, собранными в пучки, размером $(0,05 \times 0,1) - (0,1 \times 0,2)$ мм. Величина и направление пучков изменяются на коротком расстоянии, что обуславливает типичную для него спутанно-волокнистую структуру. Число волокон в пучках достигает 20—30. В участках трещиноватости и по периферии жил в нефрите появляются щеповидные призмы тремолита, размером до 3 мм. Иногда по периферии жилы окаймлены зонками тремолитов. Из акцессорных минералов в нефрите отмечаются зерна хромшпинелида с каймами магнетита и мелкочешуйчатого бесцветного хлорита.

Химический состав нефритов Горлыкгольского месторождения приведен в табл. 1. Кристаллохимические формулы амфибола, слагающего нефрит, имеют следующий вид:



По пространственной связи с алюмосиликатными породами, составу околорудных метасоматических зон нефритовые жилы месторождения подразделены на четыре типа (см. табл. 3).

Альбититы, ассоциирующие с нефритовыми жилами первого типа, характеризуются отчетливо выраженной офитовой микроструктурой основной массы, сложенной вытянутыми лейстами альбита с подчиненным количеством кварца и калишпата. Редкие листочки биотита, зерна щелочных амфиболов и пироксенов встречаются спорадически. Зерна калишпата с периферии иногда окружены каймами альбита. Альбитовые, калишпатовые, кварцевые зерна пронизаны игольчатыми или метельчатыми кристаллами тремолит-актинолитового амфибола, количество которого иногда достигает 20 %. В некоторых дайках альбититов наблюдается тонкораспыленный графит. При этом графитизация распространяется на все метасоматические зоны, включая нефрит и серпентинит. По мере приближения к нефритовой жиле количество амфибола в альбититах увеличивается до 50 %, появляются диопсид, скопления цоизита и хлорита; кварц и альбит присутствуют в реликтах. Иногда между родингитами и нефритом располагается зона диопсидитов, состоящая из таб-

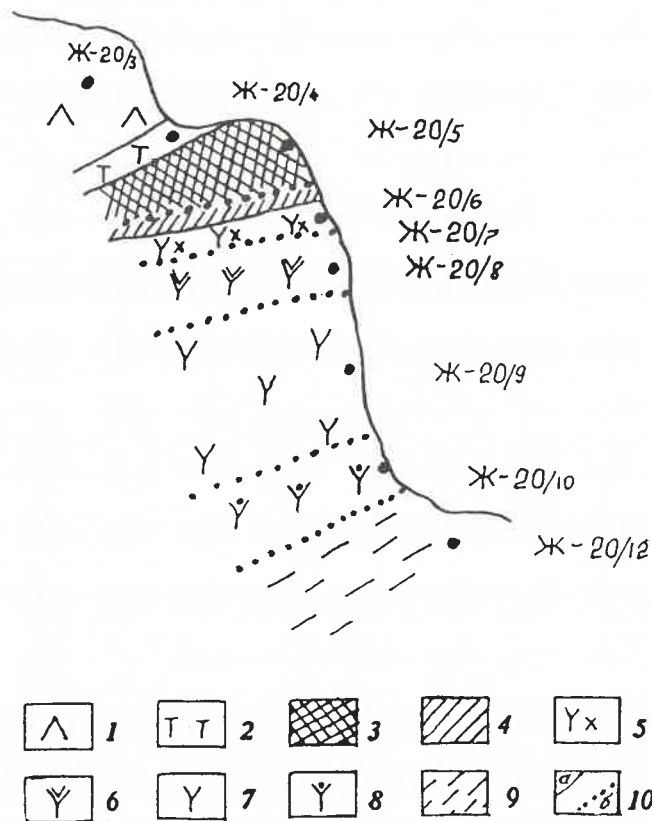


Рис. 4. Разрез нефритовой жилы № 20 Горлыкгольского месторождения, м-б 1:100:

1 — антигоровые серпентиниты; 2 — тремолит-талковые породы; 3 — нефрит; 4 — тремолит; родингит; 5 — тремолит-цоизитовый, 6 — хлорит-кварц-цоизитовый, 7 — кальцит-биотит-кварцевый; сланцы: 8 — карбонатизированный хлорит-биотит-кварцевый, 9 — хлорит-биотит-кварцевый; 10 — контакты между породами (а — резкие, б — постепенные)

литчатых зерен диопсида, по периферии окруженных тремолитовыми каймами.

Основные породы на контакте с нефритовой жилой обычно представлены цоизитом, клиноцоизитом, хлоритом, диопсидом, находящихся в различных количественных соотношениях. Отличается этот тип от нефритовых жил, связанных с родингитами (третий тип), присутствием исходных для родингитов пород. Для третьего типа состав исходных алюмосиликатных пород устанавливается с большим трудом, поскольку составы родингитов, образованных по кислым и основным породам, близки.

Большой интерес представляет находка нефрита на контакте серпентинитов и углесто-хлорит-биотит-кварцевых сланцев. В сланцах по мере приближения к нефритовой жиле появляются карбонат, актинолит, эпидот, а затем и цоизит. Биотит полностью замещается хлоритом. Полосчатость в сланцах постепенно исчезает, и породы приобретают массивное сложение. Непосредственно на контакте с нефритом сланцы превращены в тремолит-цоизитовые родингиты с обильным выделением лейкоксена. Антигоровые серпентиниты в контакте с нефритом оталькованы и тремолитизированы (рис. 4). Характерно появление в нефрите на контакте с апосланцевыми родингитами зерен и скоплений цоизита. Тонковолокнистый тремолит, слагающий нефритовую жилу, при этом местами перекристаллизовывается

в призматические агрегаты. Химический состав метасоматических зон этого типа приведен в табл. 4.

В заключение отметим, что Горлыкгольское месторождение несколько отличается от подобных месторождений Западного Саяна, Джидинского хребта и Северного Прибайкалья [6]. Прежде всего в этой группе его выделяет распространенность тел кислых пород, которые на других месторождениях редки или совсем отсутствуют. Но по другим признакам, в частности по характеру метасоматической зональности, оно весьма сходно с другими месторождениями. Особенно это подчеркивается идентичностью составов парагенезисов метасоматитов. Отмеченная Ю.Н. Колесником [4] связь нефритизации с процессами образования диопсид-везувиан-гранатовых родингитов нашими исследованиями не подтвердилась. Родингиты, состоящие в основном из граната, диопсида, везувиана, волластонита, обнаружены в иной геологической обстановке, среди хризотил-лизардитовых серпентинитов, и в отношении нефритоносности бесперспективны.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 93-05-8153).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Глазунов О.М., Корнаков Ю.Н., Стамборов

4. Химический состав метасоматических зон нефритовой жилы № 20 Горлыкгольского месторождения, %

Оксиды	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	42,98	59,72	56,00	33,12	57,98	67,50
TiO ₂	0,12	0,03	0,02	4,48	0,74	0,75
Al ₂ O ₃	2,41	1,43	1,03	18,32	13,02	13,10
Fe ₂ O ₃	2,38	Не обн.	0,89	2,32	0,44	0,74
FeO	3,22	3,18	4,98	13,15	6,47	4,45
MnO	0,08	0,08	0,38	0,43	0,53	0,50
MgO	36,20	27,30	21,70	12,07	4,10	2,60
CaO	0,40	2,32	12,64	9,11	5,12	1,95
Na ₂ O	0,01	Не обн.	0,07	0,01	0,04	0,05
K ₂ O	0,01	0,02	0,03	0,04	2,93	3,92
P ₂ O ₅	0,02	0,01	0,01	0,70	0,17	0,33
П.п.п	11,55	4,90	1,30	5,56	6,80	3,70
CO	Не обн.	0,09	0,04	0,04	1,98	0,55
Cr ₂ O ₃	0,22	0,004	0,03	0,02	Не обн.	0,01
CoO	0,02	0,003	0,01	0,01	Не обн.	Не обн.
NiO	0,12	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01
Сумма	99,74	99,09	99,15	99,40	100,33	100,16

Примечание. 1 — антигоритовый серпентинит, обр. Ж-20/3; 2 — тремолит-талковая порода, обр. Ж-20/4; 3 — нефрит, обр. Ж-20/5; 4 — тремолит-доизитовый родингит с лейкоксеном, обр. Ж-20/6; 5, 6 — углисто-хлорит-биотит-кварцевый сланец, обр. Ж-20/10 — измененный, обр. Ж-20/12 — неизмененный. Аналитик А.П.Галанова, ИРГИРедмет.

- ский Н.Н. и др. Геохимическая характеристика и сопоставление габброидов Саяно-Байкальской складчатой области // Геохимия редких элементов в ультраосновных и основных комплексах Восточной Сибири. М., 1970. С. 82—108.
2. Заварицкий А.Н. Изверженные горные породы. — М.: Изд-во АН СССР, 1955.
 3. Замалетдинов Р.С., Сутурин А.Н. Улан-Ходинское месторождение нефрита (Восточный Саян) // Сов. геология. 1974. № 9. С. 90—98.
 4. Колесник Ю.Н. Нефриты Сибири. — Новосибирск: Наука, 1966.

5. Коржинский А.Ф. Скарновые образования в Оспинско-Китойском гипербазитовом массиве в Восточном Саяне // Зап. Всесоюз. минер. об-ва. 1954. Вып. 3. Ч. 87. С. 327—347.
6. Секерин А.П. К вопросу об условиях образования нефрита // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. № 7.
7. Якишин И.С., Замалетдинов Р.С. Первая находка нефритов в ассоциации с флогопитом в Восточном Саяне // Эндегенные полезные ископаемые Саяно-Байкальской горной области. Иркутск, 1972. С. 211—214.

Принята редколлегией 26 июня 1995 г.

Геохимия

УДК 549.621.14:552.323.6

© И.П.Илупин, 1995

Обладает ли кимберлитовый оливин неповторимыми особенностями химического состава?

И.П.Илупин (ЦНИГРИ)

Оливин не входит в число важнейших индикаторных минералов кимберлитов. Для поисков кимберлитовых тел гораздо важнее пироп, пикроильменит, хромшпинелиды. Изначально (до серпентинизации) оливин в кимберлитах резко преобладал над пиропом, ильменитом и хромшпинелидами вместе взятыми, но в большинстве известных кимберлитовых тел оливин интенсивно замещен, вплоть до полной серпентинизации. Вместе с тем, известен ряд кимберлитовых трубок (например, Удачная-восточная и Обнаженная в Якутской провинции), содержащих большое количество неизмененного оливина. При разрушении таких кимберли-

товых тел оливин поступает в шлиховые ореолы.

Представляется весьма заманчивым выявление каких-то особенностей кимберлитового оливина, которые позволили бы надежно отличать его от зерен оливина другого происхождения, встречающихся в рыхлых образованиях. В работе С.И.Костровицкого с соавторами [11, с. 99] сказано, что «по химическому составу оливин кимберлитовых пород не является уникальным» (имеются в виду макрокомпоненты — железо и магний), а по микроэлементному составу «оливин из кимберлитов не имеет аналогов среди других ультраосновных пород» (этот вывод сформулирован без моего участия).

Далее уточняется, что оливин щелочно-ультраосновных пород платформенных образований [3] отличается от кимберлитового заметно более высокими концентрациями Mn и Ca, пониженной концентрацией Ni. Оливин альпинотипных гипербазитов [4, 5] также отличается концентрациями Mn и Ca, пониженной — Ti.

Что касается оливина платформенных образований, то в работе Ю.Р.Васильева [3] действительно приведены цифры (табл. 6), показывающие, что оливины кимберлитов по сравнению с оливинами из пород Маймеча-Котуйской провинции, пикритов р. Аян и пикритовых порфиритов Каменской провинции бедны MnO (0,10 % против 0,17—0,24 %), CaO (0,03 % против 0,27—0,54 %), обогащены NiO (0,37 % против 0,21—0,33 %). Но в этой же работе (табл. 3) показано, что содержание фаялитового компонента в оливине кимберлитов (8,6 %) заметно ниже, чем в оливинах перечисленных пород (9,9—17 %). Так что в данном случае для выявления различий не обязательно обращаться к микрокомпонентам. К тому же обогащенность никелем и обедненность марганцем оливина с пониженным содержанием железа вполне естественны.

При упоминании оливина альпинотипных гипербазитов С.И.Костровицким и др. [11] даны ссылки только на две работы [4, 5]. Если же расширить список работ, где приведены сведения об оливинах из разных коренных источников, то окажется, что различия между оливином кимберлитов и других пород стираются, вплоть до практического исчезновения. Кроме того, если мы пытаемся установить своеобразие кимберлитового оливина, то следует сравнивать его не только с оливином альпинотипных гипербазитов, но и с оливином из глубинных нодулей (включений, ксенолитов) в базальтах.

Сопоставим сведения о содержании малых и редких элементов в оливинах из кимберлитов, из включений в базальтах, из массивов ультрабазитов (это главным образом альпинотипные гипербазиты). В первую очередь рассмотрим публикации, содержащие результаты анализов малых компонентов, выполненных с повышенной точностью. Это работа Р.Хервига с соавторами [25], где даны средние составы оливина из гранатовых лерцолитов (низко- и высокотемпературных) в кимберлитах и оливина из шпинелевых лерцолитов в базальтах. Ф.Бишопом с коллегами [16] изучены оливины из лерцолитов в кимберлитах, из вебстеритов в кимберлитах, из лерцолитов вулкана Лашейн (Танзания); особое внимание уделено точному определению титана и фосфора. Результаты прецизионного анализа оливина из альнеитов о-ва Малаита (Соломоновы острова) приведены Дж.Деланеем с соавто-

рами [19]. Результаты анализа оливинов гипербазитового комплекса Мамония (Юго-Западный Кипр), выполненного с повышенной точностью, приведены в работе Б.А.Базылева и др. [1]. Несомненно, особое внимание уделено точному определению марганца в минералах (в частности в оливине) в статье [18]. Примеси кальция, марганца и никеля в оливинах (в планетарном масштабе) изучались Т.Симкиным и Дж.Смитом [35]. Использованы также материалы автора — результаты анализа оливина, образующего вкрапленники в кимберлитах Далдыно-Алакитского района (микрозонд, ЦНИГРИ); при исследовании образцов особое внимание обращалось на точное определение кальция, хрома, никеля. Сведения о составе оливина из кимберлитов Якутии, Лесото, ЮАР, Индии заимствованы из публикаций [2, 10, 13, 17, 26—29], из нодулей в базальтах Байкальской рифтовой зоны, Канарских островов, Кении, Британской Колумбии, Невады, Калифорнии, Мексики и Гавайских островов — из работ [12, 20, 22—24, 30—32, 34, 36], из ультрабазитов Корякского нагорья, Японии, Филиппин и Новой Каледонии — из работ [6, 7, 14, 15, 21, 33].

При рассмотрении второстепенных компонентов в оливинах целесообразно сопоставлять их концентрацию с содержаниями железа, поскольку в общем в оливинах марганец связан с железом положительной корреляцией, никель — отрицательной [35]. Выборки из ряда публикаций показали в одних случаях преимущественно повышенные, в других — пониженные (в среднем для групп образцов) содержания железа в оливинах. Так, для кимберлитов в оливинах из лерцолитов [16] — 7,92 % FeO (среднее из 8), а в оливинах из вебстеритов — 12,83 % FeO (среднее из 3). Оливины из равнозернистых нодулей [27] содержат 6,89 % FeO (среднее из 11), а оливины из катаклазированных нодулей — 9,46 % FeO (среднее из 15). В мегакристаллах оливина из трубки Ягерсфонтейн — 13,40 % FeO (среднее из 4) [26]. В оливинах из кимберлитов Вайракарур (Индия) — 14,25 % FeO (среднее из 2) [29].

В оливинах из нодулей в базальтах разброс по содержанию железа также достаточно велик. Оливин грубозернистых включений из кратера Солт Лейк (Гавайи) содержит 9,00 % FeO (среднее из 5), тонкозернистых — 11,58 % (среднее из 5) [23]. Повышенная железистость оливина отмечена в нодулях из базальтов Гавайи — 14,9 % FeO (среднее из 2) [22], Калифорнии — 12,44 % FeO (среднее из 5) [30], Мексики — 17,16 % FeO (среднее из 12) [24].

Оливин из перидотитовых пород Западной Японии показал 7,92 % FeO (среднее из 8), а оливин их хромититов — 3,52 % FeO (среднее из 3) [14]. Высокожелезистый оливин — 15,28 % FeO (среднее из 9) —

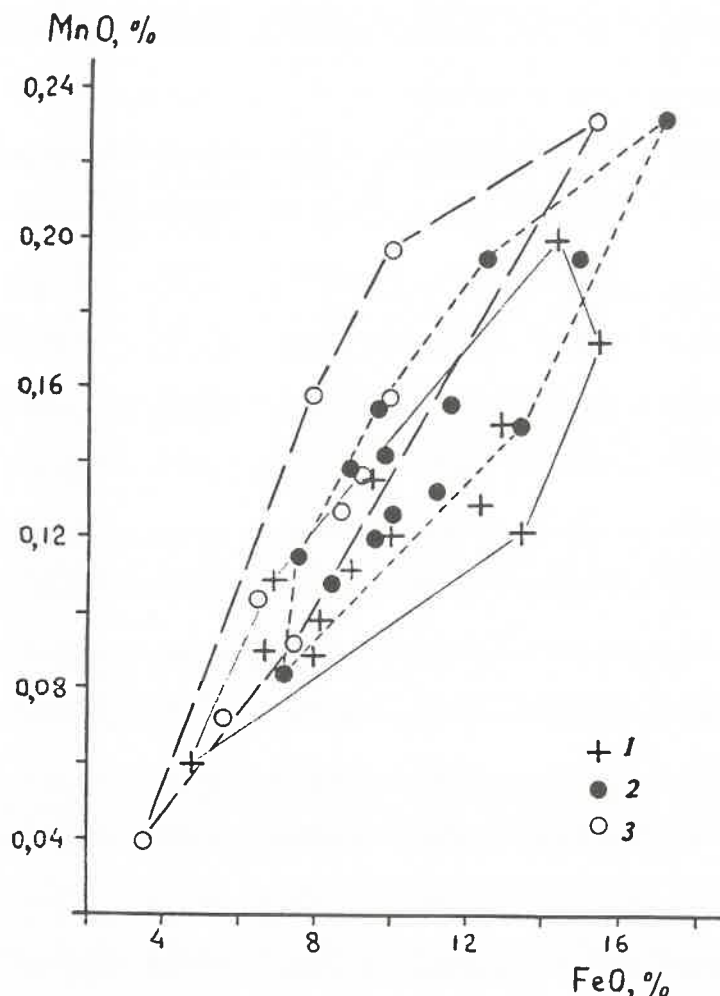


Рис. 1. Соотношение содержаний марганца и железа в оливинах:

1 — из кимберлитов; 2 — из нодулей в базальтах; 3 — из ультрамафитовых массивов

обнаружен в гарцбургитах такситового комплекса Корякского нагорья [6].

В ряде случаев оливины с пониженной или повышенной железистостью нами сгруппированы, и для таких групп подсчитаны средние значения в целях сопоставления содержания второстепенных компонентов в оливинах с разным количеством железа. Так, среди оливинов из кимберлитов Лесото [27] выбраны образцы из ильменитовых перидотитов и из сростков с ильменитом; для них имеем 15,40 % FeO (среднее из 6). Из работы [18] выбраны оливины с FeO менее 7 % (среднее из 11 — 6,68 %) и оливины с FeO более 11 % (среднее из 5 — 12,36 %). Автором из его материалов по Якутии выбраны оливины Алакитского поля с содержанием FeO более 12 % (среднее из 6 — 13,83 %), Далдынского — FeO более 12 % (среднее из 12 — 12,86 %), Алакитского — FeO менее 7 % (среднее из 12 — 6,69 %). Из работ [17] и [28] по трубкам Лесото взяты оливины с FeO менее 5 % (среднее из 2 — 4,74 %).

Из образцов Красногорского и Чирынайского массивов (Корякское нагорье) выбраны оливины с FeO менее 6 % (среднее из 4

— 5,55 %) [6], а из образцов Тамватнейского массива оливины с FeO более 10 % (среднее из 6 — 12,10 %) [7]. В результате выбраны группы образцов со средним значением железистости оливина от 5,5 до 15,5 % FeO (без учета единичных экстремальных значений).

Перейдем к содержаниям отдельных элементов-примесей в оливинах.

Марганец. Средние содержания марганца и железа в оливинах из разных горных пород приведены на рис. 1. Существует слабая тенденция понижения содержания марганца в оливинах из кимберлитов по сравнению с оливинами из других источников. В частности, как видно из работы [25], при практически одинаковом содержании железа в оливинах из высокотемпературных гранатовых лерцолитов (кимберлиты) и в оливинах из шпинелевых лерцолитов (базальты) — 10,0 и 9,8 % FeO — содержания марганца отчетливо различаются — соответственно 0,121 и 0,143 % MnO. Однако поля фигуративных точек на графике перекрываются, особенно при низких содержаниях железа (именно такие оливины, содержащие от 6,5 до 11 % FeO, наиболее рас-

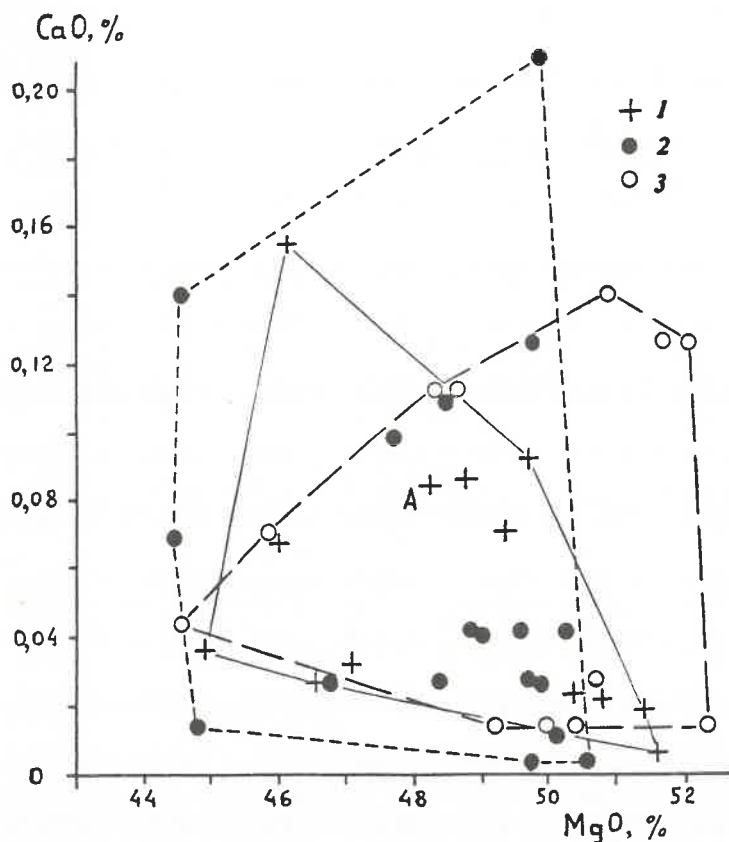


Рис. 2. Соотношение содержаний кальция и магния в оливинах:

1 — из кимберлитов [16, 25—27, 29 и материалы автора], «А» — из работы [35]; 2 — из включений в базальтах [35]; 3 — из плутонических ультрамафитов [35]

пространены в кимберлитах). Поэтому едва ли можно по содержанию марганца в оливине определить, из какого коренного источника поступило данное зерно, встреченное в рыхлых образованиях.

Кальций. На рис. 2 показаны соотношения кальций—магний. Результаты анализа образцов из плутонических ультрамафитов и включений в базальтах заимствованы из работы [35], в которой сведения о содержании железа отсутствуют (поэтому использован магний). В этой же работе приведен один анализ оливина из кимберлита (округ Эллиот, США). Нанесены также фигуративные точки для оливинов из кимберлитов, по материалам автора и из работ [16, 25—27, 29].

На рис. 3 приведены соотношения кальций—железо по данным перечисленных выше литературных источников. Не использованы редко встречающиеся в публикациях повышенные (более 0,10 %) значения содержания CaO , не характерные для оливинов из глубинных пород [35].

Наблюдается перекрытие значений для оливинов из разных источников. Своеобразие кимберлитового оливина выявить не удается.

Титан. Пределы колебаний концентрации титана в оливинах проиллюстрированы на рис. 4. По данным Р.Хервига с соавторами [25], Ф.Бишоп и др. [16] отмечается одна и та же закономерность: в оливинах из

нодулей в базальтах содержание титана несколько ниже (хотя и с перекрытием значений), чем в оливинах из нодулей в кимберлитах. Однако в оливинах о. Малаит [19] титана столько же, сколько в оливинах низкотемпературных гранатовых лерцолитов из кимберлитов [25]. Судя по результатам анализов, явного своеобразия кимберлитового оливина и по этому показателю не прослеживается.

Таким образом, содержания марганца, кальция и титана не позволяют, вопреки утверждению, высказанному в работе [11], уверенно отличать кимберлитовый оливин от такового из других коренных источников. Обратимся к другим малым компонентам.

Никель. Соотношения никеля и железа в оливинах даны на рис. 5. Фигуративные точки, отвечающие оливинам из зарубежных кимберлитов, нодулей в базальтах и альпинотипных гипербазитов, образуют практически единую полосу, демонстрирующую обычное для оливина [35] снижение концентрации никеля с ростом содержания железа.

Для оливинов из кимберлитов Сибири получена неоднозначная картина. С одной стороны, фигуративные точки, нанесенные по данным А.В.Уханова с соавторами [13], Ю.Р.Васильева [3], Л.Н.Коломейцевой и Н.П.Ильина [10], «укладываются» в упомянутую полосу на графике «железо—никель». С другой стороны, результаты анали-

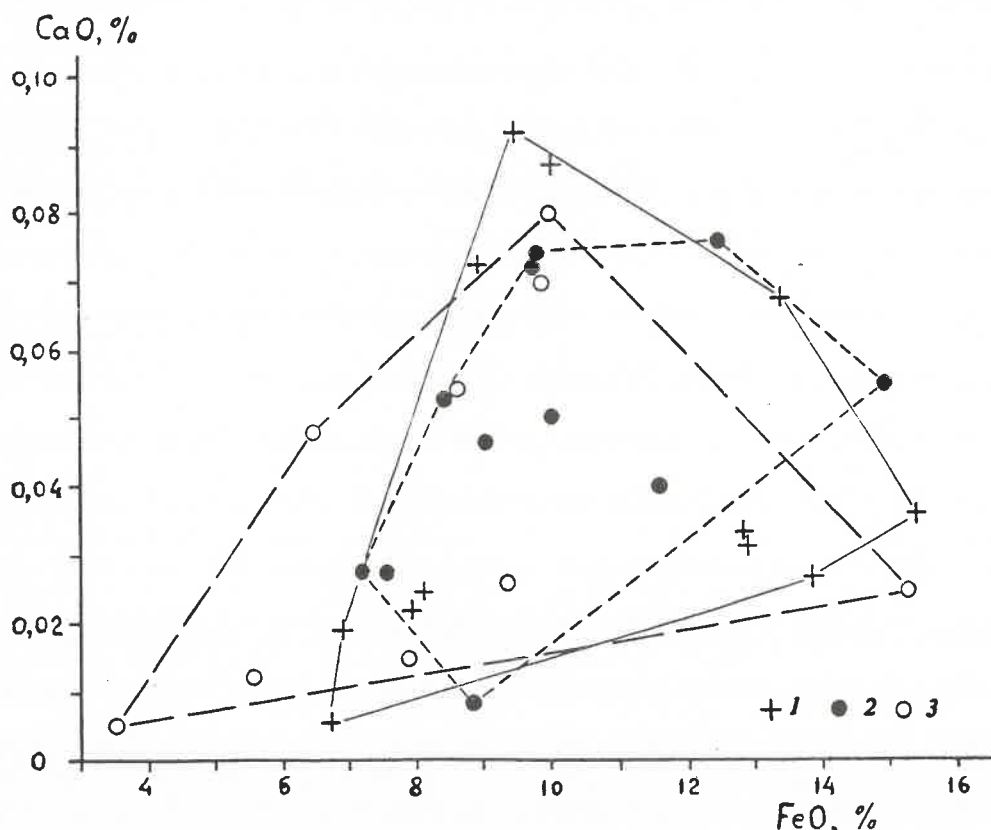


Рис. 3. Соотношение содержаний кальция и железа в оливидах:

1 — из кимберлитов; 2 — из нодулей в базальтах; 3 — из ультрамафитовых массивов

зов, выполненных на микрозонде в г. Якутске [2], на микрозонде в ЦНИГРИ (см. [8], табл. 59), методом «мокрой химии» в лаборатории ИГЕМ АН (см. [9], табл. 11, 19) при тех же пределах колебаний содержаний железа показывают систематически более низкие содержания никеля (см. рис. 5). Если последние данные считать достоверными, то придется признать, что оливины из кимберлитов Якутии действительно отличаются от всех других (в т.ч. и от оливинов из кимберлитов зарубежных провинций). Но, скорее всего, дело здесь в ошибках анализа. Необходимы дополнительные исследования для выяснения причин расхождений. Несомненных данных об оригинальности кимберлитового оливина (с точки зрения содержания в нем никеля) нет.

Хром. Результаты анализов, приводимые в разных работах, довольно сильно варьируют. Согласно Ф.Бишопу с соавторами [16], содержание хрома в оливинах кимберлитов $0,006-0,04\%$ Cr_2O_3 , в оливинах из вулкана Лашейн — $0,030-0,035\%$ Cr_2O_3 . Оливин из лерцолитов в базальтах [25] несколько беднее хромом (Cr_2O_3 $0,016\pm 0,004\%$), чем таковой из низкотемпературных лерцолитов в кимберлитах ($0,022\pm 0,008\%$), но наблюдается перекры-

тие содержаний. В оливинах из гипербазитов Юго-Западного Кипра (из гарцбургитов) содержится от $0,005$ до $0,06\%$ Cr_2O_3 [1]. Эти пределы практически перекрывают большую часть значений для оливина из кимберлитов.

Алюминий. Оливин из нодулей в базальтах [25] по содержанию Al_2O_3 ($0,027\pm 0,008\%$) занимает среднее положение между оливином низкотемпературных ($0,013\pm 0,009\%$) и высокотемпературных ($0,055\pm 0,024\%$) нодулей в кимберлитах. В оливинах из вулкана Лашейн [16] содержится $0,008-0,011\%$ Al_2O_3 , а в оливинах из кимберлитов — $0,000-0,029\%$. Снова налицо перекрытие значений, свидетельствующее об отсутствии оригинальности кимберлитового оливина.

Фосфор. Оливин из нодулей в базальтах [25] несколько обеднен фосфором (P_2O_5 — $0,008\pm 0,002\%$) по сравнению с оливином из высокотемпературных ($0,010\pm 0,003\%$) и низкотемпературных кимберлитовых нодулей ($0,012\pm 0,004\%$). По Ф.Бишопу и др. [16], соотношение такое же: в оливинах из вулкана Лашейн от $0,005$ до $0,009\%$ P_2O_5 , в оливинах из кимберлитов — от $0,009$ до $0,020\%$. Но в оливинах о. Малаит [19] содержание P_2O_5 варьирует от 0 до $0,038$

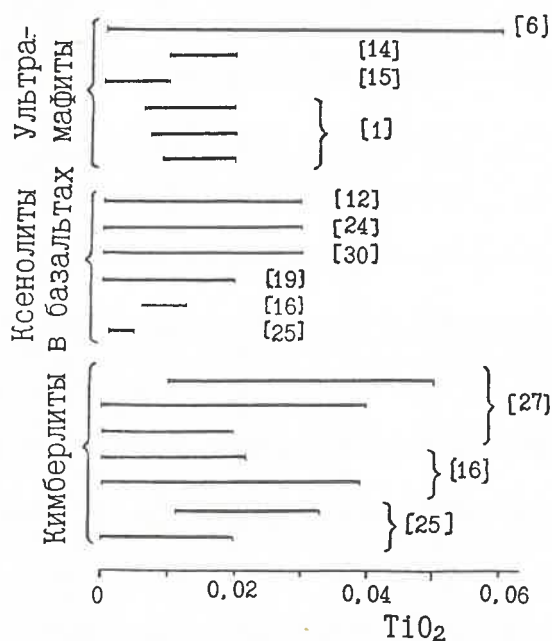


Рис. 4. Содержания титана в оливинах (пределы колебаний)

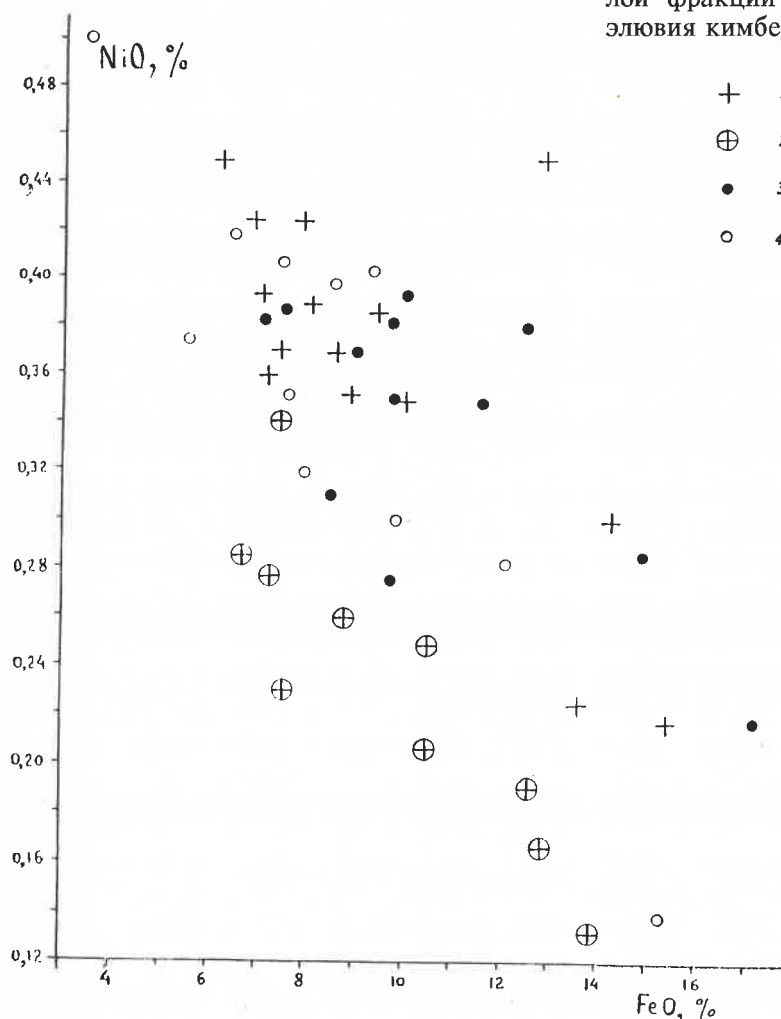


Рис. 5. Соотношение содержания никеля и железа в оливинах:

1 — из кимберлитов зарубежных провинций и Сибири [3, 10, 13];
2 — из кимберлитов Сибири [2, 8, 9]; 3 — из нодулей в базальтах;
4 — из ультрамафитовых массивов

%, среднее из 5 — 0,015 %. Следовательно, и здесь значения для кимберлитовых и не-кимберлитовых оливинов перекрываются.

Подводя итоги, приходится констатировать, что ни один из рассмотренных малых компонентов не содержится в кимберлитовых оливинах в таких количествах, которые позволяли бы говорить о своеобразии этих оливинов.

Безусловно, при изучении шлиховых ореолов с повышенным количеством зерен несомненных кимберлитовых минералов нужно обращать внимание и на оливин. Обильные находки зерен низкожелезистого оливина (в сочетании со слабой изношенностью зерен пироба, пикроильменита) можно рассматривать как один из признаков незначительного переноса материала от коренного источника. Однако отсутствие оливина в шлиховом ореоле (при наличии пироба и других кимберлитовых минералов) ни в коем случае нельзя считать свидетельством дальнего переноса. Известны многочисленные кимберлитовые тела, в которых оливин замещен полностью — отсутствует в тяжелой фракции шлихов, отмытых даже из элювия кимберлитов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Базылев Б.А., Магакян Р., Силантьев С.А. и др. Петрология гипербазитов комплекса Мамония, Юго-Западный Кипр // Петрология. 1993. Т. 1. № 4. С. 348—378.
2. Барашков Ю.П., Махотко В.Ф. О двух генерациях оливина в кимберлитовых породах (на примере трубки Удачная-восточная, Якутия) // Петрология и геохимия кимберлитовых расплавов на ранних этапах эволюции. Якутск, 1977. С. 100—107.
3. Васильев Ю.Р. Оливин ультраосновных пород севера Сибирской платформы // Мат-лы по петрологии и минералогии ультраосновных и основных пород (Тр. ИГиГ СО АН СССР). Новосибирск, 1978. Вып. 395. С. 101—118.
4. Велицкий В.В., Банников О.Л. Оливины альпинотипных гипербазитов // Тр. ИГиГ СО АН СССР. Новосибирск, 1986. Вып. 641.
5. Глазунов О.М. Геохимия и рудоносность габброидов и гипербазитов. — Новосибирск: Наука, 1981.
6. Дмитренко Г.Г., Мочалов А.Г., Паланджан С.А., Горячева Е.М. Химические составы породообразующих и акцессорных минералов альпинотипных ультрамафитов Корякского нагорья. Ч. I. Породообразующие минералы. — Магадан, 1985. (Препринт/АН СССР), Дальневосточный научный центр.
7. Дмитренко Г.Г., Мочалов А.Г., Паланджан С.А. Петрология и платиноносность лерцолитовых массивов Корякского нагорья. — Магадан, 1990. (Препринт/АН СССР), Дальневосточный научный центр.
8. Илупин И.П., Ваганов В.И., Прокопчук Б.И. Кимберлиты: Справочник. — М.: Недра, 1990.
9. Кимберлитовые породы Приазовья / Отв. ред. В.А. Кононова. — М.: Наука, 1978.
10. Коломейцева Л.Н., Ильин Н.П. Переходные металлы группы железа — индикаторы условий образования метеоритов и земных ультраосновных пород // Геохимия. 1978. № 4. С. 521—530.
11. Костровицкий С.И., Илупин И.П., Глазунов О.М. и др. Состав оливинов из кимберлитов Якутии // Прикладная минералогия Восточной Сибири. Иркутск, 1992. С. 82—101.
12. Турков В.А., Поляков А.И., Когарко Л.Н. и др. Геохимические особенности состава верхней мантии Байкальской рифтовой зоны (на примере хребта Удокан) по данным исследования нодулей // Геохимия. 1989. № 4. С. 499—507.
13. Уханов А.В., Рябчиков И.Д., Харьков А.Д. Литосферная мантия Якутской кимберлитовой провинции. — М.: Наука, 1988.
14. Arai S. Contact metamorphosed dunite-harzburgite complex in the Chugoku district, western Japan // Contrib. Mineral. and Petrol. 1975. Vol 52. № 1. P. 1—16.
15. Arai S. Chromian spinel lamellae in olivine from the Iwanidake peridotite mass, Hokkaido, Japan // Earth and Planet. Sci. Lett. 1978. Vol 39. № 2. P. 267—273.
16. Bishop F.C., Smith J.V., Dawson J.B. Na, K, P and Ti in garnet, pyroxene and olivine from peridotite and eclogite xenoliths from African kimberlites // Lithos. 1978. Vol 11. № 2. P. 155—173.
17. Carswell D.A., Clarke D.B., Mitchell R.H. The petrology and geochemistry of ultramafic nodules from pipe 200, Northern Lesotho // Proc. 2-nd Int. Kimberlite Conf. Washington, D.C. 1979. Vol 2. P. 127—144.
18. Delaney J.S., Smith J.V., Dawson J.B., Nixon P.H. Manganese thermometer for mantle peridotites // Contrib. Mineral. and Petrol. 1979. Vol 71. № 2. P. 157—169.
19. Delaney J.S., Smith J.V., Nixon P.H. Model for upper mantle below Malaita, Solomon Islands, deduced from chemistry of lherzolite and megacryst minerals // Contrib. Mineral. and Petrol. 1979. Vol 70. № 2. P. 209—218.
20. Dodge F.C.W., Lockwood J.P., Calk L.C. Fragments of the mantle and crust beneath the Sierra Nevada batholith: Xenoliths in a volcanic pipe near Big Creek, California // Geol. Soc. Amer. Bull. 1988. Vol 100. № 6. P. 938—947.
21. Evans C.A. Magmatic «metasomatism» in peridotites from the Zambales ophiolite // Geology. 1985. Vol 13. № 3. P. 166—169.
22. Fodor R.V., Keil K., Bauer G.R. Contributions to the mineral chemistry of Hawaiian rocks. V. Composition and origin of ultramafic nodules and megacrysts in a rhodacite from Oahu, Hawaiian Islands // Pacific Science. 1977. Vol 31. № 2. P. 211—222.
23. Goto A., Yokoyama K. Lherzolite inclusions in olivine nephelinite tuff from Salt Lake Crater, Hawaii // Lithos. 1988. Vol 21. № 1. P. 67—80.
24. Gutmann J.T. Origin of four- and five-phase ultramafic xenoliths from Sonora, Mexico // Amer. Mineral. 1986. Vol 71. № 9—10. P. 1076—1084.
25. Hervig R.L., Smith J.V., Dawson J.B. Lherzolite xenoliths in kimberlites and basalts: petrogenetic and crystallochemical significance of some minor and trace elements in olivine, pyroxenes, garnet and spinel // Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences. 1986. Vol 77. № 3. P. 181—201.
26. Hops J.J., Gurney J.J., Harte B., Winterburn P. Megacrysts and high temperature nodules from the Jagersfontein kimberlite pipe // Proc. 4-th Int. Kimberlite Conf. Perth. 1989. Vol 2. Special publication № 14. P. 759—770.
27. Lesotho kimberlites / Ed. P.H. Nixon. — Lesotho National Development Corporation, Maseru, 1973.
28. MacGregor I.D. Mafic and ultramafic xenoliths from the Kao kimberlite pipe // Proc. 2 = nd Int. Kimberlite Conf. Washington, D.C. 1979. Vol 2. P. 156—172.
29. Nehru C.E., Reddy A.K. Ultramafic xenoliths from Vajrakarur kimberlites, India // Proc. 4 = th Int. Kimberlite Conf. Perth. 1989. Vol 2. Special publication № 14. P. 745—758.
30. Neville S.L., Schiffman P., Sadler P. Ultramafic inclusions in late Miocene alkaline basalts from Fry and Ruby Mountains, San Bernardino County, California // Amer. Mineral. 1985. Vol 70. № 7—8. P. 668—677.
31. Nicholls J., Stout M.Z., Fiesinger D.W. Petrologic variations in Quaternary volcanic rocks, British Columbia and the nature of the underlying upper mantle // Contrib. Mineral. and Petrol. 1982. Vol 79. № 2. P. 201—218.
32. Pike J.E.N. Pressures and temperatures calculated from chromium-rich pyroxene compositions of megacrysts and peridotite xenoliths, Black Rock Summit, Nevada // Amer. Mineral. 1976. Vol 61. № 7—8. P. 725—731.
33. Rodgers K.A. Chrome-spinels from the Massif du Sud, southern New Caledonia // Miner. Mag. 1973. Vol 39. № 303. P. 326—339.
34. Siena F., Beccaluva L., Coltorti M., Marchesi S., Morra V. Ridge to hot-spot evolution of the Atlantic lithospheric mantle: Evidence from Lanzarote peridotite xenoliths (Canary Islands) // Journal of Petrology. 1991. Special vol. P. 271—290.
35. Simkin T., Smith J.V. Minor-element distribution in olivine // Journal of Geology. 1970. Vol 78. № 3. P. 304—325.
36. Suwa K., Yusa Y., Kishida N. Petrology of peridotite nodules from Ndonyuo Olmchoro, Samburu District, Central Kenya // Physics and Chemistry of the Earth. 1975. Vol 9. P. 273—286.

Принята редколлегией 26 июня 1995 г.

Хрономодель нефтегазонакопления

В.Н.БОРОВИКОВ (ВНИИГеосистем)

Концепция хрономоделирования геосистем как реконструкция эволюции геосреды в хронологических параметрах (В.Н.Боровиков, 1991) может быть эффективно использована для моделирования нефтегазонакопления по основным факторам: генерация углеводородов (УВ), формирование ловушек и эффективность их заполнения УВ. Хрономоделирование нефтегазонакопления позволяет проследить эволюцию проявления этих факторов в хронологическом измерении, что дает возможность оценить полезную, т.е. эффективную составляющую проявления этих факторов мобилизации УВ относительно критических этапов преобразования геосреды — орогенеза, инверсии и региональных перерывов в осадконакоплении. Преимущество хрономоделирования заключается в возможности синтезной оценки как по традиционным абсолютным параметрам геосреды, так и адекватным им хронологическим, определяемым в критических точках качественной трансформации геообстановки. Такой синтез абсолютных и хронологических параметров геосреды позволяет ввести новую хронологическую систему оценок ее эволюции и на этой основе существенно скорректировать традиционную оценку геообстановки. В нефтегазописковой геохимии рубежами качественной оценки эволюции катагенеза органического вещества (ОВ) служат фазы орогенеза и этапы региональных размывов, приводящие

к разрушению или переформированию скоплений УВ, т.е. существенно уменьшающими масштабы эффективной генерации УВ. Формирование ловушек представляет интерес не только относительно времени генерации УВ (Б.А.Соколов, Е.П.Ларченков, 1981), но и по отношению ко времени орогенеза или инверсий, изменяющих структурную геометрию нефтегазонакопления. В связи с этим целесообразна оценка эффективной составляющей процесса мобилизации УВ в посторогенную фазу.

Методологической основой хроногенетической оценки эволюции бассейна служит определение хронологических точек качественной трансформации геопараметров (В.Н.Боровиков, 1991).

Интегральная оценка развития хронопараметров как аналогов абсолютных геопараметров эволюции геосреды представлена в хрономодели нефтегазонакопления (рис. 1). На основе качественной оценки кривых эволюции катагенеза информативных реперов и диаграмм прогибания последних представляется возможным определить критические хронологические точки их качественной трансформации по сопряжению с границами «нефтяного окна» (главной зоны нефтеобразования), этапов орогенезов и инверсий. В результате такого хрономоделирования создается новая система графопостроений в виде геохрон — линий равных значений качественной трансформации геопарамет-

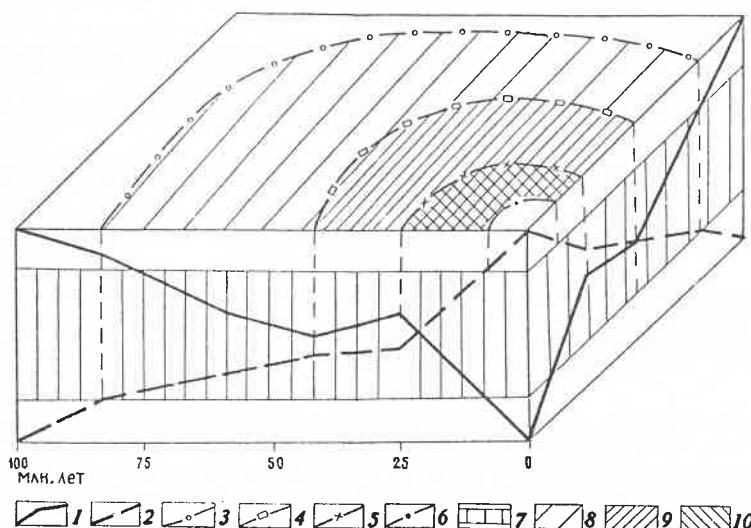


Рис. 1. Хрономодель нефтегазонакопления:

1 — кривая прогибания кровли нижнеальбских отложений; 2 — кривая эволюции катагенеза ОВ нижнеальбских отложений; 3 — геохроны начала нефтеобразования, млн лет; 4 — геохроны, эквивалентные пиренейской фазе орогенеза, млн лет; 5 — геохроны постинверсионного формирования локальных структур, млн лет; 6 — геохроны завершения нефтеобразования, млн лет; 7 — нефтяное окно; 8 — зона неэффективного нефтеобразования; 9 — зона эффективного нефтеобразования относительно пиренейской фазы орогенеза; 10 — зона постинверсионного формирования ловушек

ров, характеризующих развитие во времени генерации УВ, формирование ловушек и этапы их заполнения УВ, т.е. отражающих основные закономерности мобилизации УВ. Применительно к задачам реконструкции генерации УВ эти хронологические рубежи адекватны времени начала или завершения образования УВ и основным этапам орогенеза в регионе. Эффективность генерации УВ определяется на основе хронологической корреляции времени начала нефтеобразования в информативных реперах с главными фазами орогенеза. Зона эффективного нефтеобразования выделяется в пределах геохрон со значениями, меньшими, чем время завершения последнего орогенеза. Пересечение кривой эволюции катагенеза ОВ с граничными линиями начала или завершения нефтеобразования определяет время вхождения репера в зону нефтеобразования или выхода из нее (В.Н.Боровиков, 1991). Вертикальные проекции этих точек соответствуют значениям геохрон, отражающим равные интервалы времени качественной трансформации ОВ.

Хрономоделирование формирования ловушек позволяет оценить их в системе гео-

хрон, отражающих хронологическую зависимость от циклов орогенеза и инверсий, что дает возможность выделить зоны эффективного формирования ловушек и их заполнения УВ. Зона эффективного формирования ловушек контролируется соответственно геохронной постинверсионного развития. В соответствии с этим интегральная обстановка формирования залежей нефти и газа в хрономодели нефтегазонакопления определяется на базе синтеза распределения геохрон образования УВ и ловушек, что позволяет локализовать благоприятную для нефтегазонакопления зону, контролируемую посторогенной и постинверсионной составляющими. Таким образом, преимущество хрономоделирования заключается в возможности описания условий нефтегазонакопления системой специализированных геохрон: генерации УВ, формирования ловушек и аккумуляции УВ, что дополняет традиционную оценку на базе историко-генетического подхода (Б.А.Соколов, Е.П.Ларченков, 1981) и существенно корректирует последнюю.

Опытно-методическое опробование хрономоделирования обстановки нефтегазона-

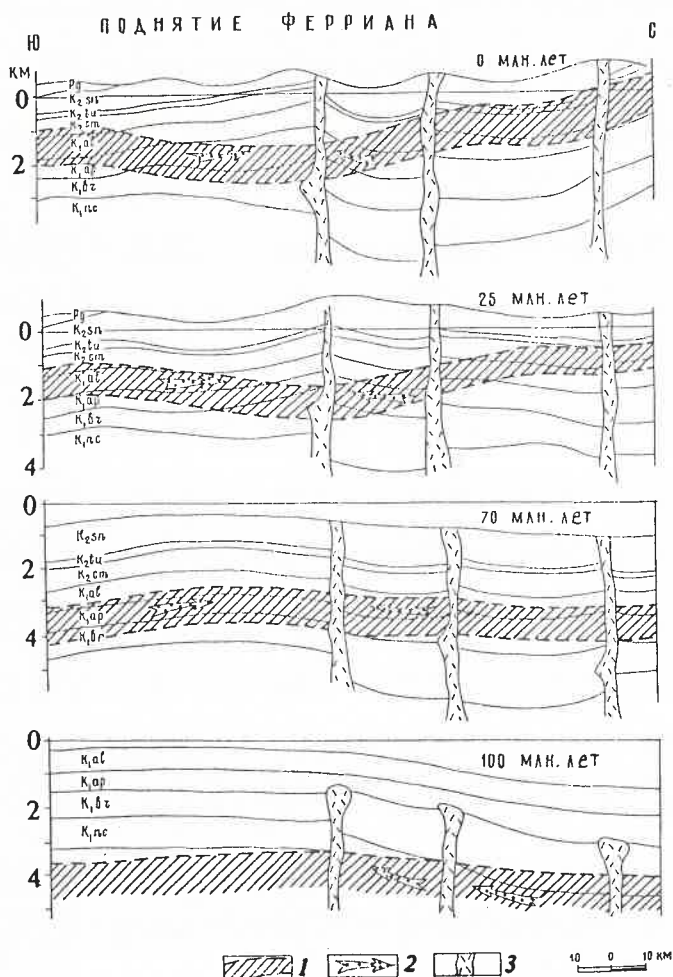


Рис. 2. Реконструкция нефтегазонакопления (в диапазоне от раннемелового до настоящего времени):

1 — нефтяное окно; 2 — направление региональной миграции; 3 — соляные диапиры

копления проведено впервые для экспресс-оценки эффективности генерации УВ юго-востока Константинского бассейна, расположенного в восточной части Алжира. Ниже рассмотрены результаты геохимической оценки перспектив нефтегазоносности юго-востока Константинского бассейна, где нами были реализованы принципы хрономоделирования геополей. Бассейн представляет собой сложностроенную гетерогенную область прогибания с разновозрастным основанием — эпигерцинским на севере и докембрийским на юге. Меловые осадки платформенного чехла резко дислоцированы в фазу альпийского орогенеза, в результате чего отложения верхнего и нижнего мела были выведены на земную поверхность в ядрах антиклиналей на значительной территории. Геохимическими исследованиями изучено ОВ осадков мезозоя в диапазоне от неокома до нижнего сенона. В целом изученный разрез нижнего и верхнего мела представлен карбонатными и реже терригенными фациями. Содержание $C_{орг}$ низкое до среднего и изменяется от 0,2 до 0,5 %, редко достигая 1,5 %. Тип ОВ в основном смешанный и гумусовый.

Проведенная оценка распределения катагенеза ОВ показала, что осадки нижней части разреза (юра, неом) на большей

части территории уже прошли фазу нефтеобразования, в то время как отложения верхней части разреза (апт, альб и сеноман) находятся в фазе современной генерации нефти.

Для определения начала и основных узловых моментов эволюции ОВ проведена реконструкция развития катагенеза ОВ во времени и геологическом пространстве. Время вхождения в зону нефтеобразования осадков стратиграфического диапозона от юры до нижнего сенона, оцененное по кривым эволюции катагенеза, варьирует для разных частей бассейна в диапазоне от мелового периода до настоящего времени. Начало нефтеобразования по кровле юры и неокома приходится на ранне- и позднемиоценовую фазу, для кровли баррема — на поздний мел и палеоген и только для кровли альба — в диапазоне от позднего мела до миоцена (рис. 2). Проведенные палеогеохимические реконструкции позволили определить характер распределения во времени и пространстве процессов генерации, миграции и аккумуляции УВ, контролируемых зоной устойчивого поднятия Ферриана.

За период с конца раннего мела до настоящего времени в пределах бассейна имела место полициклическая латеральная и вертикальная миграция УВ, стабильно фикси-

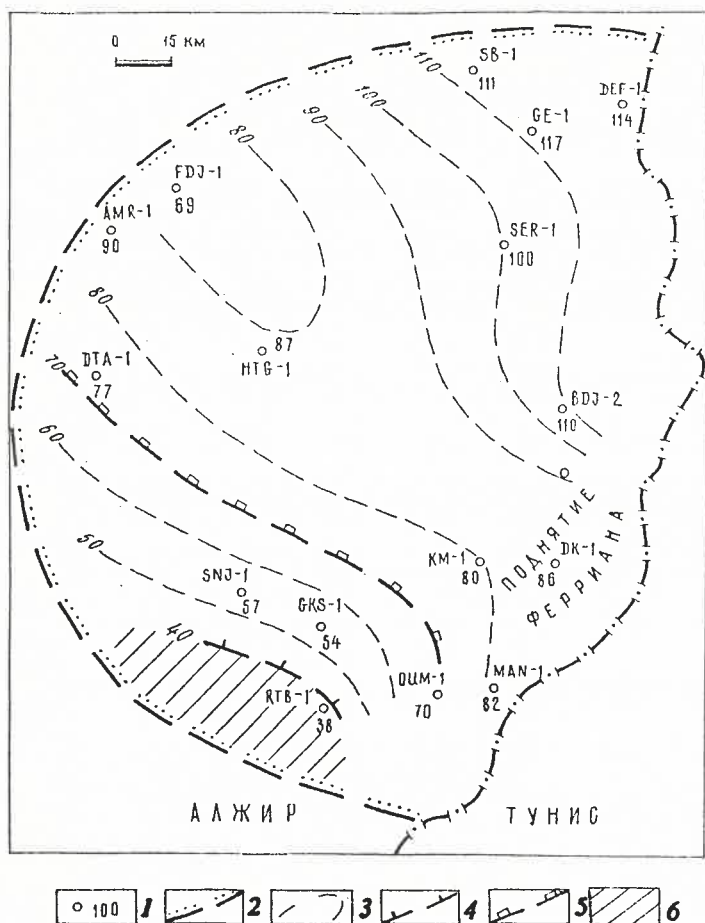


Рис. 3. Схема распределения геохрон по кровле отложений неокома:

1 — скважины со значением времени вхождения кровли неокома в зону нефтеобразования, млн лет; 2 — границы бассейна; 3 — геохроны вхождения кровли неомских отложений в зону нефтеобразования, млн лет; 4 — геохроны, эквивалентные пиренейской фазе орогенеза, млн лет; 5 — зона эффективного нефтеобразования относительно пиренейской фазы орогенеза

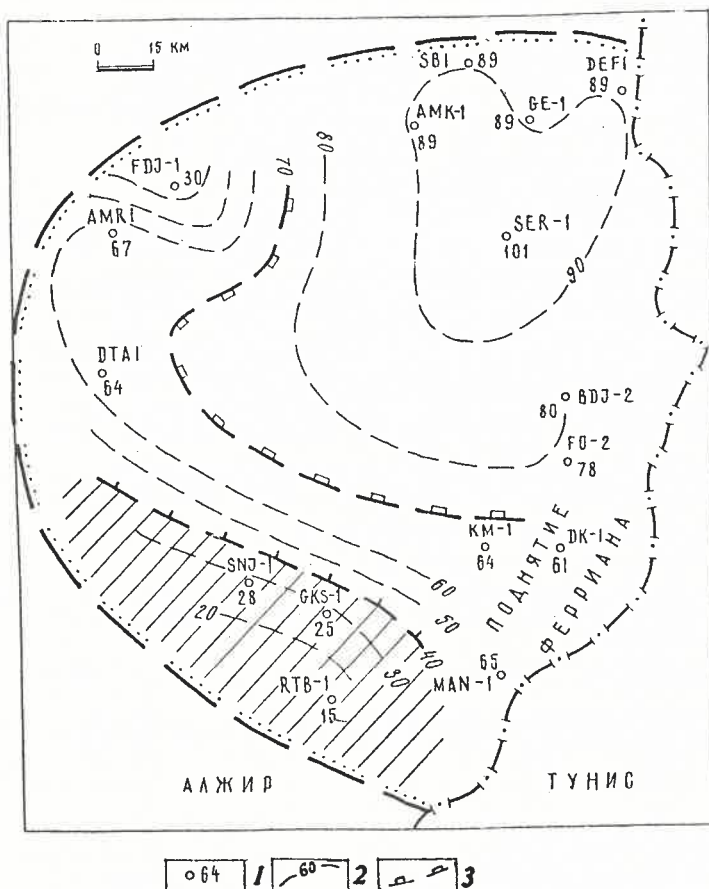


Рис. 4. Схема распределения геохрон по кровле отложений баррема:

1 — скважина со значением времени вхождения кровли отложений баррема в зону нефтеобразования, млн лет; 2 — геохроны вхождения кровли отложений баррема в зону нефтеобразования, млн лет; 3 — геохроны, эквивалентные ларамийской фазе орогенеза, млн лет; остальные усл. обозначения см. рис. 3

руемая в пределах поднятия Ферриана. Расположение зоны аккумуляции в пределах этого палеоподнятия и стратиграфический диапазон нефтегенерирующих формаций за это время неоднократно менялись, однако направление региональной миграции оставалось стабильным. Крупная зона нефтегазонакопления в пределах поднятия Ферриана формировалась вследствие комплексного и полициклического проявления латеральной и субвертикальной миграции УВ. Таким образом, для материнских свит юры — неокома отмечается древняя генерация, начавшаяся в раннем — позднем мелу, в то время как альб-аптский комплекс характеризуется более молодой генерацией, начавшейся в палеогене—миоцене. На значительной территории бассейна осадки юры и мела характеризовались длительным нефтеобразованием, сопровождавшимся многократными фазами орогенеза, что и определило актуальность оценки эффективности генерации УВ.

Для оценки эффективности генерации УВ проведена хронологическая корреляция фаз нефтеобразования с основными этапами орогенеза. Для этого были составлены карты геохрон по кровле юры, неокома, баррема и альба, отражающие распределение одинакового времени начала нефтеобразования на этих уровнях. Эффективность нефтеобразо-

вания для каждого УВ-генерирующего комплекса определялась по результатам традиционной оценки развития катагенеза во времени и пространстве, с одной стороны, и распределению геохрон, с другой.

Для отложений юры по результатам палеогеохимической реконструкции и распределению геохрон установлено, что их возможности были реализованы еще до субгерцинской фазы орогенеза на севере бассейна и до ларамийской фазы на остальной территории.

По кровле неокома распределение катагенеза ОВ прослежено с конца туронского времени, когда ОВ осадков неокома на значительной территории было еще незрелым. По мере погружения осадки неокома активно вовлекались в нефтеобразование в конце сенона на всей территории бассейна, а в конце эоцена большая часть территории уже была охвачена газообразованием за исключением узкой полосы нефтеобразования в южной части бассейна. Однако, несмотря на указанные значительные масштабы генерации УВ во времени и по площади бассейна, ее эффективность была ограниченной и контролировалась постороженным нефтеобразованием — геохронами ларамийской и пиренейской фаз складчатости (рис. 3). Исключительно постороженное нефтеобразование по кровле неокома отмечено только на юге

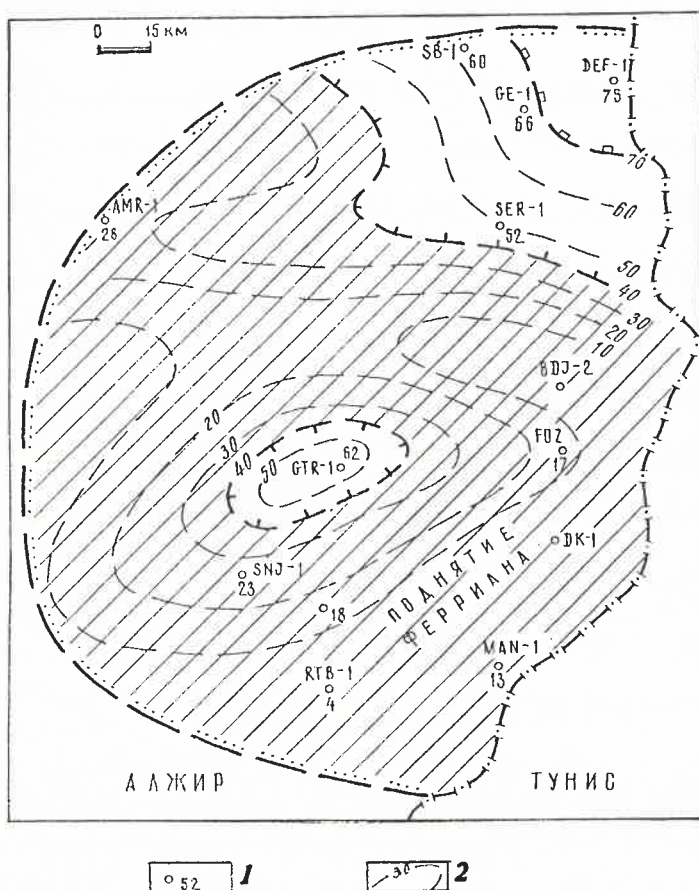


Рис. 5. Схема распределения геохрон по кровле отложений альба:

1 — скважина со значением времени вхождения кровли альбских отложений в зону нефтеобразования, млн лет; 2 — геохроны вхождения кровли отложений альба в зону нефтеобразования, млн лет; остальные усл. обозначения см. рис. 3, 4

бассейна. Таким образом, эффективная генерация нефти осадками верхнего неокома осуществлялась в постпиренейский этап лишь в пределах узкой полосы в юго-западной краевой части бассейна. В силу этого значимость осадков неокома как нефтегенерирующих крайне мала и ограничена узкой полосой на юге бассейна. Осадки баррема были вовлечены в нефтеобразование в позднемиоценовое и палеоценовое время, т.е. существенно позднее, чем нижележащие отложения неокома и юры. Современная зональность катагенеза ОВ сформировалась уже к концу эоцена, когда зона нефтеобразования занимала центральную и южную части бассейна баррема, переходя лишь на севере в зону газообразования. Анализ распределения геохрон по кровле баррема показывает, что эффективная генерация нефти могла начаться в постпиренейский период лишь на юге бассейна (рис. 4).

В кровле альб-аптского комплекса начало нефтеобразования существенно смещается по сравнению с нижележащими отложениями и фиксируется уже в палеоцене и миоцене. Зоны нефтегенерации в кровле альб-аптского комплекса формируются к концу эоцена на северо-востоке и юго-западе региона. Последующее активное прогибание до конца тортонского времени привело к вовлечению осадков верхнего альба в неф-

теобразование на большей части территории. Таким образом, распределение катагенеза ОВ во времени и по площади свидетельствует о существенном расширении зоны нефтеобразования. Однако и для этого комплекса оценка распределения геохрон корректирует размеры зоны нефтеобразования (рис. 5). Зоны доларамийской и допиренейской генерации нефти при этом сокращаются и фиксируются лишь на севере, в то время как большая часть территории по кровле альба уже находилась в зоне эффективной генерации. Таким образом, по мере уменьшения возраста осадков эффективность генерации ими нефти значительно возрастает, достигая максимальных значений в отложениях альбского комплекса.

Приведенная комплексная оценка развития катагенеза ОВ и распределения геохрон свидетельствует о существенной коррекции площади зон нефтеобразования для всех генерирующих комплексов. Вследствие синтеза результатов оценки катагенеза ОВ и распределения геохрон площадь потенциально перспективных земель существенно сократилась и контролировалась геохроной последнего орогенеза, что привело к коррекции перспективных зон, выделяемых по катагенезу ОВ, на 30—40 %. Интегральная оценка эволюции катагенеза ОВ в комплексе с анализом эффективности генерации ОВ

свидетельствует о гетерогенном (материнские свиты неокома, альба, апта и сеномана) и полициклическом характере нефтеобразования в пределах бассейна.

Хронодинамические аспекты эффективного формирования ловушек в этом бассейне обусловлены региональным проявлением пиренейского орогенеза, с одной стороны, и хронологическим диапазоном постинверсионного развития структур, с другой, и определяются соответствием постэоценовым и постолigoценовым этапам эволюции бассейна, т.е. создают в целом благоприятную геодинамическую обстановку нефтегазонакопления.

Проведенная региональная оценка эффективности нефтегазонакопления позволила выявить эффективный стратиграфический диапазон генерации УВ и определить пространственное развитие зон эффективной генерации, что послужило основой для

оценки перспектив нефтегазоносности региона по геохимическим критериям. Согласно этой оценке, максимальный стратиграфический диапазон (от юры до нижнего сенона) и наибольшее развитие по площади зон эффективной генерации УВ отмечаются в юго-восточной части бассейна, которая оценивается как наиболее перспективная, что подтвердилось впоследствии открытием здесь нефтяного месторождения.

Таким образом, результаты проведенного хрономоделирования геохимической обстановки нефтегазонакопления свидетельствуют о существенной коррекции оценки за счет выделения зон эффективной генерации, что демонстрирует возможность экспрессного анализа по хроногенетическим критериям и этим способствует повышению эффективности нефтегазопроисловых работ.

Принята редколлегией 26 июня 1995 г.

УДК 550.8.05

© В.А.Бугров, А.А.Матвеев, Сисай Дегу, 1995

О «новой» методике поисков по потокам рассеяния

В.А.БУГРОВ (Зарубежгеология), А.А.МАТВЕЕВ, СИСАЙ ДЕГУ (МГУ)

В № 1 журнала «Отечественная геология» за 1994 г. опубликована статья В.М.Кубракова «Формирование потоков рассеяния и методика поисковых работ», в которой, как отмечает автор, «...кратко, конспективно изложены основные положения, на которых должна базироваться теория и практика поисковых работ по потокам рассеяния» (с. 62). Очевидно, что после такого заявления специалист, знакомящийся со статьей, надеется усвоить эти «основные положения» и применить их в практике геолого-поисковых работ. Однако, по мере ее изучения читателя ожидает полное разочарование и недоумение — зачем коллеге В.М.Кубракову нужно было такое неподготовленное и непродуманное выступление?

Поскольку по своему содержанию эта статья направлена главным образом против научного наследия профессора А.П.Соловова (1908—1993) в области моделирования и количественной интерпретации литохимических потоков рассеяния, мы считаем своим долгом внести ясность в этот вопрос. Из-за обилия в рассматриваемой статье существенных недоработок и просто ошибочных декларативных тезисов и положений остановимся только на наиболее «ярких» из них.

1. После прочтения статьи В.М.Кубракова остается впечатление, что из многочисленных научных работ профессора А.П.Солово-

ва, посвященных теории формирования и методике количественной интерпретации литохимических потоков рассеяния, автор усвоил лишь одно положение (аксиому!), что «...аллювиальные отложения в первом приближении представляют собой природную среднюю пробу, характеризующую все разнообразие горных пород и наличие рудных тел в бассейне денудации данного водотока» [3]. Относя это положение к «неверным теоретическим предпосылкам», В.М.Кубраков пытается опровергнуть его на примере европейского севера России (с. 62 и далее). А.П.Соловов неоднократно подчеркивал в своих работах, что региональные литохимические съемки по потокам рассеяния проводятся в *горных, активно денудированных районах*, к каким север европейской части России никоим образом не относится. Формирование здесь потоков рассеяния при своеобразном гидрологическом режиме специфично, и проведение в выравненных, слабо денудированных районах съемок по потокам рассеяния не рекомендуется. Они, как правило, заменяются литохимическими съемками по вторичным ореолам рассеяния того же масштаба в сочетании с более высокочувствительными аналитическими методами и различными приемами усиления слабых геохимических аномалий (мультипликация и сглаживание первичных геохимических данных, метод МПФ и др.).

2. По В.М.Кубракову, методика интерпретации потоков рассеяния «...в большинстве случаев работает неудовлетворительно из-за того, что при разработке математических моделей основные принципы и идеи, заложенные в модель первичных ореолов, были перенесены на вторичные ореолы, а затем и на потоки рассеяния, хотя последние из этого ряда явно выпадают вследствие специфичности процессов, приводящих к их образованию» (с. 62). Такое заявление определяется только недостаточным знакомством автора статьи с историей разработки этого вопроса и его современным состоянием. Коллективный опыт, в том числе и наш личный, показывает, что методы количественной интерпретации А.П.Соловова в большинстве случаев весьма эффективны в самых разнообразных ландшафтно-геохимических условиях проведения поисков — от Колымы и Чукотки до Африки, Южной Америки и Папуа-Новой Гвинеи. Математические модели вторичных ореолов и потоков рассеяния были предложены А.П.Солововым на многие годы раньше разработки моделей первичных ореолов, базируются на четком знании и учете взаимосвязанных процессов выветривания и денудации в зоне гипергенеза и наиболее полно были представлены в его первой работе [2].

Аллювиальные отложения современной гидросети рассматривались А.П.Солововым в качестве природной средней пробы только при разработке модели и уравнений идеального потока рассеяния [2, 3, 5], что являлось первым разумным приближением, позволяющим создавать эти модели и методы количественной интерпретации потоков рассеяния. При рассмотрении же реальных потоков он неоднократно отмечал, что «...по мере перехода к руслам II—III и более старших порядков характер аллювия начинает все быстрее отклоняться от состава средней пробы данного бассейна денудации. В результате химический состав аллювия приобретает смысл *средневзвешенной* пробы, в которой материалу ближайших склонов принадлежит в α' раз большая роль, нежели это отвечало бы составу средней пробы».

Как известно [2, 3, 5], степень отличия опробуемого аллювия от состава природной средней пробы всего бассейна денудации зависит от множества причин, раздельная оценка влияния которых на формирование потоков рассеяния невозможна. Поэтому при количественной интерпретации реальных потоков рассеяния для учета влияния всей совокупности местных условий формирования аллювиальных отложений введено понятие «склоновый коэффициент аллювия» ($\alpha' > 1$), характеризующего кратность участия в аллювии материала ближайших склонов по сравнению с его ожидаемой долей в составе природной пробы. В этом

случае для интерпретации выявленных потоков рассеяния необходимо определить местные значения α' и поправочного множителя $\lambda' < 1$ для пересчета кажущейся максимальной продуктивности потока к величине истинной продуктивности.

Решение А.П.Солововым и Ю.В.Шваровым [4] задачи о формировании потоков рассеяния, отклоняющихся от идеальной модели, является значительным научным вкладом в методику количественной интерпретации потоков рассеяния. А чтобы таким геохимикам, как В.М.Кубраков не приходилось «...подгонять аномалии под теорию при помощи «склоновых коэффициентов»» необходимо более тщательное изучение теории и практики литохимических поисков и глубокое понимание природных процессов выветривания и денудации. Здесь же следует отметить, что именно отклонения от идеальной зависимости, осложняя количественную интерпретацию реальных потоков рассеяния, одновременно существенно увеличивают поисковые возможности литохимических съемок — практика это подтверждает. Таким образом, нет причин отказываться от опробования аллювия в среднем и нижнем течении больших рек — промышленные месторождения и в этих условиях способны создавать надежно выявляемые литохимические аномалии [3, 5]. Поэтому только невнимательное прочтение или непонимание трудов А.П.Соловова дало повод В.М.Кубракову заявлять в своей статье, что «формально-логическое мышление» и «арифметический парадокс площадной продуктивности» якобы рождает вопрос, «...почему не надо проводить поиски в верховьях ручьев и почему не может быть аномалий в низовьях больших рек» (с. 62). Да потому, что это надумано самим В.М.Кубраковым!

3. Несостоятельно заявление В.М.Кубракова, что «...площадная продуктивность аномалии в истоках реки всегда равна нулю, пусть в пробе будет хоть чистая руда» (с. 62). Даже в истоках реки любая точка пробоотбора характеризуется соответствующей площадью водосбора, что и подтверждает необходимость проведения поисковых работ и в верховьях ручьев. Однако многолетний опыт проведения литохимических съемок по потокам рассеяния в различных рудных районах нашей страны и за рубежом показывает, что нецелесообразно доводить пробоотбор до водоразделов. Это определяется стратегической целью мелкомасштабных работ на первых стадиях геологоразведочного процесса, проводимых, как правило, в геологически слабо изученных, экономически менее развитых и часто в труднодоступных районах — обнаружение только крупных и очень крупных месторождений, выходящих на уровень современного эрозионного среза промышленными интервалами коренного оруденения. Попутное выявление мел-

ких месторождений следует рассматривать как нежелательный «информационный шум» [3]. Опробование аллювиально-пролювиальных отложений временных водотоков с малыми площадями водосборов ($S_x \rightarrow 0$) способно привести к обнаружению именно мелких месторождений и непромышленных рудопроявлений, что противоречит стратегической цели поисков и увеличивает трудоемкость и стоимость работ. Очевидно, что детальность пробоотбора должна определяться в соответствии с минимальными размерами месторождений, подлежащих обнаружению. На ранних стадиях при поисках месторождений с «легко доказуемыми запасами» их размеры и запасы определяют площадные продуктивности потоков и ореолов рассеяния P' и P , пропорциональные продуктивности коренного оруденения P_p (м² %) на уровне современного среза. Обнаружение объекта поисков при геохимических съемках определяется условием $S_x > S_A = C_\phi \epsilon^3$. В потоках рассеяния максимальные содержания рудных элементов в наиболее общем случае приурочены к точке R , ниже которой по руслу аномальные содержания падают. Задаваясь условием $C'_{\max} C'_\phi \epsilon^3 = (P/S_R) + C'_\phi$ имеем $S_R < P/C'_\phi (\epsilon^3 - 1) = S_{\text{крит}}$. Эта зависимость, отвечающая идеальным потокам рассеяния, позволяет определить, при какой максимальной площади водосбора $S_{\text{крит}}$ объект с заданной продуктивностью коренного оруденения будет обнаружен путем опробования аллювиальных отложений. Расчетные значения критических площадей обнаружения крупных месторождений основных металлов при различных точностях литохимической съемки приведены в таблице, данные которой показывают, что даже при неудовлетворительной точности съемки площади водосбора, в пределах которой находятся крупные месторождения свинца, молибдена и олова, достигают 35—73 км², а для серебра даже 177 км². Это означает, что они не будут пропущены поисковыми съемками даже в случае неблагоприятного нахождения в среднем течении рек V—VI порядков. Менее надежно выявление потоков рассеяния крупных медных месторождений, для которых $S_{\text{крит}}$ при той же технике работ уменьшается до 17,8 км².

Однако это не означает, что при нахождении крупных месторождений в руслах с площадью водосбора $S_x > S_{\text{крит}}$ их потоки рассеяния не будут выявлены поисковыми литохимическими съемками. Как уже отмечалось, в составе аллювиальных отложений современной гидросети преобладающая роль принадлежит элювио-делювию ближайших склонов. Вследствие этого максимальные содержания металлов в аллювии рек, начиная с III—IV и более высоких порядков, в зоне, прилегающей к месторождению, в $1/\lambda' > 1$ раз превышают величины, определяемые для идеального процесса. В итоге во столько же раз возрастает реальная критическая площадь водосборов: $S_{\text{крит. реальн.}} = 1/\lambda' S_{\text{крит}}$. Множитель $1/\lambda' > 1$ зависит от местной величины «склонового коэффициента аллювия» $\alpha^1 > 1$ и соотношений между площадями начала поступления S_{R_0} и конца поступления S_R металла в русло из вторичного ореола рассеяния.

4. Весьма неудачным является тезис коллеги В.М.Кубракова о том, что «...объем породы или руды, поступающей в долину реки от геологического тела, обнажающегося в борту долины, пропорционален площади вертикальной проекции его выхода на земную поверхность» (с. 63). Для обоснования этого положения на рис. 1 он рассматривает формирование профиля склона речной долины с определением объема породы, поступающей в русло с элементарной площадки склона при его отступлении в горизонтальном направлении на расстояние t (вместо рассмотрения ежегодного слоя денудации). В.М.Кубраков приходит к «замечательному» выводу, что такой объем породы «...пропорционален высоте склона, не зависит от формы склона, его площади на карте или площади водосбора водотока в данной точке». Удивительная логика! Действительно, объем породы, поступающей с единицы площади склона, не может зависеть от площади всего склона на карте или площади водосбора водотока в данной точке, хотя он и пропорционален высоте склона. Но задача и состоит в том, чтобы установить объем породы и количество металла, сносимых в единицу времени со всей площади водосбо-

Критические площади водосборных бассейнов $S_{\text{крит}}$ для крупных месторождений некоторых металлов при различных точностях литохимической съемки ϵ

Металл	$k' k$	$Q_n, \text{ т}$	$H, \text{ м}$	$P', \text{ тыс. м}^2 \%$	Качество съемки: стандартные множители геохимического фона ϵ					
					2,15	1,6	1,2	1,1	1,05	1,03
					$S_{\text{крит}} = P' / C'_\phi (\epsilon^3 - 1), \text{ км}^2$					
Cu	0,5	3 млн.	300	220	6,1	17,8	75,5	167	344	591
Pb + Zn*	1,0	2 млн.	200	220	15,3	44,4	188,0	417	859	1473
Mo	0,5	300 тыс.	200	33	12,3	35,5	151,0	333	688	1183
Sn	4,0	100 тыс.	200	88	24,4	71,0	301,2	667	1375	2366
Ag	1,0	10 тыс.	100	4,4	61,0	177,0	753,0	1666	3438	5914

* $Q_n(\text{Pb} + \text{Zn}) = 0,5 Q_n \text{Pb} + 0,5 Q_n \text{Zn}$.

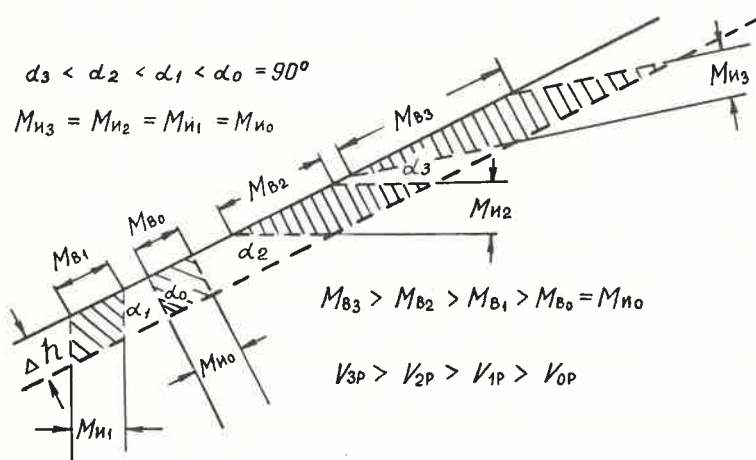


Рис. 1. Проекция выходов на поверхность склона рудных тел с одинаковой истинной мощностью $M_{И}$

ра, отвечающей точке опробования на расстоянии X от вершины водораздела. И эта задача была успешно решена А.П.Соловьевым еще в 50-е годы [1, 2].

5. Количество рудного материала в составе породы, сносимой со склона, целесообразно оценить на примере наших рис. 1 и 2. Для наглядности мы рассматриваем условный вариант денудации самих рудных тел, хотя в составе элювио-делювия склонов присутствуют уже не рудные тела и их первичные ореолы, а вторичные ореолы рассеяния, которые в зависимости от конкретных ландшафтно-геохимических условий могут иметь весьма сложное строение.

Здесь следует вернуться к приведенному выше тезису В.М.Кубракова об объеме руды, поступающей в долину реки, и пропорциональности этого объема площади «вертикальной проекции» выхода рудного тела на «земную поверхность». Сразу же требуется уточнение понятия «вертикальная проекция рудного тела». Из рассматриваемой статьи можно догадаться, что это «...площадь проекции выхода геологического тела на склоне на вертикальную плоскость $S_{\text{верт}}$ » (с. 63). Исходя из этого, далее автор утверждает, что «...количество металла или полезного компонента, поступающего от рудного тела

в долину водотока, пропорционально «вертикальной» площадной продуктивности рудного тела: $P = S_{\text{верт}} C$, где C — среднее содержание металла в рудном теле».

Однако, из нашего рис. 1 отчетливо видно, что одно и то же рудное тело при различных углах его встречи с поверхностью склона ($\alpha_3 < \alpha_2 < \alpha_1 < \alpha_0 = 90^\circ$), сохраняя одинаковую «вертикальную площадную продуктивность», поставляет в ежегодный слой денудации Δh резко различающиеся количества металла, пропорциональные его видимой мощности на склоне ($M_{B3} > M_{B2} > M_{B1} > M_{B0} = M_{И0}$). В свою очередь, видимая мощность одного и того же рудного тела напрямую зависит от его угла выхода на поверхность склона α и поэтому может отличаться во много раз (например, $M_{B3} : M_{И0} = 3,6$; см. рис. 1). Соответственно это же относится и к объемам рудного материала V , поступающего в русло водотока. Рудные тела самой различной мощности при значительной разнице «площадных вертикальных проекций» будут поставлять в бассейн водосбора одинаковые количества металла, поскольку $M_{B3} = M_{B2} = M_{B1} = M_{B0} = M_{И0}$ (см. рис. 2). И в этом случае на первое место выходит зависимость площадной про-

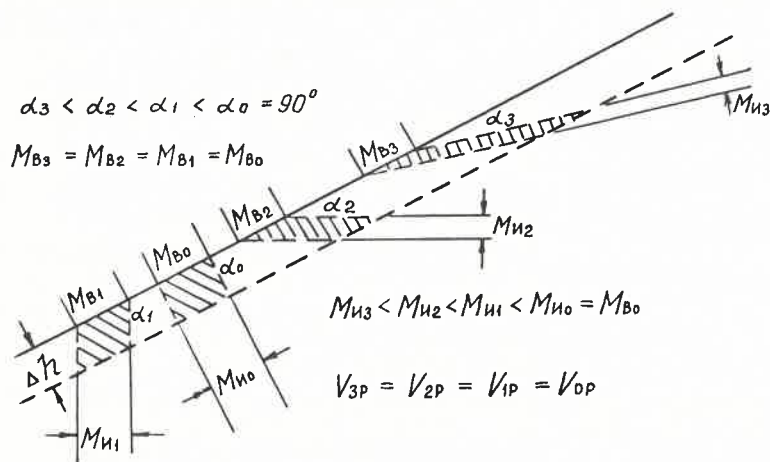


Рис. 2. Проекция на поверхность склона рудных тел с различными истинными мощностями $M_{И}$

дуктивности рудного тела от его угла выхода на поверхность склона α^0 . Если же учесть, что мощность ежегодного слоя денудации Δh в сравнении с мощностью рудных тел весьма мала (от 0,005 до 4 мм/год в различных районах мира), то продуктивность вторичного ореола рассеяния, питаемого металлом аллювий, в общем случае пропорциональна площади выхода рудного тела S и среднему содержанию металла в руде C_p . Таким образом, все остается так, как это в свое время было обосновано А.П.Соловьевым, и наши рис. 1 и 2, представляющие собой примеры крайних случаев многовариантной ситуации эрозионного вскрытия рудных тел на склонах долин, показывают беспочвенность попытки В.М.Кубракова пересмотреть основы количественной интерпретации литохимических потоков рассеяния [2, 3, 5].

6. Рассматриваемая В.М.Кубраковым модель формирования потока рассеяния на примере берегового обрыва, в котором обнажаются известняки с вкрапленностью галенита, является частным случаем и не может характеризовать общие закономерности формирования литохимического потока рассеяния. В.М.Кубраков считает, что в пробе, отобранной из илистой фракции аллювия под таким обнажением, аномалия свинца выявлена не будет, поскольку «...здесь рудный материал заключен в глыбах породы, и в илистой фракции мы его не обнаружим» (с. 63). Это утверждение лишено всяких оснований, т.к. даже формирование глыбового делювия и аллювия *всегда* сопровождается формированием тонких фракций рыхлого материала [6]. Здесь необходимо отметить [3], что вопрос об оптимальной фракции, которую следует отсеивать из пробы для ее передачи на последующий анализ, однозначного решения не имеет. В результате многочисленных опытно-методических работ показано, что некоторые рудные элементы в форме тяжелых устойчивых минералов (например, SnO_2) способны обогащать грубообломочные фракции аллювия, другие концентрируются в илисто-глинистых фракциях, часто в безминеральной форме (например, Mo , U , As). Обогащение какой-либо фракции рудным элементом еще не говорит о ее поисковых преимуществах, при этом возможен одновременный рост фоновых содержаний и стандартного множителя, т.е. снижение показателя контрастности геохимических аномалий γ . Наконец, как справедливо отмечает и В.М.Кубраков, один и тот же рудный элемент в непосредственной близости к месторождению обогащает крупные фракции аллювия, а по мере удаления от коренного источника контрастность аномалий возрастает в тонких фракциях. Поскольку при проведении поисковых работ положение рудного объекта заранее неизвестно, отдать

предпочтение какой-либо фракции с этих позиций невозможно. Вследствие такой неопределенности решение этого вопроса переносится в другую плоскость: отсеивать для передачи на анализ следует ту мелкую фракцию литохимических проб, извлечение которой не встречает затруднений и выход которой в количестве необходимых 50 г обеспечивается без увеличения массы исходных проб. В итоге при литохимических съемках по гипергенным ореолам и потокам рассеяния чаще всего на анализ передаются фракции —1,0 или —0,5 мм.

7. Далее в своей статье В.М.Кубраков отмечает, что «...для каждого потока рассеяния можно определить два (и только два) характеризующих его параметра: протяженность и содержание металла в каждой из проб» (с. 64). И в качестве главного критерия перспективности потока рассеяния автор предлагает использовать линейную продуктивность потока $P = \sum_{i=1}^n C_i l_i$, принимая за

C_i аномальную составляющую, т.е. разницу между содержанием рудного элемента в пробе и фоновым значением.

Во-первых, как было показано А.П.Соловьевым в результате модельных расчетов, протяженность потока рассеяния зависит от положения коренного источника в бассейне водосбора. Так, поток рассеяния, сформированный за счет рудного источника, расположенного в приводораздельной части, оказывается более протяженным, чем поток рассеяния, образованный второй рудной зоной с площадной продуктивностью, по условию задачи принятой в два раза большей первой, но расположенной ниже по руслу [3].

Во-вторых, остается загадкой появление «второго потока рассеяния» (пробы 31/35) на рис. 4 рассматриваемой статьи, если в этом интервале нет ни одной аномальной точки, а продуктивность потока P оценивается автором статьи, как было отмечено выше, с учетом только аномальной составляющей.

В-третьих, отмечаемые В.М.Кубраковым на кривой аномальных содержаний металла (см. рис. 4) три потока рассеяния (пробы 10/18, 31/35 и 42/62) характеризуются примерно одинаковой площадью и, следовательно, их линейные продуктивности различаются незначительно. И это положение явно противоречит выводу автора статьи, что «...источник питания третьего потока рассеяния при наименьших запасах металла имеет наибольшую протяженность вдоль долины водотока» (с. 65). Здесь же следует отметить, что третий поток рассеяния не замкнут, что еще увеличивает его перспективность.

8. Недостаточно обоснованным представляется также предлагаемый В.М.Кубраковым метод выделения «...локальных геохи-

мических аномалий, соответствующих потокам рассеяния от рудных тел» (с. 64). Двукратное сглаживание первичных данных методом скользящего окна по трем точкам (см. рис. 3, сплошная линия Lok) никаких возражений не вызывает. Напомним, что сглаживание скользящим окном в три точки для частичного устранения неоднородного количества рыхлого материала, поступающего в русло со склонов долины, предусматривается и методикой А.П.Солововой [3, 5]. А вот сглаживание полученной кривой «...тем же методом по 11 точкам (линия Reg)» сразу ставит естественный вопрос о размере окна — почему именно 11 точек, а не 15, 21 или 111? Элементарными расчетами можно показать, что осреднение первичных литохимических данных различными окнами определяет разные протяженности и соответственно линейные продуктивности потоков рассеяния. К тому же осреднение с целью выявления «породного тренда» имеет смысл при обработке данных опробования коренных пород или элювиально-делювиальных образований. В составе же современных аллювиальных отложений в общем случае всегда находят отражение все «...геохимически неоднородные горные породы», развитие в долине водотока, и выявление здесь «породного тренда» путем осреднения первичных данных в большинстве случаев невозможно.

9. Явно преувеличивает В.М.Кубраков трудоемкость «...операций, предписываемых нам инструкцией» (с. 65), при интерпретации реальных потоков рассеяния. Студенты-геохимики четвертого курса кафедры геохимии геологического факультета МГУ решают задачу по определению среднего значения склонового коэффициента аллювия α' , поправочного множителя λ' для перехода от кажущейся продуктивности $P'_{\text{так}}$ к ее истинному значению $P'_{\text{ист}}$ и оценки прогнозных ресурсов категории P_3 с построением графиков содержаний основного руд-

ного элемента и его продуктивности за 15—20 мин. с помощью обычного микрокалькулятора. При использовании специальных программ на ПК количественная интерпретация реального потока рассеяния занимает не более 5 мин. вместе с вводом необходимых исходных данных.

В заключение отметим, что необходимость совершенствования методики поисков и количественной интерпретации данных литохимических съемок по потокам и вторичным ореолам рассеяния неоднократно подчеркивалась профессором А.П.Солововым, одним из основоположников геохимических методов поисков месторождений полезных ископаемых. К сожалению, методические приемы, предлагаемые В.М.Кубраковым, в большинстве своем неверны, слабо обоснованы, отражают частные случаи и на них *не должны* «...базироваться теория и практика поисковых работ по потокам рассеяния — как по литохимическим, так и по шлиховым» (с. 62) и они *не позволяют* «...резко повысить эффективность этого вида работ» (с. 65).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Соловов А.П. Смещение ореола рассеяния на плоском склоне // Геофизические методы разведки. М., 1955.
2. Соловов А.П. Основы теории и практики металлометрических съемок. — Алма-Ата: АН КазССР, 1959.
3. Соловов А.П. Геохимические методы поисков месторождений полезных ископаемых. — М.: Недра, 1985.
4. Соловов А.П., Шваров Ю.В. Оценка оруденения по литохимическим потокам рассеяния // Разведка и охрана недр. 1980. № 1.
5. Справочник по геохимическим поискам полезных ископаемых / Под ред. А.П.Солововой. — М.: Недра, 1990.
6. Черняховский А.Г. Элювий и продукты его переотложения. — М.: Наука, 1966.

Принята редколлегией 26 июня 1995 г.

Концептуальный дуализм математического моделирования гидрогеологических процессов

Е.А.ПОЛШКОВ (ВСЕГИНГЕО)

Математическое моделирование гидрогеологических процессов возникло и развивается в области пересечения фундаментальных и геологических наук. Методологически сближаясь с точными науками, математическое моделирование в гидрогеологии наследует неустранимую неопределенность количест-

венных оценок параметров и показателей изучаемых процессов, свойственную для наук о Земле. Возникающий отсюда концептуальный дуализм математического моделирования гидрогеологических процессов приводит к особой роли гидрогеологических прогнозов, которые становятся не только

целью, но и средством исследований, к исключительно важности экспериментального изучения каждого конкретного гидрогеологического объекта и необходимости вычислительных экспериментов над математическими моделями реальных гидрогеологических систем.

Проблематике математического моделирования гидрогеологических процессов посвящен крупный пласт научно-технической литературы, однако почти вся она относится к методике и технологии моделирования. Гносеологические, концептуальные и методологические вопросы рассматриваются в публикациях крайне редко. Развернуто данные вопросы представлены в работах [2, 3, 7].

Основная цель настоящей работы — рассмотрение одного из концептуальных аспектов математического моделирования гидрогеологических процессов, не отраженного в литературе.

В основу математического моделирования гидрогеологических процессов положены как достижения фундаментальных наук, так и ряда наук о Земле. В результате генетической двойственности математические модели гидрогеологических процессов, с одной стороны, обеспечивают возможность постепенного сближения методологии гидрогеологических исследований с методологией точных наук и, с другой, наследуют неустранимую неопределенность количественных оценок, характерную для наук о Земле. Выявление следствий такого концептуального дуализма данной научно-прикладной дисциплины может служить оптимизация соотношений развития отдельных направлений математического моделирования в гидрогеологии, а также необходимой объективизации постановки и методики решения гидрогеологических задач, для которых используется математическое моделирование.

В настоящее время гидрогеология — одна из наиболее математизированных дисциплин в ряду геологических наук. Объективная причина такого положения заключается в том, что предметную область гидрогеологии составляют подземные воды, т.е. самая подвижная часть литосферы. Основные изучаемые в гидрогеологии процессы, связанные с движением подземных вод, протекают в верхней части литосферы и не только в геологическом, но и историческом или даже реальном масштабе времени. Эти факторы обеспечивают возможность широкомасштабного экспериментального изучения подземных вод в полевых и лабораторных условиях для выявления законов геофильтрации и геомиграции и построения математических моделей таких процессов.

Начало применения математических моделей в гидрогеологии традиционно и справедливо связывают с именем А.Дарси, кото-

рый в 1856 г. сформулировал эмпирический закон фильтрации подземных вод. Однако гидрогеологическая корректность транспортных, ирригационных, дренажных и декоративных водных систем, а также водозаборных и соляных скважин, сооруженных задолго до открытия А.Дарси, позволяют считать, что в исторической практике использования поверхностных и подземных вод были накоплены значительные опытные навыки оценки как процессов фильтрации воды через дамбы, плотины и другие гидротехнические сооружения, так и процессов фильтрации подземных вод к скважинам.

Несмотря на это роль работ А.Дарси трудно переоценить, т.к. она является той условной гранью, которая отделяет этап зарождения гидрогеологии как новой отрасли знаний от начала ее развития как собственно науки. Открытие законов геофильтрации и тепло-массопереноса в водонасыщенных пористых средах и последовавшая за этим математизация гидрогеологии имеет непреходящее значение. Благодаря этому удалось перейти от анализа объектов повседневной практики, каждый из которых по-своему уникален, к изучению идеализированных сущностных объектов, без чего немислимо формирование научного знания и строгого языка описания изучаемых явлений.

Уже первые результаты математического описания гидрогеологических процессов выявили их глубинное сходство с процессами, уже освоенными в механике сплошных сред, электродинамике, теории теплопередачи, теории упругости, гидроаэродинамике и других дисциплинах. Это позволило и позволяет адаптировать результаты, полученные в рамках смежных отраслей знаний, к постановке гидрогеологических задач, а также не только непосредственно использовать мощный аппарат решения краевых задач математической физики, но и стимулировать его совершенствование для реализации новых математических моделей, специфических для гидрогеологии.

При решении гидрогеологических задач методами математического моделирования процессов геофильтрации и геомиграции последовательно разрабатываются несколько типов моделей: геологическое и гидрогеологическое описание, геофильтрационная и геомиграционная схематизация, математическая формализация и параметризация.

Следует отметить, что соотношение качественных (геологических), полуколичественных (геофильтрационных и геомиграционных) и количественных математических моделей в гидрогеологии принципиально отличается от соотношения этих моделей в фундаментальных науках. Так, в классических разделах физики качественные и полуколичественные модели являются последовательными этапами построения строгой математической теории процесса, после со-

здания и экспериментального подтверждения которой данные модели имеют уже только историческое значение. Неповторяемость и отсутствие возможности экспериментального воспроизведения большинства гидрогеологических процессов в реальном масштабе времени приводят к тому, что качественные и полуквантитативные модели становятся органической составной частью гидрогеологических исследований и не могут быть вытеснены математическими моделями изучаемых процессов. Более того, фундаментом гидрогеологии являются именно качественные геологические модели, в рамках которых разрабатывается комплекс качественно-количественных моделей геофильтрации и геомиграции, служащих основой построения различных вариантов математических моделей таких процессов.

Наблюдаемое интенсивное развитие математического моделирования гидрогеологических процессов вытекает как из внутренней логики развития гидрогеологии, так и из высокой прикладной значимости этой дисциплины. Ведь именно в этих моделях наиболее полно реализуются все три основные функции науки: описание, объяснение и прогнозирование [8]. Действительно, математическая модель гидрогеологического объекта дает формализованное — и тем самым объективизированное *описание* протекающих в нем процессов, *объясняет* механизм этих процессов взаимодействием явно выделенных факторов и, наконец, обеспечивает возможность количественного *прогнозирования* развития рассматриваемых процессов в пространстве и во времени.

В названной триаде (описание, объяснение, прогноз) для гидрогеологии особую роль играет прогнозирование. Объективная неоднозначность всех названных выше классов моделей, создаваемых в гидрогеологии, приводит к тому, что для каждой конкретной модели ее логическая непротиворечивость, будучи необходимым, не является достаточным условием правомерности выбора именно такой модели из ряда возможных. Предпочтение должно быть отдано той модели, прогнозные суждения по которой наилучшим образом совпадут с наблюдаемыми в будущем явлениями и процессами. Следовательно, прогнозирование необходимо рассматривать не только как цель, но и как средство гидрогеологических исследований. Такой дуализм роли прогнозирования характерен для многих естественных наук. Своеобразие гидрогеологии заключается в ее рамках между необходимостью разработки прогнозов и возможностью их экспериментальной проверки возникающего неустрашимого разрыва во времени, в лучшем случае исчисляемый годами и десятилетиями. Это приводит к тому, что доверие к гидрогеологическим прогнозам основано, прежде всего, на успешном опыте прошлого

решения похожих задач, на соответствии содержания и методики выполненных работ «утвержденным» документам или на ведомственном авторитете специалистов, участвующих в разработке и экспертизе данных прогнозов. Отсюда следует, что систематический анализ сходимости прогнозов — острейший вопрос как прикладных, так и теоретических гидрогеологических исследований.

Как видно из данной работы, под математической моделью здесь понимается описание процесса на языке математики [6] в виде уравнений или функциональных зависимостей, которые, как правило, также служат решениями соответствующих уравнений. В такой постановке способ реализации моделей: аналитические расчеты, графоаналитическое, аналоговое или цифровое моделирование не является решающим и определяется целью построения и степенью сложности конкретной модели. Следовательно, математическое моделирование противопоставляется здесь только физическому моделированию гидрогеологических процессов в лабораторных и натуральных условиях.

Такое противопоставление вытекает из особой роли физических моделей для теории и практики гидрогеологических исследований. Действительно, математические модели прежде всего выступают только как средство расчета основных характеристик гидрогеологических процессов в рамках принятого класса расчетных схем и математического описания данных процессов. В отличие от этого физические модели, непосредственно воспроизводящие изучаемый процесс в реальном или несколько ином масштабе пространства и времени, не ограничены изначально определенным способом математического описания процесса и сами могут служить поиску такого описания. Иными словами, если в области математического моделирования могут осуществляться «изобретения», то «открытия» следует ожидать только в сфере физического моделирования.

Глубинная причина такого исключительноного положения экспериментальных гидрогеологических исследований заключается в следующем. Движение подземных вод и тепло-массоперенос в подземных водах — сложнейшие физико-химические процессы [7]. В то же время уравнения геофильтрации и геомиграции являются чисто механистическими. Вся сложность изучаемых процессов сосредоточена в численных значениях параметров используемых уравнений.

В рамках концепции «эквивалентной сплошной среды», преимущественно используемой в математических моделях гидрогеологических процессов, значения параметров этих уравнений формируются в результате усреднения микропроцессов движения флюидов в пределах «представитель-

ного объема», что позволяет устранить необходимость рассмотрения микронеоднородности изучаемой среды. Современная теория геофильтрации и геомиграции может дать только качественную связь фильтрационных и миграционных характеристик гидрогеологических объектов с физическими и химическими показателями подземных вод и водовмещающих пород [1]. Количественные значения параметров математических моделей могут быть получены только в результате экспериментального исследования процессов геофильтрации и геомиграции в лабораторных и полевых условиях. Влияние индивидуальных особенностей каждого гидрогеологического объекта на численные значения параметров его математических моделей так велико, что в гидрогеологии оказались невозможными экспериментальные таблицы стандартных значений геофильтрационных и геомиграционных параметров, столь привычные для физики и других естественных наук.

Между математическим моделированием и экспериментальным исследованием гидрогеологических процессов существует теснейшая взаимосвязь, специфическая для рассматриваемой научной дисциплины. С одной стороны, математическую модель гидрогеологического объекта, как уже говорилось, невозможно создать без экспериментального изучения этого объекта. С другой, данные экспериментальных гидрогеологических исследований могут быть интерпретированы только с использованием определенных математических моделей изучаемых процессов геофильтрации и геомиграции. Более того, геофильтрационные и геомиграционные параметры, строго говоря, имеют смысл только в рамках определенной математической модели изучаемого процесса, т.к. данные параметры непосредственно не измеряются, а вычисляются на основе выбранного математического описания этого процесса.

Необходимость в экспериментальном изучении гидрогеологического объекта не исчезает с созданием его математической модели. Наличие неоднородностей среднего масштаба, невыявляемых обычно при натурных исследованиях на стадии построения математической модели объекта, и другие факторы приводят к тому, что численные значения параметров математической модели оказываются зависимыми от масштабов, геометрической структуры и интенсивности фильтрационных потоков. Впервые на необходимость целенаправленной корректировки параметров математических моделей процессов геофильтрации при долгосрочном прогнозировании изменений гидродинамического режима подземных вод было указано в работе [2]. Из сказанного следует, что научно-прикладные возможности математического моделирования в гидрогеологии

наиболее полно могут быть реализованы только в том случае, когда такая модель является постоянно действующей и включена в систему гидрогеологического мониторинга, обеспечивающего непрерывное пополнение экспериментальных данных по изучаемому объекту. Такой подход создает условия последовательной коррекции параметров модели на основании анализа сходимости модельных прогнозов с наблюдаемыми изменениями гидродинамического режима, химического состава и тепловой энергии подземных вод.

Следуя терминологии работы [3], высшая степень математического моделирования гидрогеологических процессов — создание *полных* и *строгих* моделей, с применением которых, во-первых, воспроизводится *изменение показателей и параметров исследуемого объекта по всем координатам пространства и времени* и, во-вторых, *воспроизводятся все показатели и процессы, характеризующие объект*. Очевидно, что полными и строгими моделями могут быть только натурные гидрогеологические модели. Реально создаваемые математические модели гидрогеологических процессов нестрогие и очень часто неполные. В результате этого математические модели гидрогеологических объектов оперируют «эффективными» значениями параметров, т.е. такими, которые обеспечивают приемлемое соответствие модельных и натуральных показателей гидродинамического режима, химического состава и температуры подземных вод в рассматриваемой области пространства и времени.

Неполнота и нестрогость, органически присущие математическим моделям в гидрогеологии, порождают специфическую, *кажущуюся* зависимость параметров моделей от координат и времени в области наиболее интенсивного изменения гидродинамического режима подземных вод. Это происходит в результате того, что влияние факторов, непосредственно не учитываемых в используемой математической модели изучаемого процесса, оказывается сопоставимым с влиянием факторов, включенных в данную модель. Примером такой ситуации является математическая модель плано-вертикальной фильтрации в многопластовой водонапорной системе, построенная в предположении «жесткого» режима перетекания через слабопроявленные слои, разделяющие водоносные горизонты. Если в результате формирования депрессии отжатие воды из глин становится сопоставимым с интенсивностью перетекания, то, не выходя за рамки рассматриваемой математической модели, удовлетворительных результатов расчета напора подземных вод можно добиться только путем введения зависимости упругоэластичности водоносных горизонтов от времени и от расстояния до центра воронки депрессии.

Априорная теоретическая оценка *эффективных и кажущихся* параметров возможна лишь в редких случаях. Это приводит к необходимости широкого использования вычислительного эксперимента. В настоящее время складывается методика параметризации математических моделей, в рамках которой создается не одна, а ряд моделей, отличающихся друг от друга по сложности и числу учитываемых механизмов геофильтрации или геомиграции. При таком подходе наиболее сложные *пробные* модели служат для обоснования параметров и оценки погрешности более простых *основных* моделей, на которых производится наибольшая часть эпигнозных и прогнозных расчетов. В свою очередь, если это целесообразно, основные модели служат для определения эффективных параметров упрощенных *оперативных* моделей, которые требуют минимальных объемов вычислений [4].

Вычислительный эксперимент — новый метод гидрогеологических исследований, который принесли с собой математические модели гидрогеологических процессов. Вычислительные эксперименты производились уже при использовании моделей, допускающих аналитические расчеты, и на аналоговых моделях, однако они наиболее распространены на полностью автоматизированных гибридных и особенно цифровых моделях, когда появилась возможность генерации практически любых совокупностей входных данных для моделей и автоматизации вычислительной обработки многовариантных модельных расчетов [5, 9]. Роль вычислительных экспериментов при решении обратных задач геофильтрации и геомиграции, а также при разработке рациональных и оптимальных схем эксплуатации водозаборных и водонагнетательных сооружений общеизвестна и здесь следует остановиться лишь на некоторых аспектах рассматриваемого вопроса.

В вычислительных экспериментах математические модели гидрогеологических объектов являются уже не только средством, но и объектом исследований, и математическое моделирование здесь приближается к физическому моделированию с использованием искусственных сред. В связи с этим перспективно создание ведомственного электронного атласа математических моделей реальных гидрогеологических объектов. Наличие такого атласа позволит проводить предварительное камеральное опробование и сопоставление методов обработки полевой информации; объективизировать процесс сертификации программных средств, используемых для решения гидрогеологических задач методами математического моделирова-

ния; проводить деловые игры для совершенствования методики обучения и повышения квалификации специалистов как в области математического моделирования гидрогеологических процессов, так и в области методов гидрогеологических работ; использовать параметры математических моделей реальных объектов для выявления статистических закономерностей изменчивости их параметров.

Подводя итоги рассмотрения двойственной природы математического моделирования гидрогеологических процессов, можно сформулировать вытекающие отсюда приоритетные направления работ, реализация которых будет способствовать повышению эффективности гидрогеологических исследований:

проведение анализа сходимости гидрогеологических прогнозов, разработанных в 70-х годах с использованием методов математического моделирования процессов геофильтрации и геомиграции;

восстановление и развитие практики экспериментального изучения процессов геофильтрации и особенно процессов геомиграции в лабораторных и полевых условиях; создание постоянно действующих моделей крупных водохозяйственных систем в рамках государственного мониторинга геологической среды;

разработка методики повышения достоверности и оценки погрешностей гидрогеологических прогнозов на основе вычислительных экспериментов над математическими моделями реальных гидрогеологических систем.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бэр Я., Заславски Д., Ирмэй С. Физико-математические основы фильтрации воды. — М.: Мир, 1971.
2. Гавич И.К. Теория и практика применения аналогового моделирования в гидрогеологии. Автореф. ... докт. дисс. М., 1974.
3. Гавич И.К. Теория и практика применения моделирования в гидрогеологии. — М.: Недра, 1980.
4. Крашин И.И., Полюков Е.А. Методические основы построения сеточных моделей бассейнов подземных вод / Гидрогеологические модели межгорных артезианских бассейнов. — Алма-Ата, 1982. С. 25—36.
5. Ломакин Е.А., Мироненко В.А., Шестаков В.М. Численное моделирование геофильтрации. — М.: Недра, 1988.
6. Моисеев Н.Н. Математика ставит эксперимент. — М.: Наука, 1979.
7. Огильви Н.А. Физические и геологические поля в гидрогеологии. — М.: Наука, 1974.
8. Рабочая книга по прогнозированию. — М.: Мысль, 1982.
9. Скворцов В.В. Математический эксперимент в теории разработки нефтяных месторождений. — М.: Наука, 1970.

Принята редколлегией 26 июня 1995 г.

Экспериментальные проблемы геологии с точки зрения геолога-практика (физико-химические модели и реальность)*

А.А.КУЗНЕЦОВ (ВСГЕИ)

Ширина охвата и глубина проработки вопросов, нашедших отражение в интересной работе [10], бесспорно свидетельствуют о весомом вкладе сотрудников Института экспериментальной минералогии (ИЭМ) РАН за 1986—1990 гг. в современную геологию, в частности, петрологию и минералогию. ИЭМ — единственный в России узкоспециализированный геологический институт, изучающий экспериментальными, главным образом, физико-химическими методами закономерности петро- и рудогенеза, основанный Д.С.Коржинским, своего рода аналогом знаменитой Геофизической лаборатории Института Карнеги (Вашингтон, США).

Данный сборник вообще не нуждался бы в какой-либо рецензии, если бы разрабатываемые ведущими исследователями ИЭМ проблемы различными способами прямо или опосредованно не влияли на перечень немалого числа фундаментальных и приоритетных проблем, тем самым во многом определяя задачи и пути развития геологии в России, от чего в конечном счете зависит реальный научно-технический прогресс отрасли.

Кроме того, по-видимому, полезно время от времени подводить хотя бы основные итоги очередного этапа развития той или иной дисциплины, чтобы определиться, где мы находимся и куда можем пойти не без помощи геологов-экспериментаторов (учитывая, конечно, достаточную субъективность оценки, определяемой полученным нами решением некоторых проблем).

Не рассматривая вопросы чисто технико-экспериментальной стороны моделирования геолого-петрологических процессов (гл. 8), синтеза минералов (гл. 7), природы гидротермальных флюидов-растворов (гл. 6) и физико-химических условий кислотного метасоматизма (гл. 5), последовательно остановимся на содержательных моментах разрабатываемых в ИЭМ общих проблем, вынесенных редакторами в заголовки гл. 1—4.

В экспериментах по проблеме «Фазовые равновесия, реология и дифференциация мантийных расплавов» (гл. 1) обращает на себя внимание вывод (Ю.А.Литвин) о перитектическом характере ликвидуса модельной системы верхней мантии Ол-рПи-кПи-Гр. Можно допустить, что с переходом от высоких к очень высоким $T_{\text{ликв}}$ и $P_{\text{гидрост}}$ в магматических (магматогенных) системах (анхи)эвтектические соотношения на ликвидусе целиком заменяются перитектическими. К этому склоняет также заключение [1] о реакционно-перитектических взаимоотношениях темноцветных минералов в гранулитах (и, вероятно, в плагиоэклогитах и эклогитах, включая «метаультрамафиты и метамафиты») в процессе медленного и длительного затвердевания исходного расплава толщи протокры (первичная, или ранняя, кора) в условиях большого $P_{\text{гидрост.}}$ (своеобразная пьезокристаллизация) и большого интервала температур кристаллизации $\Delta T = T_{\text{ликв}}^1 - T_{\text{солид}}^n$ с последующим метаматогенным изменением возникших протокрустальных пород гранулитовой и (плагио)эклогитовой фаций, считавшихся супра- и инфракрустальными, метавулканогенно-метасадочными образованиями [1, 5, 6]. Тем более, что переход от перидотитов и пироксенитов к эклогитам, в т. ч. кианит-корундовым и кианит-коэситовым, по-видимому, вполне реален в процессе дифференциации и затвердевания горизонтов верхней, литосферной, мантии, особенно вблизи границы с перекрывающей ее протокры (мы включаем собственно эклогитовый слой в состав протокры).

Что касается возможности «создания единой теории магматической эволюции глубинного вещества Земли» [10, с. 28], то, на наш взгляд, кратчайший путь к ней проходит через выяснение соотношений магматогенных, или протокрустальных (сравнительно очень высокие T и P), собственно магматических (высокие T и P) и собственно метаморфических, или супракрустальных (меньшие T и P) фаций в литосферной мантии (Ол + рПи + кПи и др.), протокры (Гр + рПи + Ам + Пл и др.) и земной коре. Ибо термобарическая природа первичных границ между слагающими их фаціальными и, естественно, формационными телами обусловлена соотношением тепло- и массопотоков в эндогенных системах различной степени глубинности и открытости. К этому вопросу мы еще вернемся в конце статьи.

Новый взгляд на генезис лампроитов, по-

* К выходу из печати книги «Экспериментальные проблемы геологии» / Отв. ред. В.А.Жариков, В.В.Федькин. — М.: Наука, 1994.

явившийся в результате экспериментов (В.Н.Зырянов, И.Николс), согласно которому флогопит ($\pm \text{P} \pm \text{H}_2\text{O} \pm \text{HF} \pm \text{CO}_2$ и др.) может служить исходным материалом для возникновения оливин-лампроитовой магмы при $P \geq (2...3)10^3$ МПа, а также эксперименты (Р.А.Ишбулатов) в системе F — флогопит — карбонаты, показывающие принципиальную возможность существования в природе карбонатно-силикатного расплава, в целом хорошо согласуются с геологическими наблюдениями. В частности, весьма вероятно, что тела лампроитов на склонах щитов находятся над погребенными структурно-формационными зонами кристаллического фундамента с (кат)архейскими месторождениями флогопита. Карбонатитовые интрузивные массивы на щитах расположены в зонах, в разрезе которых широко представлены горизонты (кат)архейских «мраморов» (точнее, кальцитов [1]) и кальцифиров. Ультращелочные интрузивные комплексы типа палеозойского хибинского на Балтийском щите и мезозойского алданского на одноименном щите свойственны именно щитам, поскольку наследуют натриево-сиенитовую первичную специализацию, присущую, как выясняется, горным породам фундамента щитов.

Опыты Р.А.Ишбулатова лишний раз, помимо известных фактов наличия интрателлурических кристаллов кальцита в щелочно-ультрамафитовых субэффузивах, карбонатных лав — продуктов отдельных современных вулканов, а также интрузивных карбонатитов, подтверждают реальность протокрустального, (мета)магматогенного генезиса линз и горизонтов древних кальцититов и кальцифиров как остаточных, поздних, низкотемпературно-ликвидусных, особых, флюидно-карбонатно-силикатных ($\text{CaO} \pm \text{MgO} \pm \text{CO}_2 \pm \text{HF} \pm \text{C}$ и др.) продуктов* ритмично-направленного затвердевания (расслоение не ликвационной природы) и метаматематизма толщи протопланетного «магматогенного океана» ранней коры, покрывавшего планету в катархее, с углеродистой (типа углистых хондритов) и кислородно-водородной (типа ледяных комет) специализацией растворенного в расплаве планетного флюса [5 и др.].

В описании экспериментов по проблеме «Исследование флюидно-магматических систем» (гл. 2), посвященных «моделированию процессов гранитообразования и распределения рудного вещества в магматическом процессе», перечислив четыре основных, по мнению авторов (В.А.Жариков и др.), механизма формирования гранитоидных магм (дифференциация базальтовых магм, метасоматизм коровых пород под воз-

действием ювенильных флюидов, анатексис вещества земной коры и смешение базальтовых и гранитных, анатектических, магм), исследователи отмечают, что «... ни один из упомянутых процессов не может объяснить все особенности гранитоидных серий» [10, с. 84]. Тем самым как бы косвенно признается, что в перечень можно включить и механизм, по сути дела, гибридной гранитизации, предлагаемый ими самими, ибо констатируется, что «...гранитоидные серии... представляют собой... продукт кристаллизации гранитоидных магм, претерпевших (или не претерпевших) перемещение (одно- или многоэтапное внедрение), кристаллизационную и флюидно-магматическую дифференциацию и другие... процессы» [там же].

Отметим, что цитируемые авторы не включили в свой перечень механизм формирования магм и тел аллохтонных молодых гранитов и автохтонных древних гнейсогранитов, предложенные нами [2—4].

Не секрет, что для возникновения гомодромных дифференцированных, полифациальных, гранитоидных серий, характеризующихся большим объемом формационных тел, необходима значительная, почти сравнимая с базальтами, масса исходного более или менее кремнекислого расплава. Никакие искусственные модели гранитообразования, к которым без сомнения относятся почти все названные выше гипотетические и типа *ad hoc* механизмы формирования гранитоидов, гранитную магму в таких масштабах произвести не могут. Тем более они не способны объяснить возникновение древних гнейсомигматит-гранитных толщ.

В раннедокембрийских кристаллических образованиях щитов огромные объемы гнейсогранитоидов варьирующих составов, согласно недавней модели [1, 2, 4], появляются за счет изначальной колоссальной массы расплавленной кремнесредней оболочки протокры путем контрастной дифференциации ее по механизму ритмично-восходящего затвердевания с возникновением гомодромной статистической последовательности слоев кристаллических пород в образующихся ритмосериях и, в целом, от подошвы к кровле протокры, т.е. в направлении от нижних к верхним мегаритмам с увеличением роли кислых пород за счет уменьшения таковой основных пород в ряду кристаллосланцы — плагиогнейсы — гнейсы — гранитогнейсы — гнейсограниты. Данный механизм помимо прочего объясняет хорошо известный геологам-съемщикам факт усиления степени и масштабов гранитизации снизу вверх по разрезу ритмосерий щитов и вкладывает в понятие «гранитизация» существенно иной смысл, смысл первичной, но не вторичной, наложенной природы процесса гранитизации. Вдобавок, широко проявленные в древних толщах пере-

* В понимании, близком к взглядам А.А.Маракушева и др. [10], но трактуемом с помощью иного механизма дифференциации и кристаллизации.

кристаллизация, окварцевание, фельдшпатизация (порфиروبласты) энтербитов, чарнокитов, мангеритов, плагиогнейсов и гнейсов осуществляются, как следует из модели, за счет воздействия на отмеченные породы остаточных гидротермально-метасоматических кремнево-щелочных флюидов-растворов той же материнской толщи расплава протокоры, накапливающихся к концу процесса ее затвердевания. Это и есть реальный источник, бывший продолжительное время гипотетическим, сквозь (или транс)-магматических флюидов-растворов Д.С.Коржинского.

С функционированием отмеченного механизма затвердевания связано также гранитизирующее воздействие кремнекислых дебриватов относительно поздних по времени завершения становления толщ (из-за низких $T_{ликв}$ и $T_{солид}$ пород) обычно амфибол-серогнейсового состава верхних частей мегаритмов затвердевания на перекрывающие и подстилающие их более кремнеосновные, меланократовые и тугоплавкие толщи пироксеносодержащих кристаллических пород, затвердевшие раньше первых вследствие более высоких $T_{ликв}$ и $T_{солид}$ слагающих их пород. Еще Д.С.Коржинский специально подчеркивал регрессивную по T природу наложенной гранитизации, однако многие его активные «последователи», напротив, считают гранитизацию прогрессивным процессом, идущим при повышении T среды. Последнее прямо противоречит результатам еще первых экспериментальных работ по плавлению гранитоидов [2, 4]. В значительной степени это проистекает из ошибочной трактовки природы регионального метаморфизма раннего докембрия как, якобы, прогрессивного процесса и следствия вторичного разогрева толщ субстрата.

Раздел «Рудоносность магматических комплексов» (гл. 3, А.А.Маракушев и др.) очень информативен и интересен, хотя, на наш взгляд, дискусионен в части отдельных выводов. Это касается попытки возвращения (конечно, на качественно более высоком уровне) к идее главенствующей роли ликвации на примере моделирования процессов возникновения рудных концентраций, шлирово-камерных хрусталеносных гранитных пегматитов и богатых апатитовых руд Хибинского расслоенного массива.

Не отрицая наличия в природе случаев ликвации, в первую очередь, в виде появления шариковидных продуктов, сложенных горной породой, заключенной в иную горную породу, и образовавшихся путем обособления одной жидкой фазы в другой отличающегося состава, давно подтвержденных опытами, мы вынуждены признать, что в трех названных выше случаях, по-видимому, имело место расслоение расплава, в т.ч. ритмичное, но в другом понимании [9]. Суть его состоит в одновременном сосуще-

ствовании в разрезе фронта затвердевания (с конформными друг другу изотермическими и изобарическими поверхностями ликвидуса и солидуса) зоны кристаллизации с перекрывающей ее диффузионной зоной жидкого расплава (зона «концентрационного переохлаждения», по Б.Чалмерсу, 1968). Ритмично направленное снизу вверх затвердевание расплава синергетической природы происходит в условиях больших или меньших T , $P_{гидрост}$ и $P_{фл}$ и их градиентов в зависимости от степени открытости — закрытости и глубинности магматических и магматогенных, включая гранулиты, систем [1, 2, 5].

Вывод авторов раздела о наличии в природе «рудных магм», представляющих собой особые остаточные флюидно-рудно-силикатные, силикатно-солевые, карбонатные, оксидные, сульфидные и другие расплавы, как источников рудных месторождений, несомненно справедлив, и его теоретическое и прикладное значение трудно переоценить.

В разделе «Метаморфизм и геодинамика» (гл. 4, Л.Л.Перчук и др.) центральным вопросом является изучение особенностей происхождения гранулитов — главных продуктов так называемого регионального метаморфизма высоких ступеней. К настоящему времени массовым микрозондированием минералов гранулитов Алданского щита, юго-запада Прибайкалья и других регионов многими исследователями и, прежде всего, данными авторов обнаружено постоянное увеличение железистости темноцветных минералов вследствие уменьшения их магнезиальности в направлении от центральных к периферическим частям зерен. Иными словами, процесс формирования гранулитов происходит на фоне уменьшения T и, следовательно, в них, по нашему мнению, полностью отсутствуют какие-либо признаки прогрессивного этапа регионального метаморфизма. О том же самом, кстати, говорят результаты изучения флюидных (газовых и газовой-жидких) и жидких включений в высокотемпературных кристаллических породах раннего докембрия. Ведь нельзя считать серьезным доводом в пользу утверждения о прогрессивной направленности процесса отдельные случаи увеличения магнезиальности граната к краям зерен. Это было бы равносильно заявлению о прогрессивной природе процесса затвердевания, например, базальтовых покровов на основании редких случаев наличия в них не только прямой, но и обратной зональности кристаллов плагиоклаза. Последний факт объясним сугубо локальными флюктуациями условий неравномерности (T) и состава лавы в разрезе покровов на общем фоне постепенного остывания, затвердевания, декомпрессионной и кристаллизационной магматической дистилляции толеитового расплава.

Расчетные T , устанавливаемые по геотер-

мометрам некоторыми исследователями, оказываются ниже (и нередко заметно) T , определяемых методом декрепитации включений в минералах гранулитов и более приближающихся к реальным. Кроме того, часть этих включений оказывается или высокоплотными флюидными (углекислые) восстановительного характера, или высокотемпературными жидкорасплавными, т.е. первичными (в частности, в кварце эндрбитов Алданского щита [8]).

Несмотря на подобные наблюдения и, вообще, комплекс системных признаков, говорящих об исключительной регрессивной и, следовательно, первичной протокрустальной природе гранулитов [1, 2, 4 и др.], большинство геологов-докембристов, к сожалению, пока морально не готовы прямо признать ошибочность бытующей концепции метавулканогенно-метаосадочного происхождения (кат)архейских кристаллических пород. Она основана на никем и ничем не подтвержденном допущении о существовавшем прогрессивном этапе метаморфизма, наложенном на мифический догранулитовый вулканогенно-осадочный субстрат, следы которого также целиком отсутствуют. Без сомнения уже в ближайшем будущем полное отсутствие признаков начального прогрессивного этапа метаморфизма будет показано экспериментаторами и на примере разнообразных эклогитов с дистеном, цоизитом, плагиоэклогитов и прочих высокобарических регрессивных (ретроградных) по тренду P - T параметров становления пород древних выступов кристаллического фундамента, принадлежащего к протокоровым образованиям.

Что касается «геодинамического моделирования» эволюции гранулитов и более глубоких производных посредством «гравитационного перераспределения пород» [10, с. 288] или, точнее, «механизма всплывания высокоплотных пород в относительно низкоплотных» [там же, с. 293] за счет «гидродинамического эффекта», то здесь, по нашему мнению, Л.Л.Перчук также во многом прав. Как показывают данные по Анабарскому и Алдано-Становому щитам [6, 7], в конце катархея уже после появления ритмично-расслоенной текстуры разреза, но до момента окончательного затвердевания, находясь в горячем пластичном легко деформируемом состоянии, кристаллические толщи протокры испытывали (в районах нынешних щитов) разноамплитудный подъем с появлением асимметричных поднятий типа односторонних уступов (?). По этой причине глубинные горизонты протокры оказались перемещенными к поверхности геоида и выше нее. Еще полностью не отвердевшие горизонты ритмосерий сминались дифференцированно в складки, сползая со склонов палеоподнятий под действием силы тяжести и напряжений нагрузки вышележащих

толщ, причем, с усилением интенсивности «складчатости» по мере перехода от высоко- к более низкотемпературно-ликвидусным образованиям. Последние, тем самым, приобретали облик «наложенных зон смятия и диафтореза», расположенных между более жесткими зонами гранулитов и наклоненных квазимоноклинально или центриклинально в зависимости от очертаний, или формы, палеовреза-уступа.

Изучение «геодинамической природы эволюции магматизма и метаморфизма», «поиск критериев их связи» [10, с. 279] могут, на наш взгляд, привести к пересмотру принимаемых сейчас геологами взаимоотношений между этими процессами и признанию наметившейся недавно относительности понятий магматизм и метаморфизм на фоне взаимосвязанных вариаций P - T параметров среды и геологического тела.

Конкретно, с незапамятных времен петрологами предполагалась следующая смена процессов в направлении увеличения глубины становления или погружения толщ пород: контактовый метаморфизм — региональный метаморфизм низких и высоких ступеней — селективное плавление пород (ультраметаморфизм и анатексис) — полное плавление вещества (палингенез и магматические очаги). Сейчас на примере щитов вроде бы выясняется, что в истории, в частности, раннего докембрия многое обстоит как раз наоборот (снизу вверх, или от древних фаций к молодым): глобальный «метаматизм» (протокрустальные эклогитовая, плагиоэклогитовая и гранулитовая фации глубинности катархея) как результат процесса ритмично-восходящего затвердевания протокорового «магматогенного океана» Земли с завершающим изофациальным и автохтонным абиссальным магматизмом катазоны в ранней коре — региональный метаморфизм (супракрустальные? амфиболитовая и менее глубинные фации архея) с параавтохтонным плутоническим магматизмом мезозоны в нижних частях земной коры — локальный, термально-контактный, метаморфизм эпизоны за счет интрузивного, аллохтонного магматизма раннего протерозоя (?) в вышележащей части земной коры.

Этим мы ограничим рассмотрение перечня приоритетных проблем геологической петрологии, служивших предметами физико-химического моделирования сотрудниками ИЭМ. Как показывает аналитический обзор результатов представленных в книге во многом «решающих экспериментов», исследователи ИЭМ РАН находятся на переднем крае современной геологии. Остается пожелать им еще больших успехов в весьма непростых условиях, в которых приходится сегодня функционировать российской науке.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кузнецов А.А. О происхождении гранулитового слоя протокоры Земли (на примере Анабарского щита) // Сов. геология. 1987. № 1. С. 103—114.
2. Кузнецов А.А. Природа региональной гранитизации в раннедокембрийских кристаллических образованиях // Сов. геология. 1988. № 1. С. 71—80.
3. Кузнецов А.А. О строении и механизме формирования гранитного слоя континентальной земной коры // Изв. вузов. Геология и разведка. 1989. № 3. С. 10—15.
4. Кузнецов А.А. Гранитизация — петрологическая реальность или миф? // Сов. геология. 1990. № 1. С. 117—122.
5. Кузнецов А.А. Магматогенная природа Земли и геологические следствия (системный подход). — СПб.: ВСЕГЕИ, 1992.
6. Кузнецов А.А. Структурно-фациально-формационная модель Анабарского щита // Отечественная геология. 1993. № 4. С. 53—59.
7. Кузнецов А.А. Структурно-фациально-формационная модель Алдано-Становой геоструктуры // Отечественная геология. 1994. № 2. С. 72—75.
8. Петрогеохимические исследования при геологосъемочных работах в областях развития метаморфических комплексов докембрия. Методич. рекоменд. / Сост.: С.Д.Великославинский, Е.В.Толмачева, В.Е.Руденко и др. — СПб.: ВСЕГЕИ, 1992.
9. Шарков Е.В. Петрология магматических процессов. — М.: Недра, 1983.
10. Экспериментальные проблемы геологии / Отв. ред. В.А.Жариков, В.В.Федькин. — М.: Наука, 1994.

Памяти Марии Васильевны Кузьменко



9 августа 1995 г. на 77 году ушла из жизни крупный геолог-редкометаллышник, доктор геолого-минералогических наук, лауреат Государственной премии СССР Мария Васильевна Кузьменко.

В 1941 г. она окончила Московский геологоразведочный институт по специальности геологическая съемка и поиск. В 1941—1943 гг. работала в Китае, в Синьцзяне. По возвращении в Москву стала работать в Институте геологических наук АН СССР, где в 1953 г. защитила кандидатскую диссертацию по щелочным пегматитам Ловозерского массива. С этого времени занималась научными исследованиями в Лаборатории минералогии и геохимии редких эле-

ментов АН СССР, организованной К.А.Власовым, и в 1956 г. преобразованной в научно-исследовательский институт (ИМГРЭ). Она являлась одним из старейших сотрудников-основателей этого института.

М.В.Кузьменко известна своими исследованиями в различных областях геологических знаний. Она соавтор капитальной монографии «Ловозерский щелочной массив» (1959), получившей высокую оценку советских и зарубежных ученых, переведенной на английский язык и в 1966 г. опубликованной в Лондоне. Мария Васильевна была одним из основных авторов и редакторов трехтомной монографии «Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов» (1964—1966 гг.), за что удостоена высокого звания лауреата Государственной премии СССР (1967 г.).

Многолетние исследования и обобщение материалов по геохимии тантала, ниобия и генезису их месторождений позволили М.В.Кузьменко, (в соавторстве с Е.М.Есько-вой) опубликовать в 1968 г. монографию «Тантал и ниобий». Затем вышла в свет крупная монография «Поля редкометалльных гранитных пегматитов». М.В.Кузьменко успешно защитила докторскую диссертацию «Геохимия тантала и генезис эндогенных танталовых месторождений». Всего ею написано более 60 научных работ, в том числе 5 монографий.

С 1959 г. М.В.Кузьменко являлась заведующей различных структурных подразделений ИМГРЭ и руководителем группы научных сотрудников, изучавших редкометалльные гранитные пегматиты. С 1971 по 1977 г. она, наряду с научно-исследовательской работой, заведовала отделом минералогии и кристаллохимии.

Светлая память о М.В.Кузьменко надолго сохранится в сердцах всех знавших ее людей.

*Научный совет и сотрудники ИМГРЭ
Редколлегия*

Contents

Morozov A.F., Karpuzov A.F.

Geological mapping and geographical information systems 3

METALS AND NON-METALS

Dankovtsev R.F.

An experience of elaboration of an energy-magmatic system of criteria for forecasting uranium deposits 8

Ashikhmin A.A., Kostikov A.T., Sychev I.V.

Mineralogical-geochemical studies in exploration and evaluation of hydrothermal uranium deposits 17

STRATIGRAPHY AND PALEOGEOGRAPHY

Dmitrovskaya Yu.Ye., Rozanov A.Yu.,

Kagramanyan N.A., Yesipko O.A.
A local stratigraphic dissection diagram of Cambrians in the Moskovskaya syncline . . . 28

REGIONAL GEOLOGY AND TECTONICS

Grudin M.I., Rozhok S.N., Ivanov A.I.

The Yansky peridotite-pyroxenite-gabbroic rock mass (North-Baikalian highland) . . . 38

MINERALOGY, PETROGRAPHY, LITHOLOGY

Sekerin A.P., Sekerina N.V., Men'shagin Yu.V.

The Gorlykgol'skoye nephrite deposit in East Sayans 43

GEOCHEMISTRY

Ilupin I.P.

Does kimberlitic olivine possess unique chemical composition peculiarities? 49

DISCUSSIONS

Borovikov V.N.

A chronomodel of oil-and-gas pooling process . 56

Bugrov V.A., Matveyev A.A., Sisay Degu

On a «new» methodology of exploration based on dispersion flows 61

Polshkov Ye.A.

Conceptual dualism in mathematical modelling of hydrogeological processes 66

BOOK REVIEWS

Kuznetsov A.A.

Experimental problems of geology as viewed from the standpoint of a practical geologist (physicochemical models and reality) 71

In memory of Maria V.Kuz'menko 76

