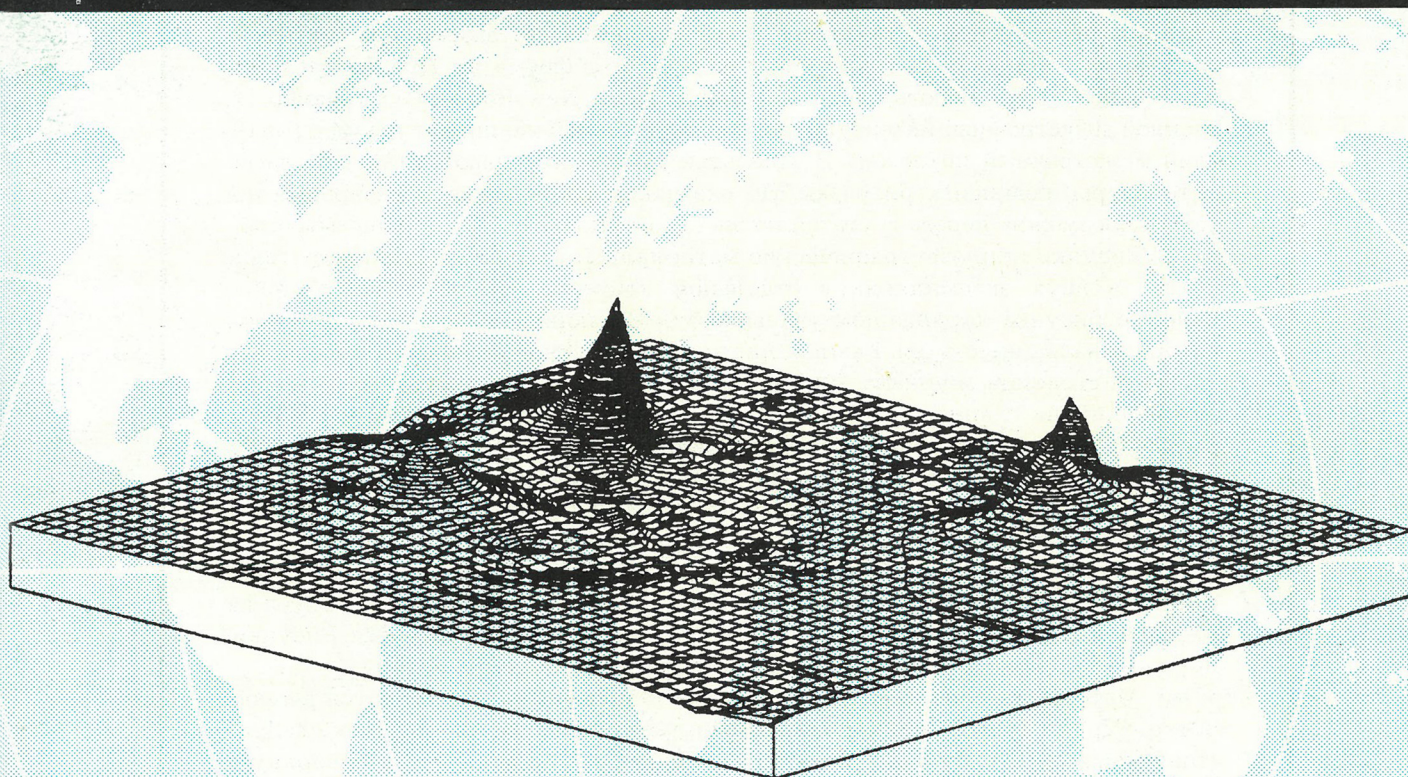


Отечественная ГЕОЛОГИЯ



5/1999

**ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ИНФОРМАЦИОННЫЕ СИСТЕМЫ
В ПОИСКОВОЙ ГЕОЛОГИИ**

УНИКАЛЬНЫЕ РУДЫ РЕДКИХ МЕТАЛЛОВ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ТОМТОР

УРАЛЬСКАЯ СВЕРХГЛУБОКАЯ СКВАЖИНА - НОВЫЕ ДАННЫЕ

ВНИМАНИЮ АВТОРОВ!

При оформлении статей необходимо руководствоваться следующими правилами.

1. Объем статьи не должен превышать 15 страниц машинописного текста, включая таблицы и список литературы. Текст печатается на одной стороне листа, сверху (2 см), снизу (2 см), справа (1 см) и слева (3 см) оставляются поля, все страницы нумеруются. В редакцию представляются два экземпляра статьи — распечатка с принтера, а также текст на дискете в форматах Text format (*.rtf) или 6,0/95 (*.doc) с использованием шрифта Times New Roman Cyr. (размер 12, двойной межстрочный интервал); для таблиц — такой же шрифт (размер 9—10, один межстрочный интервал). В отдельные файлы помещаются статья, список литературы, подписи к рисункам. По окончании работ дискеты возвращаются автору. Возможна передача статей по электронной почте: E-mail: tsnigri@pol.ru.

2. Рисунки и другие графические материалы (не более 4-х) прилагаются к статье в двух экземплярах в отдельном конверте. На оборотной стороне каждого рисунка карандашом указываются его порядковый номер, фамилия автора и название статьи. Размер оригиналов рисунков не должен превышать формата страницы журнала. Рисунки принимаются на кальке, ватмане, в виде фотокопии (на глянцевой бумаге) или на дискетах с распечаткой на бумаге. Каждый рисунок помещается в отдельный файл в одном из следующих форматов: TIFF bitmap (*.tif), Paint Brush (*.pcx), Encapsulated Post Script (*.eps), Corel Draw (*.cdr), Диаграмма Microsoft Excel (*.xls). Графика должна быть прямо связана с текстом и способствовать его сокращению. Оформление и содержание иллюстрационного материала должно обеспечивать его читаемость после возможного уменьшения. Подрисуночные подписи печатаются на отдельной странице. Цветные рисунки и фотографии не принимаются. Рисунки, не удовлетворяющие требованиям редакции, возвращаются автору.

3. Математические формулы и химические символы вписываются в текст четко от руки тушью или черными чернилами. Во избежание ошибок следует тщательно писать буквы, имеющие сходные как прописные (подчеркнуть двумя линиями снизу), так и строчные (подчеркнуть сверху) начертания (V, S, O, M, P, Z). Греческие буквы обводятся красным карандашом, латинские — синим (кроме символов химических элементов). Для набора математических формул и химических символов рекомендуется использовать Microsoft Equation 20.

4. Точность приведенных цитат должна быть заверена подписью автора на полях рукописи, обязательно указывается источник по списку литературы.

5. Список литературы (не более 15 названий) дается сквозной нумерацией в алфавитном порядке. Иностранная литература помещается после отечественной. Ссылки в тексте на источник из списка литературы приводятся соответствующим порядковым номером в квадратных скобках. В список не следует включать работы, на которые нет ссылок в тексте статьи, а также неопубликованные.

6. Статья подписывается автором (авторами), в конце ее приводятся фамилия, имя и отчество (полностью) автора, место работы, занимаемая должность, ученая степень, адрес и телефон (домашний и служебный).

7. Рукопись представляется с установленными сопровождающими документами руководством организации или лично автором (авторами).

Отечественная ГЕОЛОГИЯ

Журнал выходит один раз в два месяца

Основан в марте 1933 года

5/1999

Учредители:

Министерство природных
ресурсов РФ

Российское геологическое общество

Центральный
научно-исследовательский
геологоразведочный институт
цветных и благородных металлов

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор А. И. Кривцов

Бюро: *И. Ф. Глумов, Р. В. Добровольская* (зам. главного редактора), *В. А. Ерхов, В. И. Казанский, А. А. Кременецкий, Г. А. Машковцев, Н. В. Милетенко, Л. В. Оганесян* (зам. главного редактора), *М. В. Рогачева* (отв. секретарь), *А. Ю. Розанов, Г. В. Ручкин* (зам. главного редактора), *Б. А. Соколов, В. И. Старостин, А. А. Шпак*

Редсовет: *А. Н. Барышев, Э. К. Буренков, В. С. Быкадоров, Г. С. Вартанян* (председатель редсовета), *Н. Н. Ведерников, И. С. Грамберг, А. И. Жамойда, А. Н. Золотов, А. Б. Каждан, М. М. Константинов, Т. Н. Корень, Л. И. Красный, Н. К. Курбанов, Н. В. Межеловский, И. Ф. Мигачев, В. М. Питерский, В. Ф. Рогов, Е. И. Семенов, В. В. Семенович, В. С. Сурков, В. А. Ярмолук*

МОСКВА

ОРГАНИЗАЦИЯ, УПРАВЛЕНИЕ, ЭКОНОМИКА, НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЕ		
Бурдэ А.И., Стрельников С.И. Современные проблемы геологической картографии.	3	
Перский Н.Е. Географические информационные системы — опыт применения в поисковой геологии	6	
ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ КАРТИРОВАНИЕ		
Антипов В.С. Оценка рудоносности территорий по космоспектральным данным и гидрохимическим аномалиям	11	
РУДНЫЕ И НЕРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ		
Лапин А.В. Геолого-геохимическая модель формирования уникальных редкометаллических месторождений Томтор	16	
СТРАТИГРАФИЯ, РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТЕНИКА		
Рыбаков С.И., Голубев А.И., Слюсарев В.Д., Лавров М.М. Докембрийский рифтогенез и современная структура Фенноскандинавского щита.	29	
Королева М.Н. Палеобиогеография ордовикских трилобитов Восточно-Кокчетавского синклинали Северного Казахстана.	38	
Дружинин В.С., Каретин Ю.С., Башта К.Г., Коротеев В.А., Кашубин С.Н. Детальные сопоставления наземной и скважинной информации по району Уральской сверхглубокой скважины.	42	
Водолазская В.П., Шаргина Ю.П., Котов К.Н. Возраст и генезис гранитоидов Приполярного Урала	48	
ГЕОДИНАМИКА И СЕЙСМИЧНОСТЬ		
Сорохтин О.Г., Ушаков С.А., Сорохтин Н.О. Глобальная эволюция Земли и металлогения раннего докембрия		56
ГИДРОГЕОЛОГИЯ И ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ		
Попов В.Г., Абдрахманов Р.Ф. Ассинские минеральные воды на Южном Урале		63
Островский В.Н. Двойственное содержание понятия «бассейны подземных вод»		66
ГЕОЭКОЛОГИЯ		
Соколов А.С., Краснов А.А. Эколого-геохимическая оценка фосфатных руд		69
ИНФОРМАЦИЯ		
Лихачев А.П. Введение в Re-Os изотопию		76
РЕЦЕНЗИИ		
Томсон И.Н. Интересная монография.		79
Ляхович В.В. Гранитоиды Большого Кавказа.		80
Уткин Ю.В. История геологического образования и развития геологии Сибири в биографиях профессоров Томского государственного университета		81
Памяти Александра Николаевича Еремеева		82
Памяти Аполлона Ефимовича Лисицына		83
К 300-ЛЕТИЮ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ РОССИИ		
О чем писал наш журнал		84

Редакция: Р.В.Добровольская, М.В.Розачева
Компьютерный набор В.К.Комарова
Верстка и оригинал-макет Н.П.Кудрявцева

Сдано в набор 15.07.99. Подписано в печать 04.08.99. Формат 60×88/8. Бумага мелованная.
Печать офсетная. Тираж 1000 экз.

Адрес редакции: 113545 Москва, Варшавское шоссе, 129Б
Телефон: 315—28—47

Отпечатано Государственным картографо-геодезическим предприятием «Поликарт»

Современные проблемы геологической картографии

А.И.БУРДЭ, С.И.СТРЕЛЬНИКОВ (ВСЕГЕИ)

В настоящее время в нашей стране начинается ряд крупных картографических программ, в первую очередь 2-е издание Государственных геологических карт масштаба 1:200 000 (Госгеолкарта-200) и 3-е издание Государственной геологической карты масштаба 1:1 000 000 (Госгеолкарта-1000). В связи с этим следует рассмотреть основные проблемы геологической картографии с учетом новых геологических представлений и технологических возможностей с целью повышения качества карт геологического содержания (КГС) и эффективности их использования. Известный картограф Дж.Л.Моррисон, бывший долгие годы президентом Международной ассоциации картографов, отмечал [9], что для выявления основных тенденций развития картографии нужно определить, как изменились представления об объектах картографирования и возможности картографического отображения реальности.

В настоящей статье основное внимание обращено на методологические и прикладные проблемы. Технологические аспекты (ГИС-технологии, компьютерные технологии создания и издания КГС и т.п.) составляют самостоятельную группу проблем, требующую отдельного рассмотрения.

Некоторые вопросы теории геологической картографии. Теория геологической картографии разработана очень слабо. Преобладающие в отечественной литературе инструктивные разработки [5, 6 и др.] в основном обобщают опыт составления КГС и не затрагивают вопросов теории, а имеющиеся публикации [1—4 и др.] охватывают лишь часть теоретических проблем. Недостаточная проработанность теоретических вопросов приводит к некоторым неопределенностям, а иногда и ошибкам при разработке содержания КГС, выборе методов и приемов отображения геологической информации. Эта же причина сдерживает внедрение компьютерных технологий в процесс составления КГС.

Совершенствование методологических подходов — основной путь повышения качества КГС и эффективности их использования. В данной проблеме центральный вопрос — соотношение на КГС фактографических и интерпретационных сведений. Исторически для собственно геологических карт такое соотношение изменяется от преимущественного отражения фактографических данных о горных породах на геогностических картах XVIII в. до весьма значительной доли интерпретационных сведений на литостратиграфических и стратиграфических картах XX в. В сущности фактографическими являются только карты наблюдений и измерений в точках и маршрутах. При составлении всех других КГС фактографическая информация подвергается обработке [10]. В результате она приобретает вид, который не позволяет восстановить конкретные характеристики объектов в каждой точке и каждом поле карты.

Наличие в содержании КГС фактографической и интерпретационной составляющих делает актуальным вопрос об их оптимальном сочетании. Появившиеся в последние 20—30 лет новые геологические концепции (тектоника литосферных плит, представления о закономерностях развития магматизма, метаморфизма, представления о рудоформирующих системах и др.) усиливают роль интерпретационной составляющей. Таково же влияние задач прогноза полезных ископаемых, оценки наличия и значимости геологических опасностей и др.

Общая тенденция такого изменения — усиление отражения генетических данных, позволяющих более

глубоко понимать историю развития района или объекта и более обоснованно делать прогностические заключения. Наиболее логичные пути отражения генезиса — включение этих сведений в характеристику подразделений легенды и отображение их на дополнительных картографических материалах в зарамочном оформлении КГС.

Для геологических карт тенденция усиления генетических данных выражается во включении сведений о тектонической или палеогеографической обстановке формирования геологических тел. Данное направление развивает идеи А.П.Карпинского [7] об отражении хронологических условий формирования отложений. При таком подходе единицы картографирования выделяются с учетом как их состава и возраста, так и тектонической (а для осадочных образований — палеогеографической) обстановки [15, 17]. Отражение этих сведений важно и с практической точки зрения, поскольку создает возможность оценки перспектив полезных ископаемых. Наиболее информативный способ — построение в дополнение к легенде зональной схемы корреляции геологических образований с указанием тектонических (палеогеографических) обстановок формирования тех или иных подразделений. На таких схемах можно показывать также возрастную приуроченность полезных ископаемых, специфику процессов дислокации, магматизма и др. Элементы зарамочного оформления геологической карты на примере Госгеолкарты-1000 (лист L-(53)-546 Кавалерово) приведены на рис. 1, 2.

Важный путь совершенствования геологических карт — повышение их направленности на прогноз полезных ископаемых. В частности, это означает обязательность отражения на геологических картах объектов, имеющих прогностическое значение (рудоконтролирующие разломы, геохимически специализированные толщи и интрузивные массивы, ареалы метасоматических формаций и др.). Для определения условий освоения района также необходимо пополнение характеристики подразделений легенды хотя бы качественной оценкой геотехнических свойств горных пород (устойчивость склонов, способность к набуханию, оползанию и др.).

Усиление генетического направления необходимо и для карт полезных ископаемых, что достигается составлением их на геологической основе, отражающей обстановки времени минерализации. Такая основа должна содержать и геологические объекты, имеющие прогностическое значение, что позволяет связывать возникновение полезных ископаемых со стадиями формирования вулканических построек и интрузивных массивов, эпохами складчатости, палеотектоническими и палеогеографическими обстановками и т.п.

Одно из перспективных направлений — выделение как самостоятельного объекта картографирования продуктивных (рудоформирующих) систем различного типа, ранга и возраста, т.е. систем рудоконтролирующих факторов, отражающих последовательную концентрацию полезных компонентов и имеющих различную прогнозную значимость. При этом месторождения, образующие единый генетический ряд и относящиеся к единой продуктивной системе (например, оловянные от грейзеновых до существенно сульфидных гидротермальных), будут изображаться как части такой системы. Для карт разных масштабов продуктивные системы будут соответствовать рудным районам, узлам или месторождениям.

Картографирование продуктивных систем предпола-

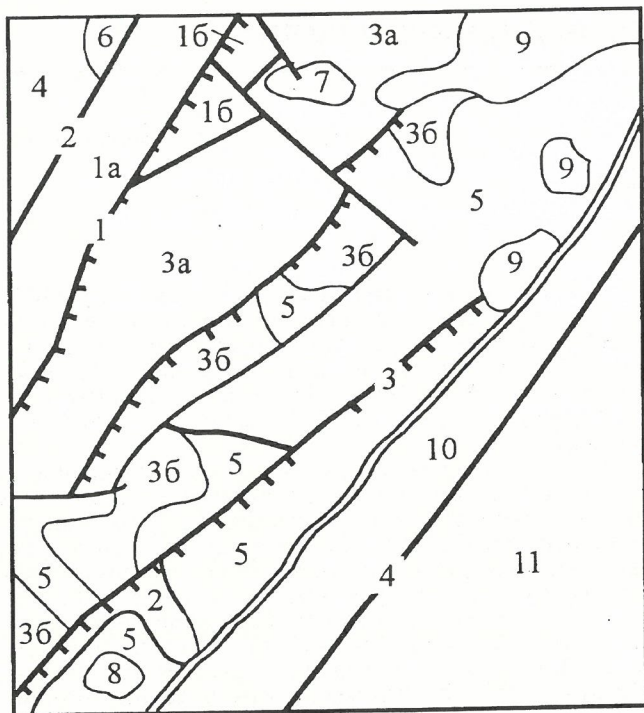


Рис. 1. Схема тектонического районирования (упрощено):

1 — границы тектонических зон; 2 — глубинные разломы (а — надвиги, б — сдвиги и сбросы); 3 — крупные разломы (сбросы); 4 — береговая линия; **Сихотэ-Алиньская область: структуры основания:** 1 — Центральная, 2 — Прибрежная, 3 — Восточная, 4 — Алчанская зоны; 1а — Центральная антиклинорная, 1б — Дальнинско-Кафенская, 3а — Арминская, 3б — Кемская подзоны; **орогенные структуры:** 5 — Приморская вулканогенная зона, в т.ч. вулканические структуры за ее пределами, кайнозойские рифтогенные впадины: 6 — Среднебикинская, 7 — Верхнебикинская, 8 — Зеруальнинская; 9 — покровы кайнозойских базальтов; 10 — зона континентального шельфа; 11 — **Япономорская область**

гаст разработку их классификации и приемов их картографирования. Определенные, хотя и недостаточные шаги в этом направлении уже сделаны [5, 6].

Один из аспектов совершенствования карт полезных ископаемых — обеспечение возможности их исследования, в первую очередь картометрического. Современные рекомендации [6 и др.] предусматривают отбор изображаемых объектов без четких правил отбора, что ограничивает возможность проведения картометрических исследований (например, пространственного распределения плотности проявлений минерализации).

Обязательным элементом карты должны быть схемы экономико-геологических условий освоения месторождений.

Изображение *глубинного геологического строения* относится к интерпретационной составляющей КГС. Основная проблема — показ трехмерного пространства и трехмерных геологических тел на двумерном картографическом материале. Для ее решения применяются некоторые приемы — карты изогипс и изопакит подразделений, разрезы, системы разрезов, расположенных в аксонометрических проекциях, блок-диаграммы и др. Однако в целом достаточно удовлетворительного решения пока не найдено. На данном этапе оптимальным представляется отображение глубинного строения на геолого-геофизических разрезах и специальных схемах.

Проблема *генерализации* была и остается одной из главных проблем картографирования, поскольку генерализация — основное содержание процесса составления карт [12, 15]. Значение этой проблемы в России сейчас особенно важно, поскольку новые издания Госгеолкарт-200 и -1000 в значительной степени результат генерализации более крупномасштабных КГС.

Основной подход к решению проблемы — разработка системы цензов (критериев) отбора изображаемых объектов, правил и приемов построения корректного генерализованного изображения. Следует различать цензы содержательной генерализации (отбор и обобщение объектов по научной и практической значимости) и пространственной генерализации (отбор объектов по размерам, в т.ч. с использованием картометрических показателей). Правила построения корректного изображения должны быть применимы и для автоматической генерализации. Разработка таких автоматизированных процедур — важная задача обеспечения компьютерного составления карт.

Отдельная часть проблемы генерализации — контроль ее качества. Как наиболее перспективные следует рассматривать [18] анализ точек тройного сочленения (индикаторов характера пространственно-временных отношений), экстремальных точек и сегментов

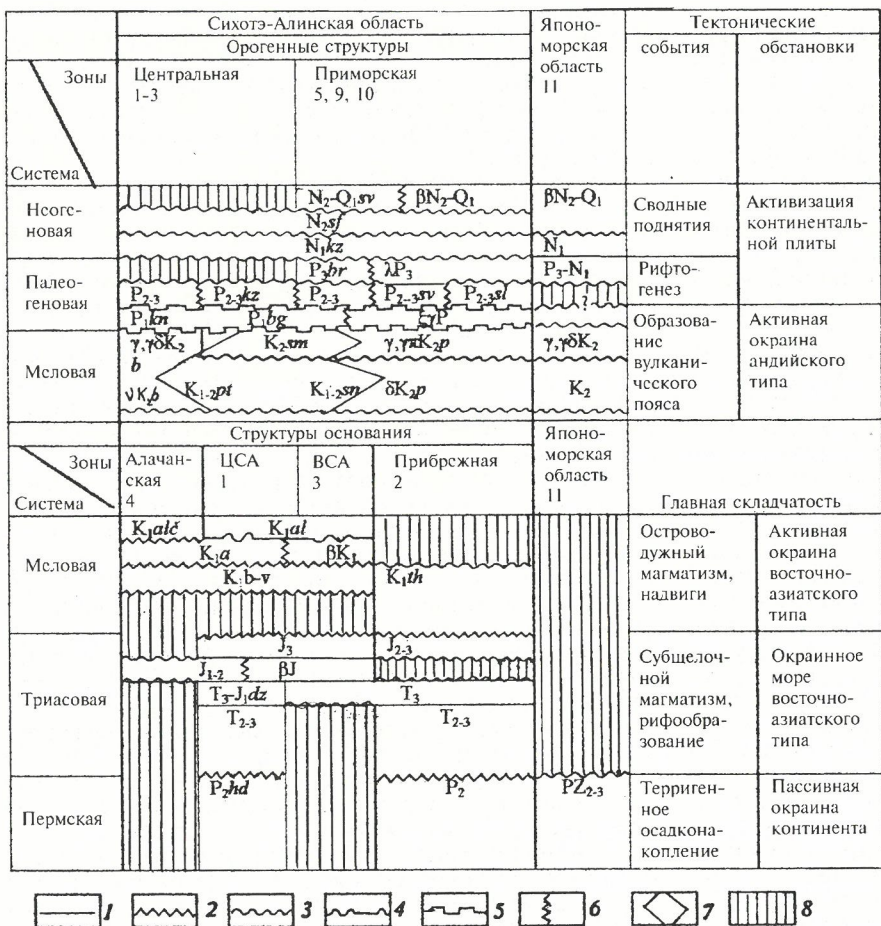


Рис. 2. Схема корреляции картографируемых подразделений и их тектоническая интерпретация:

1 — согласное залегание; 2 — несогласное залегание стратифицированных и рвущий контакт интрузивных образований; 3 — трансгрессивное залегание; 4 — локальное трансгрессивное залегание; 5 — залегание в грабнях; 6 — одновременные образования; 7 — комагматичные образования; 8 — образования неизвестны

тов границ, метод малых шевелений (заимствован из теории катастроф) и сохранение фрактальной размерности исходного и конечного изображений.

Учет *регионального контекста* (данных о геологическом строении всей области, в котором находится картографируемый район) становится все более важным условием создания современных КГС. Только учет этих данных позволяет осознанно проводить генерализацию и построение базовых карт (геологической, четвертичных образований, полезных ископаемых и т.п.) и карт-интерпретаций (тектонической, глубинного строения и др.). Учет регионального контекста включает и реконструкции (палеонастпастические, палеотектонические и т.п.).

Одно из средств учета регионального контекста — составление легенд серий Госгеолкарт. При этом весьма важно определить минимальный ранг подразделений легенды. Действующие инструкции [5, 6] предусматривают использование единиц локального распространения (подсвиты, пачки), что загромождает легенду серии подробностями, затрудняет ее составление и вызывает необходимость постоянного внесения в нее дополнений при картографировании конкретных площадей. Легенду серии следует рассматривать лишь как каркас легенды конкретного листа и ограничивать ее детальность для масштаба 1:200 000 — свита и эквивалентные подразделения, 1:1 000 000 — свиты или серии, а для некоторых обстановок — горизонт.

Решение проблемы *исследования КГС* включает разработку методов исследования для различных геологических обстановок и практических задач [1, 2]. Круг задач исследования карт весьма велик: от картометрического изучения изображения (следовательно и геологического строения) и структурного анализа карт (в частности, выделения регулярных составляющих геологического строения и отклонений от регулярности) до исследования семантики изображения и создания производных карт. Здесь необходимы теоретические и методические разработки с учетом возможностей ГИС-технологий.

Атласная картография — наиболее мощное средство комплексного геологического изучения территории и оценки условий ее освоения. Она создает и широкие возможности использования компьютерных технологий для исследования карт. Однако многие теоретические и практические вопросы, такие как состав атласов различного назначения, масштабов их карт (они могут быть разными), необходимого минимума общих элементов геологического строения на разных картах, единства картографического дизайна и др., в настоящее время недостаточно разработаны.

В связи с составлением атласов часто возникает необходимость создания новых видов карт. Сегодня *новые виды КГС*, как правило, связаны с отражением новых геологических концепций и практических задач. Анализ отечественного опыта показывает, что иногда новые виды КГС создаются без учета действительной потребности и не имеют достаточной теоретической основы, что снижает эффективность их использования. В связи с этим необходима разработка системы КГС, позволяющая прогнозировать новые виды карт и обобщенно их проектировать.

С внедрением компьютерных технологий на уровень теоретических выдвигаются проблемы, связанные с созданием *баз данных*, являющихся основой картографирования в ГИС-технологиях и создания электронных КГС.

Прикладные проблемы прежде всего обусловлены необходимостью повышения *социальной значимости КГС*. Эта проблема в последние 10—15 лет волнует геологические службы практически всех развитых стран [14]. Значение данной проблемы увеличивается в связи с тем, что только осознание обществом полезности и необходимости КГС для решения широкого круга практических задач обеспечит стабильное финансирование геологического картографирования. Для повышения социальной значимости КГС необходима специальная программа по просвещению общества средствами массовой информации, изданием популяр-

ных книг и брошюр, лекционными мероприятиями и выставками, введением специальных школьных программ и др.

Повышение социальной значимости КГС тесно связано с проблемой *повышения доступности КГС широкому кругу потребителей*. Проблема обусловлена тем, что КГС — высоконаучный продукт, насыщенный многообразной информацией, основанный на теоретических концепциях и использовании специфического картографического языка с большим количеством условностей. Из-за этого КГС трудны для понимания широкому, как правило, недостаточно квалифицированному потребителю. Одним из путей решения может быть подготовка на основе базовых КГС специализированных карт вплоть до карты, рассчитанной на решение только определенной практической задачи (например, карта устойчивости склонов, карта полей возможного распространения дорожного балласта и т.п.). Технология ГИС позволяет достаточно быстро и оперативно создавать такие карты.

Рассмотренную выше проблему невозможно решать без *маркетинга КГС, изучения круга и запросов потребителей и степени их удовлетворенности* современными КГС. Подобные исследования в России не проводились. Перечисленные задачи могут быть решены путем анкетирования потенциальных потребителей по специальным вопросам (как это делают государственные геологические службы Канады, Франции, США и др.).

Проблему *картографического дизайна* необходимо рассматривать как с точки зрения повышения информационной емкости КГС, так и повышения их доступности потребителю. Данная проблема сейчас особенно актуальна в связи с внедрением компьютерных технологий подготовки и издания КГС. Проблема картографического дизайна включает совершенствование систем условных обозначений, модификацию форм легенд и других элементов зарамочного оформления КГС. При этом совершенствование систем условных обозначений необходимо проводить постоянно с позиций повышения наглядности карт и отражения новых практических и научных сведений. Современные системы иногда неудовлетворительны с точки зрения их восприятия. Например, в рядах обозначений месторождений разного размера [6] соседние градации различаются по величине в 1,3—1,6 раза, тогда как для раздельного их восприятия необходимо различие не менее, чем в 1,7 раза (правило Фехера). Аналогичное положение существует в системах крапа, толщине линий и др. Отражение новых сведений (например, для месторождений полезных ископаемых состава вмещающих пород и жильных минералов) также делает необходимым усовершенствование систем знаков.

Весьма громоздка и современная система индексации, когда индекс превращается в аббревиатуру подписи к условному обозначению. Между тем роль индекса — соотнести данное поле карты с легендой. Поэтому следует решительно ограничить длину индекса 3—4 знаками, что облегчит создание карт, в т.ч. и при использовании компьютерных технологий.

Необходимость совершенствования формы легенд определяется тем, что традиционная легенда в виде вертикального столбца прямоугольников во многих случаях не позволяет наглядно отразить специфику геологического строения разных частей района. Следует отметить, что в зарубежной практике разнообразие легенд допускается даже на полистных изданиях геологических карт — известны легенды матричные, тектонизированные (построенные по отдельным структурам), зональные различных вариантов, легенды-стратиграфические колонки, легенда с разделением осадочных, вулканогенных, интрузивных и метаморфических образований и др. Иногда легенда одной карты представляет собой сочетание легенд разных типов для различных комплексов образований. Для отечественных КГС также следует рекомендовать использование разных типов легенд в соответствии со спецификой геологического строения района.

Повышение информационной емкости КГС и возможности их практического использования может быть достигнуто введением в зарамочное оформление дополнительных схем и карт.

Совершенствование организации геологического картографирования связано с возникновением в будущем региональных и глобальных сетей первичных и картографических БД. В перспективе сети БД и ГИС-технологии приведут к перестройке организации геологического картографирования. Доступность информации в сети БД сделает возможным: 1) составление специальных карт потребителем без обращения в геологическую службу, т.е. рассредоточение специального геологического картографирования конкретных площадей; 2) концентрацию составления стандартных (в частности, Госгеокарт) и мелкомасштабных специальных (тектонических, палеогеографических и др.) КГС в немногочисленных высококвалифицированных коллективах, обладающих мощной компьютерной техникой и привлекающих для составления специалистов из регионов. Соответственно основным направлением совершенствования организации картографирования следует считать создание подобных коллективов (центров регионального геологического картографирования). Вероятно, на всю территорию России потребуется 10–15 таких центров по наиболее крупным геологическим областям России.

В заключение следует отметить, что в настоящей статье рассмотрены лишь некоторые наиболее важные проблемы геологической картографии. Мы надеемся, что это позволит более ясно представить процессы, протекающие в геологической картографии и обычно не формулируемые в явном виде. Формулировка данных проблем и возможных путей их решения может быть толчком к постановке исследований по теории и практике геологической картографии и позволит хотя бы в какой-то степени избавиться от того преимущественно «нормативного» направления ее разработки, которое характерно для России в течение последних 100 лет. В то же время такие проблемы важны и для перевода картографических работ на компьютерные технологии. В процессе технологического перевооружения неизбежно возникнут проблемы учета требований технологии к содержанию и дизайну карт и методике их составления. При этом потребуются переосмыслить ряд положений картографии и картографических процессов. Так, заметно иначе будут решаться проблемы содержания и дизайна некоторых карт (в частности, полезных ископаемых), атласной картографии и др. По существу, речь

должна идти об иных формах представления информации (особенно содержащейся в БД).

Благодарим членов-корреспондентов РАН А.И. Жамойду и Л.И. Красного за ценные советы и консультации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Берлянт А.М. Картографический метод исследования. Изд. 2-е. — М.: Изд-во МГУ, 1986.
2. Бурдэ А.И. Картографический метод исследования при региональных геологических работах. — Л.: Недра, 1990.
3. Заблоцкий Е.М., Стрельников С.И. Пространственно-временные соотношения объектов картографирования и классификация карт // Картография на рубеже тысячелетий: Докл. I Всероссийской научной конференции по картографии (Москва, 7–10 октября 1997 г.). М., 1997. С. 116–119.
4. Забродин В.Ю., Оноприенко В.И., Соловьев В.А. Основы геологической картографии. — Новосибирск: Наука, 1986.
5. Инструкция по организации и производству геологосъемочных работ и составлению Государственной карты СССР масштаба 1:50 000 (1:25 000). — Л.: Мингео СССР, 1986.
6. Инструкция по составлению и подготовке к изданию листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000. — СПб, 1995.
7. Карпинский А.П. Опыт систематической унификации графических приемов в геологии. — М.—Л.: Изд. АН СССР, 1949.
8. Мерке Ф. Извлечение из карт функциональной информации // Картография. Вып. 2. М., 1983. С. 67–81.
9. Моррисон Дж. Л. Картография нового тысячелетия // Геодезия и картография. 1996. № 8. С. 45–49.
10. Моррисон Дж. Л. Функциональное определение картографии с акцентом на чтение карт // Картография. Вып. 2. М., 1983. С. 51–66.
11. Основы мелкомасштабного геологического картографирования. — СПб: ВСЕГЕИ, 1995.
12. Стрельников С.И., Тихомиров А.Г., Колесников В.И. Геологическая картография на 17 Международной картографической Конференции // Геодезия и картография. 1996. № 5. С. 50–54.
13. Burde A.I., Zablotsky E.M., Strelnikov S.I. Generalization principles in geological cartography // Proceedings of 18th Int. Cartographic Conf. 1997. Vol. 1. P. 239–246.
14. Proceedings of 1-st European Congress on regional geological cartography and information systems. Bolongny, 1994. Bolongny. 1996.
15. Proceedings of the 17th International Cartographical Conference. Barcelona, International Cartographic Association. 1995.
16. Sigmond E.M. Bedrock map of Norway and adjacent ocean areas (Berggrunskarte Norge med havomraeder). Scale 1:3 million. — Geol. Surv. of Norway. 1992.
17. Wheeler J.O., Hoffman P.F., Card K.D. et al. Geological map of Canada. Scale 1:5 000 000. Geol. Surv. of Canada, 1996. Map 1860A.
18. Zablotsky E.M., Strelnikov S.I. Semantic analysis and generalization procedure of geological maps — Proceedings of 17th Int. Cartographic Conf. 1995. Vol. 2. P. 2273–2278.

УДК 002:55

© Н.Е.Перский, 1999

Географические информационные системы — опыт применения в поисковой геологии

Н.Е. ПЕРСКИЙ (ИВПС КНЦ РАН)

В настоящее время для представления и анализа данных в науках о Земле широко применяются географические информационные системы (ГИС). Это обусловлено такими их свойствами, как доступность и наглядность представления информации об объекте, практически не ограниченное число информационных слоев (оверлеев), характеризующих объект и имеющих точную географическую «привязку», а также возможность представления и анализа нескольких оверлеев одновременно. В этой статье мы стремились показать, что ГИС-технологии вполне успешно могут применяться для решения задач, связанных с поиском полезных ископаемых, где необходимо проводить одновременный анализ нескольких оверлеев, например, геофизических съемок магнитного поля в нескольких частотных диапазонах, геологической карты четвертичных отложений, карты точек отбора проб и других тематических слоев. Очевидно, что провести такой анализ всех оверлеев на бумажных картах довольно сложно, поэтому при проведении поисков месторождений никеля на

Кольском полуострове нами были использованы ГИС-технологии как средства представления и анализа данных.

Задача. Лабораторией гидрогеологии нашего института в 1995–1996 гг. было отобрано около 1000 проб воды в различных точках поисковой зоны, имеющей площадь около 1000 км², в каждой пробе была определена концентрация по 72 химическим элементам. Кроме того, были получены карты геомагнитной съемки района поисков на трех частотах — 256, 1024, 4096 Гц и на постоянном магнитном поле, выполненных специалистами из Санкт-Петербурга. Очевидно, что справиться с обработкой таких больших и разнотипных массивов информации «вручную» и сделать сколько-нибудь надежные выводы о наличии или отсутствии месторождения в некоторой области зоны поисков не представляется возможным. Поэтому для решения поставленной задачи нами был создан ГИС-проект на поисковую область.

Аппаратные средства и программное обеспечение. В качестве

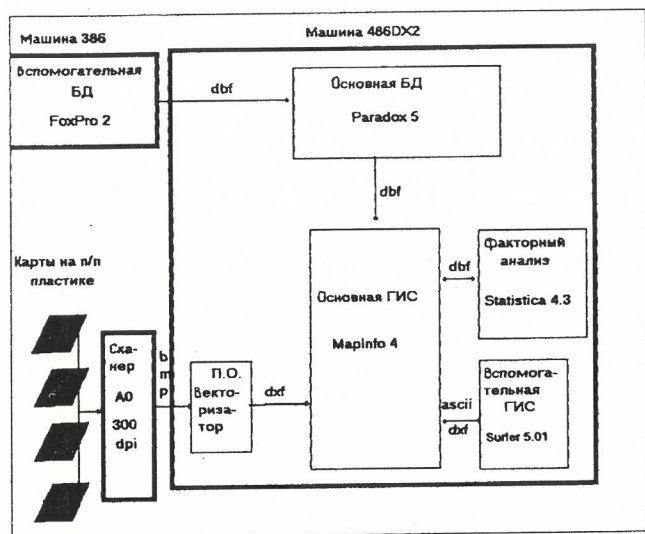


Рис. 1. Схема информационных потоков в ГИС и форматы данных

ГИС-оболочки был выбран MapInfo-4 как один из наиболее распространенных. Кроме того, в качестве вспомогательной ГИС использовался пакет Surfer-5.01, который применялся для построения изолиний, уточнения местоположения предполагаемых месторождений. Основным статистическим пакетом для проведения факторного анализа являлся Statistica-

1. Факторы, рассчитанные для двух месторождений

Элемент	A-1	A-2	O-1	O-2	Элемент	A-1	A-2	O-1	O-2
Ni	0,87	0,05	0,64	0,28	Zr	0,20	0,57	0,06	0,38
Co	0,91	0,03	0,89	0,13	Nb	-0,19	0,39	-0,07	0,43
Cu	0,96	0,04	0,92	0,08	Mo	-0,22	0,37	0,03	0,55
Li	0,70	0,19	0,76	0,49	Ag	-0,11	0,51	0,01	0,60
Be	0,57	0,32	0,95	-0,03	Cd	0,68	0,10	0,80	0,34
B	0,30	0,20	-0,10	0,64	Sn	0,02	0,10	0,03	0,54
Na	0,12	0,82	0,45	0,59	Sb	-0,15	-0,10	-0,12	-0,31
Mg	0,42	0,36	0,32	0,70	I	-0,05	0,55	0,30	0,69
Al	0,95	0,04	0,79	0,13	Cs	0,37	0,00	-0,14	0,29
Si	0,33	0,43	0,50	0,67	Ba	-0,23	0,68	-0,02	0,66
P	0,44	0,66	0,15	0,46	La	0,97	-0,04	0,88	0,28
S	0,74	0,52	0,33	0,66	Ce	0,97	-0,05	0,95	0,01
K	0,87	0,36	0,24	0,73	Pr	0,96	-0,05	0,95	0,06
Ca	0,61	0,71	0,24	0,70	Nd	0,96	0,05	0,95	0,05
Sc	0,54	0,66	0,54	0,65	Sm	0,96	-0,06	0,95	0,02
Ti	0,15	0,44	0,07	0,37	Eu	0,94	-0,06	0,95	0,02
Cr	0,22	0,67	0,09	0,39	Gd	0,96	-0,06	0,95	0,03
V	-0,04	0,06	-0,08	0,35	Dy	0,95	-0,07	0,95	0,00
Fe	0,02	0,84	0,16	0,65	Ho	0,94	-0,06	0,95	0,00
Mn	0,47	0,56	0,31	0,61	Yb	0,94	-0,08	0,95	-0,02
Zn	0,04	-0,17	0,16	-0,01	W	0,02	0,62	0,42	0,24
Ga	0,67	0,61	0,60	0,66	Pt	-0,08	0,18	-0,01	0,13
Ge	0,59	0,38	0,93	0,16	Au	-0,12	0,06	0,05	0,01
Se	0,88	-0,02	-0,13	-0,03	Hg	0,32	0,46	0,27	0,51
Br	-0,18	0,45	0,37	0,43	Tl	0,84	-0,09	0,27	0,62
Sr	0,67	0,55	0,38	0,80	Pb	0,02	0,73	0,04	0,27
Rb	0,90	0,06	-0,10	0,46	Th	0,12	0,69	-0,13	0,51
Y	0,97	-0,04	0,95	0,07	U	-0,06	0,28	0,80	0,42

Примечание: A-1 и A-2 — первый и второй факторы для месторождения №1, O-1 и O-2 — то же, для месторождения №2.

2. Корреляционная матрица сравнений факторов

Фактор	A-1	A-2	O-1	O-2
A-1	1,00	-0,50	0,69	-0,30
A-2	-0,50	1,00	-0,39	0,70
O-1	0,69	-0,39	1,00	-0,41
O-2	-0,30	0,70	-0,41	1,00

Примечание: A-1 и A-2 — для месторождения №1, O-1 и O-2 — для месторождения №2.

4.3. Все упомянутые пакеты находились на компьютере 486DX2/66 МГц с оперативной памятью 12 Мб. Основная база данных (БД) по характеристикам отобранных проб состоит из 1000 записей, имеющих 72 поля плюс номер точки и поля географических координат. Для БД была выбрана система управления базами данных (СУБД) Paradox-5.0. Кроме того, на другой машине в СУБД FoxPro LAN-2.0 была сформирована вспомогательная БД полностью идентичной структуры. На ней лаборанты набирали данные в БД, которые затем пополняли основную БД. Это позволило разгрузить основную машину от длительной, рутинной работы. Схема информационных потоков и форматы данных приведены на рис. 1.

Карты масштаба 1:100 000 копировались на полупрозрачный пластик, и результирующая карта на весь район получилась размером 1×2 м. Пластик пропусклся через протяжной сканер формата A0 (разрешение 300dpi (точек на дюйм)), а затем полученные картинки векторизовались программой собственной разработки — П.О. векторизатор. Выходной формат этого программного обеспечения — dxf. Таким образом были изготовлены следующие оверлеи: гидрографическая сеть; дороги; геологическая карта четвертичных отложений; геологическая карта ультраосновных тел-интрузий; геофизические карты магнитной съемки; карта, определяющая местоположение точек отбора водных проб. База данных была импортирована в MapInfo и «привязана» к оверлею точек отбора проб методом геокодирования.

Методика обработки данных имела цель выявление в зоне поисков областей, перспективных для проведения детальных съемок по поиску никелевых месторождений. Анализ данных проводился методами разведочного факторного анализа (Дж.-О.Ким, Ч.У.Мюллер, У.Р.Клекка и др., 1989), т.к. этот

статистический метод позволяет путем расчета и анализа структуры факторных нагрузок выделить фактор (скрытую гипотезу), свидетельствующий о наличии в исследуемой области месторождения никеля. Методика отработывалась на двух областях, включающих уже известные месторождения никеля и находящихся не более, чем в 10 км друг от друга. В каждой области было отобрано по 20—30 водных проб, проведен расчет двух факторов (метод главных факторов) по методу минимизации общностей матрицы множественной корреляции, затем факторы вращались методом «Varimax normalized». Полученные таким образом для каждого месторождения факторы (табл. 1) сравнивались путем вычисления коэффициентов корреляции Пирсона (табл. 2). В первый

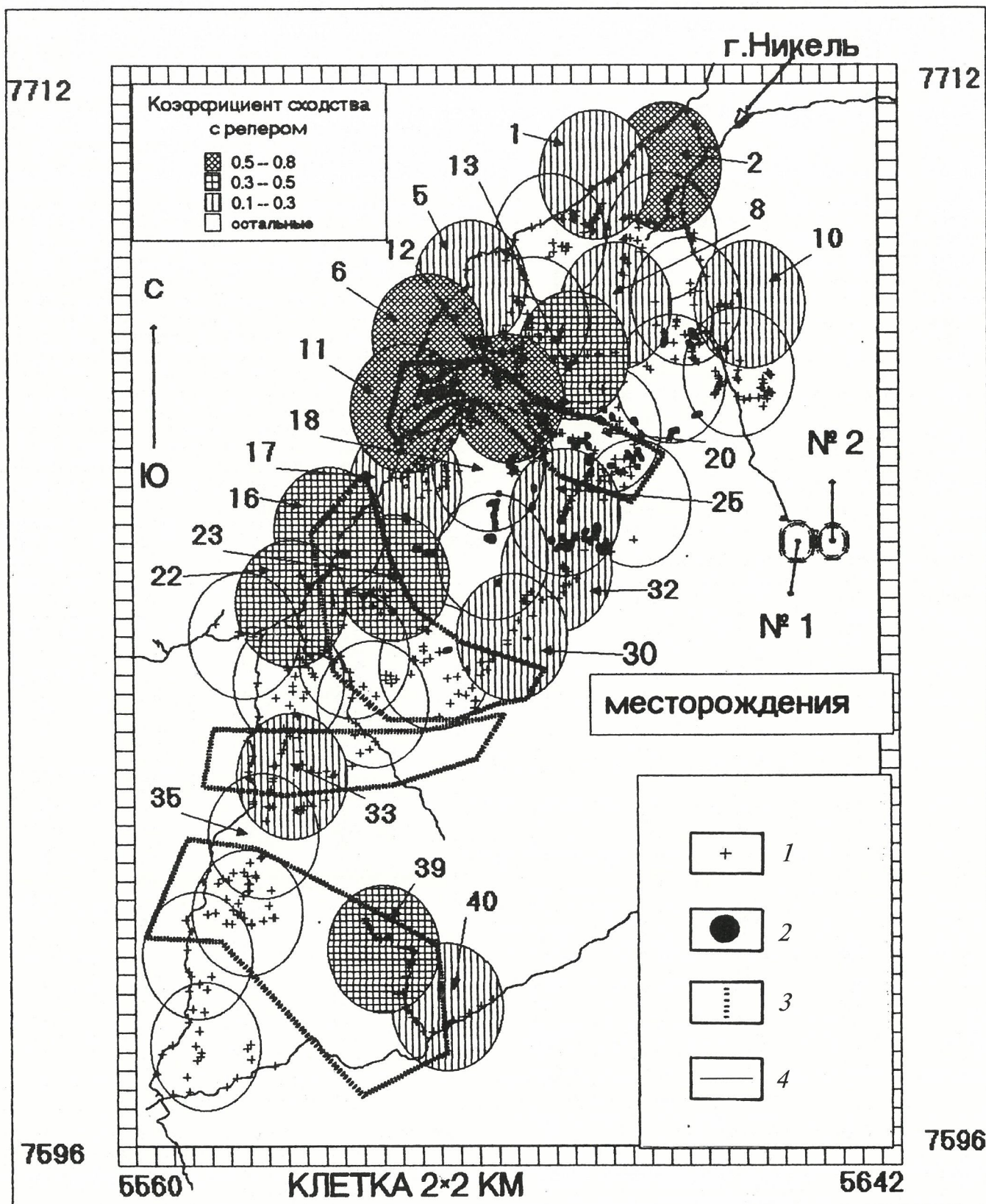


Рис. 2. Карта поисковой зоны:

1 — точки отбора проб; 2 — интрузии; 3 — геомагнитные аномалии; 4 — дороги; цифры на рисунке — области с коэффициентом более 0

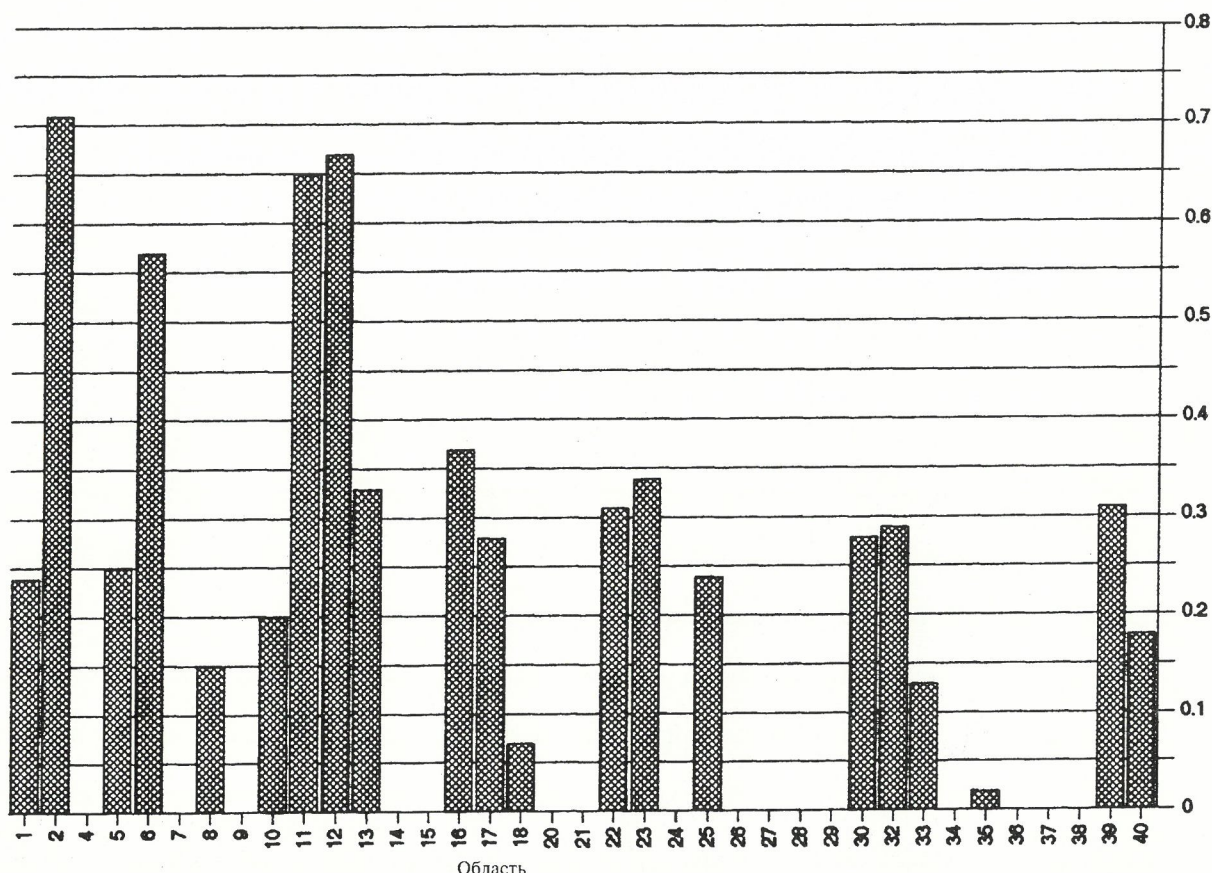


Рис. 3. Номограмма коэффициентов сходства с репером выделенных областей:

показаны коэффициенты более 0

фактор вкладывается смысл наличия или отсутствия в выделенной области рудного тела, а второй связывается с химическим составом пород, по которым перемещаются подземные воды. Для обработки были отобраны 56 элементов, имеющих не нулевую дисперсию в выделенных областях. Анализ структуры первого фактора (см. табл. 1) показывает, что индикатором наличия рудного тела служат большие (более 0,6) факторные нагрузки на Ni, Co, Cu и лантаноиды. Факторы A-1, O-1 и A-2, O-2 хорошо коррелируют между собой (коэффициент 0,7), что свидетельствует о высокой степени сходства этих двух областей как по наличию рудных тел, так и по вмещающим породам, а также в обеих областях имеются интрузии. Кроме того, геофизическая съемка показывает наличие магнитной аномалии в этом районе, т.е. имеют место минимум магнитной индукции в постоянном поле и заметный скин-эффект в переменном поле. Описанный выше метод оценки степени сходства месторождений на тестовых (в дальнейшем — реперных) объектах показал неплохие результаты, и в дальнейшем мы будем пользоваться этим методом для оценки степени сходства репера и выделенных областей в поисковой зоне. Далее, на поисковой карте необходимо найти область, включающую такие точки, для которых факторное решение будет очень близким к реперу. Максимальный коэффициент сходства факторных решений не превышает 1. Если находится область с высоким (более 0,6) коэффициентом, то для дальнейшего анализа привлекаются геологический и геофизический слои карты этой области. И только после такого комплексного анализа можно принять решение о том, что эта область может содержать месторождение и, следовательно, быть перспективной для проведения детальных работ.

Результаты и обсуждение. Основная задача — выделение областей в зоне поисков, имеющих высокий коэффициент сходства с репером. Проблема заключается в том, что размер выделяемой области не должен существенно отличаться от такового реперной области (10 км), хотя пространство поисков

составляет 50×200 км. С другой стороны, для получения адекватного статистического расчета факторов и последующего их сравнения число точек в выделяемой области должно примерно соответствовать таковому в реперной области — 20—30. Из этого следует, что без ГИС-технологий, «вручную» такую поисковую задачу решить чрезвычайно сложно.

Было опробовано множество разбиений территории поиска на области, наилучшие результаты дал метод перекрывающихся колец (рис. 2). Всего было образовано 40 колец, по каждому из которых при помощи опции MapInfo «выбор в замкнутой области» осуществлялись графический запрос к БД и выбор из нее точек, попадающих в кольцо. Проведение такой операции, даже имея БД в Paradox последней версии, невозможно, т.к. в запросе к БД необходимо решить уравнение относительно координат x , y типа $(x-a)^2 + (y-b)^2 = r^2$, а запрос в этой СУБД не поддерживает операцию извлечения квадратного корня. В тоже время, в ГИС такая операция выполняется лишь проведением графического запроса. Итак, было образовано 40 файлов, экспортированных из ГИС в dbf формате с последующим импортом в статистический пакет. Здесь проводился факторный анализ, и был получен файл коэффициентов сходства с репером для каждой области. Этот файл коэффициентов был передан в ГИС посредством dbf формата, и каждый кружок был раскрашен средствами MapInfo в соответствии со своим коэффициентом (см. рис. 2), а также построена гистограмма (рис. 3). Наивысшие коэффициенты имеют области 2, 6, 11, 12. Однако при наложении на поисковую зону оверлея зон геофизических аномалий видно, что примыкающие области 6, 11, 12 попадают, а область 2 не попадает в эти зоны. Высокий коэффициент области 2, вероятно, обусловлен тем, что здесь известны мелкокомасштабные проявления никеля и, видимо, поэтому большой коэффициент имеет второй фактор, который мы интерпретируем как порообразующий, а не характеризующий наличие месторождения. Все это, а также отсутствие магнитных аномалий приводит к тому, что мы должны исключить эту

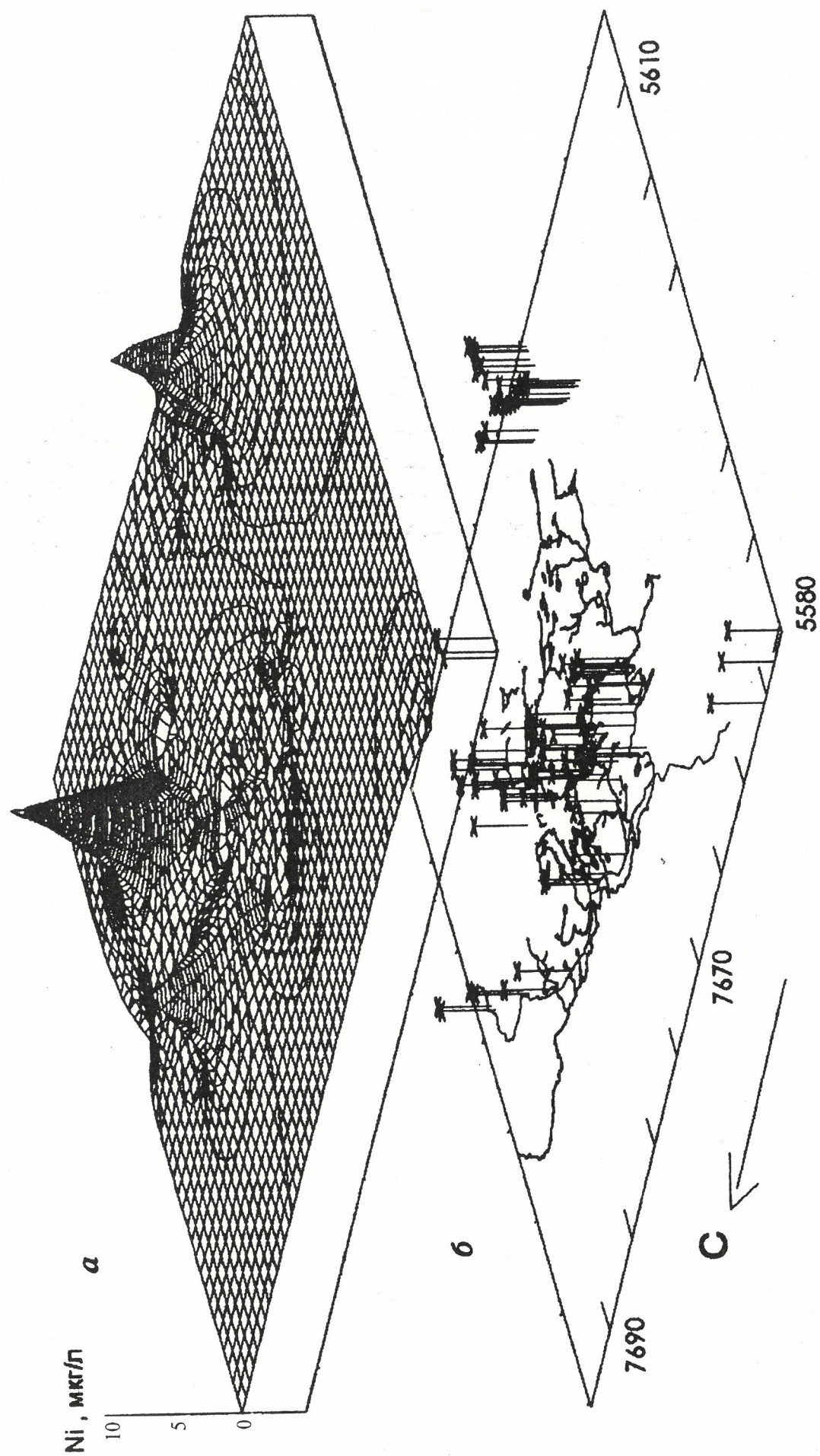


Рис. 4. Изолинии никеля в областях 11, 12 (а), карта этих же областей (б):
 оверлеи: реки, дороги, точки отбора проб (+)

область из дальнейшего рассмотрения. Совместный анализ карт геофизических аномалий, интрузий и расположения точек отбора проб показывает, что максимальные коэффициенты сходства с репером по первому фактору имеют те области, где точки опробования находятся вблизи или в зоне магнитных аномалий, и те, что содержат интрузии. Этим критерием удовлетворяет кроме упомянутых 6, 11, 12 область 20. Однако ее коэффициент по первому фактору близок к нулю. Вероятно, это связано с тем, что сюда попало много точек, нехарактерных для этой области. Поэтому при объединении точек областей 6, 11, 12 и 20 в единую область, в области 20 мы выбрали только точки, находящиеся в области магнитной аномалии. Статистическая обработка такой объединенной области показала высокий (0,67) коэффициент сходства с репером по первому фактору. Выделение таких же больших областей по другим магнитным аномалиям привело к коэффициентам сходства менее 0,4, что позволяет снять их рассмотрение в качестве перспективных на продолжение работ. В дальнейшем мы сделали графический запрос к БД и оверлея рек и дорог по областям 11, 12, который был передан в Surfer посредством форматов *ascii* и *dxg*, где построены изолинии по никелю (методом радиальных базисных функций) (рис. 4). Этот рисунок служит скорее демонстрацией возможностей ГИС-технологий, а не способом уточнения местоположения рудного тела, т.к. при таком неравномерном расположении точек отбора проб получить уточнение местоположения рудного тела невозможно и для решения этого вопроса необходимо провести детальную съемку.

Применение ГИС-технологий в поисковых задачах, подробно рассмотренной выше, оказывается эффективным, т.к. ГИС исходно ориентированы на оперирование информационными слоями, имеющими совершенно различную структуру. В данном примере это точечные объекты оверлея точек отбора проб и площадные объекты колец или геофизического оверлея. Кроме того, возможность осуществления графического запроса к БД делает ГИС-технологии гибким и мощным инструментом в решении задач поисковой геологии. Настоящая работа также показала, что задача успешно решается, если ГИС может обмениваться данными с другими (например, статистическими) приложениями, т.е. является открытой системой.

И в заключение несколько слов о проблеме выбора химических элементов для проведения факторного анализа. Если из анализа исключить элементы, непосредственно не являющиеся спутниками Ni, например Li, Be, Vg и др., то это приведет к увеличению коэффициента сходства с репером. Поэтому мы отработали самый неблагоприятный вариант, включив в обработку все (56) элементы, имеющие не нулевую дисперсию в выделенных областях. И несмотря на это, результат получился вполне удовлетворительным: области, имеющие коэффициент более 0,6, оказались перспективными и по геологическим признакам — наличие интрузий, и по геофизическим — наличие магнитных аномалий.

Геологическое картирование

УДК 553.078:528.8(202)

© В.С.Антипов, 1999

Оценка рудоносности территорий по космоспектральным данным и гидрохимическим аномалиям

В.С.АНТИПОВ (ВНИИКАМ)

Для минерагенических таксонов, вмещающих крупные и уникальные месторождения, характерна аномальность геологического пространства, проявляющаяся, в частности, в данных дистанционного зондирования Земли из космоса [13]. Наиболее важными факторами, определяющими суперконцентрации металлов в литосфере, являются телескопирование, длительность и многоэтапность формирования оруденения [12], что способствует формированию геохимически специализированных структурно-вещественных блоков. На этой основе и опираясь на известную [10] зависимость максимальных и минимальных запасов промышленных месторождений различных металлов от кларка земной коры, можно быстро и недорого оценить невыявленный металлогенический потенциал недр России и зарубежных регионов. Эта возможность реализуется на базе анализа данных современных многоспектральных космических съемок, сопровождающегося подспутниковой заверкой выявляемых космоспектральных аномалий, обусловленных современными геодинамическими процессами.

Методологически такие работы отличаются тем, что они опираются на выявление и исследование геодинамических аномалий, суть которых можно объяснить следующим образом. По данным дистанционного зондирования, геохимических, геофизических и других методов выделяются два основных класса аномалий, обусловленных геологическими явлениями: 1) *геостатические* — от геологических структурных и вещественных объектов. Выявлением и использованием этого класса аномалий традиционно занимаются геологи, геофизики, геохимики и другие исследователи; 2) *геодинамические* — вызванные естественными глубинными геологическими процессами, которые активны до настоящего времени. Целевая локализация и анализ аномалий второго класса при геологических исследованиях минерагенического направления не являются обще-принятыми процедурами.

Геохимические геодинамические аномалии создаются современными активными глубинными процессами (дегазацией недр, движением вод, перемещением ионных и молекулярных ассоциатов) и представлены аномальными геохимическими концентрациями, являющимися продуктами этих процессов. Прикладное использование таких аномалий реализовано [4] при прогнозировании медно-никелевых месторождений.

Геофизические геодинамические аномалии вызываются протекающими (в момент регистрации) в недрах физическими и физико-химическими процессами. Примеры выявления такого рода аномалий получены при исследовании регионального естественного электрического поля [5].

К дистанционным геодинамическим аномалиям относятся тепловые аномалии, вызванные современными глубинными процессами теплопереноса и фиксируемые методами дистанционного зондирования. К ним относятся и другие аномалии спектральной яркости (космоспектральные аномалии — КСА) — те, которые связаны с современными глубинными геологическими процессами, обуславливающими микроклимат локальных участков Земли, геохимический стресс растительности от влияния на почвы процессов, формирующих гидрохимические геодинамические аномалии [3].

Структурами полихронной и современной активизации, которыми фиксируются геодинамическими аномалиями, в т. ч. КСА геодинамической природы, контролируется размещение специализированных структурно-вещественных блоков (ССВБ), вмещающих крупнейшие рудные объекты в ранге от рудных областей и районов до рудных узлов, полей и месторождений [1]. Имеются свидетельства о контроле геодинамическими аномалиями крупнейших урановорудных объектов России и Украины — Стрельцовского и Кировоградского полей ураноносности; крупнейших на Северо-Западе России

Онежского уран-ванадиевого района, медно-никелевых рудных полей Печенгского рудного района, Золотицкого алмазоносного поля в Архангельской области, а также районов локализации крупного Костомукшинского месторождения железа и Бураковской расслоенной интрузии с месторождениями титана и хромитов; в Сибири — алмазоносных полей Малоботубинского района, золоторудного месторождения Сухой Лог; крупнейших оловорудных полей Востока России в Кавалеровском (Приморье) и Пыркайском (Чукотка) районах оловоносности и др.

В современных условиях дефицита финансовых ресурсов наиболее экономически оправдано обнаружение ССВБ на основе использования КСА. Результаты фиксации геохимических аномалий, контролирующих размещение Печенгского рудного узла и Золотицкого алмазоносного поля, приведены на рис. 1.

Важная задача — быстрая и недорогая оценка металлогенического потенциала (МП) территорий локализации обнаруживаемых ССВБ, которая может проводиться на основе определения уровня их геохимической специализации, в оптимальном варианте — по данным подспутниковой гидрохимической съемки.

Общей закономерностью, которая используется при оценке МП ССВБ, выступает приведенная Л.Н.Овчинниковым [10] зависимость между кларками металлов и запасами месторождений этих металлов. Практика геологоразведочных работ показала, что в районах, характеризующихся кларковыми или менее, чем кларковыми концентрациями определенного металла*, как правило, нет средних и более крупных его месторождений. На таких территориях встречаются малые месторождения и рудопроявления данного металла. Там же, где установлены более значительные месторождения (средние и крупные), отмечается существенная геохимическая специализация территории локализации рудного района. Поэтому указанная [10] закономерность модифицирована с учетом возрастания кларка концентрации (КК) рудообразующих металлов в высокопродуктивных рудных районах для каждого металла в отдельности (рис. 2). Здесь в качестве исходных точек использованы максимальные запасы малых месторождений и кларки соответствующих металлов, а при возрастании запасов месторождений тех же металлов значения геохимических характеристик (местных кларков) приняты в соответствии с известной [10] зависимостью равных значений индексов аккумуляции, установленной для малых (средних, крупных) месторождений разных металлов (см. рис. 2). В дальнейшем такие зависимости могут уточняться, но при оценках МП в основном применимы в предложенном виде.

С использованием графиков (см. рис. 2) составлена табл. 1 для КК, которыми должны характеризоваться рудные районы с месторождениями разной величины. В реальности определение КК требует существенных затрат, поэтому вместо них используются коэффициенты геохимической специализации (КГС) сопоставимые с кларками как отношение средних (средневзвешенных) концентраций химических элементов характеризующей территории по данным лито- или гидрохимических съемок к соответствующему кларку этих элементов. После определения КГС (при наличии весомых геологических предпосылок рудоносности) можно, используя табл. 1 и рис. 2, оценить вероятные запасы наибольшего месторождения рудного района. Поскольку в крупнейших месторождениях в среднем сосредоточено порядка 50% запасов руд, удваивая запасы наибольшего месторождения, оценивается МП рудного района в целом.

При отсутствии сведений о границах рудных районов за предельную площадь одного рудного района принимается $10\,000\text{ км}^2$, и если геохимически специализированная территория превосходит такую площадь, то можно предположить, что имеет место сопряжение рудных районов. В определении данной площади играет роль и то, что в хорошо изученных рудных провинциях размеры рудных районов, как правило,

не превышают $10\,000\text{ км}^2$, и то, что, по данным А.П.Соловова, одно крупное месторождение в хорошо изученных металлогенических провинциях приходится в среднем на $10\,000\text{ км}^2$.

Фактическим материалом для апробации изложенных теоретических зависимостей и положений послужили данные геохимического опробования горизонта С севера Фенноскандии, представленные в геохимическом атласе [16], а результаты апробации сведены в табл. 2, где также помещены результаты анализа гидрохимических исследований некоторых рудных районов России. Сведения табл. 2 не противоречат имеющимся фактическим данным о рудоносности территорий и свидетельствуют о перспективности обнаружения новых, в т. ч. крупных месторождений в ряде районов.

Сопоставление стоимости различных методов геохимических работ показывает, что в качестве геохимических исследований, использующихся для оценки МП ССВБ, предпочтительна специальная подспутниковая гидрохимическая съемка с прецизионным определением концентраций благородных, редких, цветных и черных металлов методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой. Такая съемка проводится по редкой сети пунктов опробования. Эти пункты выбираются с учетом результатов обработки и дешифрирования космических снимков. Предпочтительность определяется следующими факторами: 1) невысокая стоимость на единицу площади (многократно меньше других видов геохимических работ); 2) получение интегральной информации по характеристике больших по размерам площадей от одного пункта наблюдения, что недоступно в таких масштабах для других видов геохимических съемок; 3) вовлеченность в интегральную геохимическую характеристику сведений об усредненных данных по типам горных пород с учетом их пространственности, а также вторичных и первичных ореолов рассеяния рудных объектов, что в совокупности дает информацию о средней металлоносности территории водосборной площади; 4) получение глубинной геохимической информации о территории в связи с влиянием на получаемую геохимическую характеристику подземных вод; 5) высокая чувствительность метода определения концентраций металлов; 6) оптимальность выбора пунктов отбора проб при использовании для этой цели данных космоструктурного и космоспектрального анализов материалов дистанционного зондирования.

В качестве коэффициента геохимической специализации при гидрохимических исследованиях ССВБ используется кратность конкретных концентраций металлов к концентрациям их в среднем мировом стоке, что возможно в связи с применением методики учета агрессивности вод.

В табл. 2 представлены три объекта на территории России, оцененные с использованием данных гидрохимии.

1. Анализ гидрохимических данных [8] по Яуринскому региону (Дальний Восток России) с рассматриваемых в этой статье позиций показывает бесперспективность указанной территории на обнаружение крупных месторождений урана, что доказано неоднократным, но бесполезным возвращением к поискам здесь урана с применением бурения до глубины 1 км.

2. По Печенгскому региону (северо-запад Кольского полуострова) гидрохимические данные [4, 11] подтвердили наличие весьма крупного никеленоносного рудного объекта и указали на возможность обнаружения здесь новых крупных месторождений платины, золота, вольфрама и редких земель (ТР) [15]. Следует отметить также, что возможность обнаружения золоторудных месторождений в пределах Печенгской структуры на основании анализа данных дистанционного зондирования была высказана ранее И.К.Рундквист [14].

3. Анализ данных по Приладожскому региону показывает, что в пределах этой территории можно обнаружить месторождения, суммарная стоимость запасов металлов которых составляет многие десятки миллиардов долларов США.

Полученные сведения о вероятных запасах наиболее крупных месторождений региона можно использовать и для подсчета МП соответствующей рудной провинции по методике, в которой определяются вероятные запасы по зависимости общих запасов рудной провинции от запасов наибольшего месторождения [6, 7].

В заключение следует отметить, что космогеологическая раз-

* Здесь и далее имеются в виду не средние концентрации, характерные для отдельных типов горных пород и их комплексов, а средние (в оптимальном варианте средневзвешенные) значения металлоносности геологических образований рудного (потенциально рудного) района в целом. Площади рудных районов обычно составляют 1–10 тыс. км², глубина — многие километры.



Рис. 1. Геодинамическая аномалия Печенгского медно-никелевого узла (I) и Золотитского алмазоносного поля (II);

a — аномалии, установленные при специальных гидрогеохимических исследованиях, *б* — то же, путем выявления межканальных аномалий спектральной яркости по данным многоспектральных космических съемок; 1 — пункты отбора геохимических проб; 2 — аномалии SO_4^{2-} , обусловленные гипергенным разрушением сульфидов и подтоком глубинных вод; 3 — аномалии Na^+ , связанные с восходящим потоком глубинных вод; 4 — внешний контур гидродинамической аномалии, охватывающей территорию с признаками гидродинамической активности (с аномалиями SO_4^{2-}); 5 — контур, охватывающий наиболее гидродинамически аномальную территорию (с аномалиями Na^+); 6 — контур территории локализации известных промышленных месторождений; 7 — межканальные аномалии спектральной яркости (космоспектральные аномалии); 8 — контур геоблока со сближенными космоспектральными аномалиями (на исходных материалах космической съемки блок не выделяется); 9 — изолинии комплексного показателя гидрохимической аномальности (формализованное представление в единицах стандарта над фоном), которая обусловлена современными геодинамическими процессами, вызывающими подъем к поверхности глубинных вод; кимберлитовые трубки; 10 — алмазоносные, 11 — не алмазоносные

2. Оценка металлогенического потенциала рудоносных территорий севера Фенноскандии и некоторых рудоперспективных территорий России

Полезные ископаемые	Геохимически аномальный регион (район)	Характеристики геохимически специализированной территории		Суммарные запасы известных месторождений, т	Вероятные запасы крупнейших месторождений: в рудных районах (числитель) и регионе в целом (знаменатель)	Металлогенический потенциал региона (района)
		Площадь, км ² (числитель) и число рудных районов (знаменатель)	Коэффициент геохимической специализации			
Хромит	Koitelainen	4000/1	≈3	>6·10 ⁵	>30·10 ⁵ / ^{>30} ·10 ⁵	>60·10 ⁵
Свинец	Laisvall	30000/3	≈2,5	>2·10 ⁵	>2,5·10 ⁵ / ^{>7,5} ·10 ⁵	>15·10 ⁵
Цинк	Laisvall	30000/3	≈1	>2·10 ⁵	>2·10 ⁵ / ^{>6} ·10 ⁵	>12·10 ⁵
Железо	Kiruna	30000/3	≈1,5	>2·10 ⁸	>1,5·10 ⁸ / ^{>4,5} ·10 ⁸	>9·10 ⁸
Вольфрам	Stor Allebuouda	10000/1	≈3	>1,5·10 ⁴	>3·10 ⁴ / ^{>3} ·10 ⁴	>6·10 ⁴
Уран	Pleutajokk	1000/1	≈2	>1·10 ³	>6·10 ³ / ^{>6} ·10 ³	>12·10 ³
Уран	Kesankitunturi	10000/1	≈1	>1·10 ³	>3·10 ³ / ^{>3} ·10 ³	>6·10 ³
Золото	Bidjovagge	7000/1	≈2,5	≈25	>40/ ^{>40}	>80
Золото	Karasjok	4000/1	≈2,5	<3	>40/ ^{>40}	>80
Сурьма	Jokkmokk	20000/2	≈2	—	>2·10 ⁴ / ^{>4} ·10 ⁴	>8·10 ⁴
Никель	Печенгский	2000/1	≈10	>2·10 ⁶	>1·10 ⁶ / ^{>1} ·10 ⁶	>2·10 ⁶
Медь	Печенгский	2000/1	≈3	>7·10 ⁵	>7·10 ⁵ / ^{>7} ·10 ⁵	>14·10 ³
Платина	Печенгский	2000/1	≈5	—	>5/ ^{>5}	>10
Золото	Печенгский	2000/1	≈10	—	>150/ ^{>150}	>300
Редкие земли	Печенгский	2000/1	≈5	—	>1·10 ⁴ / ^{>1} ·10 ⁴	>2·10 ⁴
Вольфрам	Печенгский	2000/1	≈10	—	>1·10 ⁵ / ^{>1} ·10 ⁵	>2·10 ⁵
Золото	Приладожский	3000/1	≈10	—	>150/ ^{>150}	>300
Цинк	Приладожский	3000/1	≈20	<2·10 ³	>4·10 ⁶ / ^{>4} ·10 ⁶	>8·10 ⁶
Бериллий	Приладожский	3000/1	≈20	<2·10 ³	>4·10 ⁴ / ^{>4} ·10 ⁴	>8·10 ⁴
Хромит	Приладожский	3000/1	≈6	—	>6·10 ⁶ / ^{>6} ·10 ⁶	>12·10 ⁶
Литий	Приладожский	1000/1	≈7	—	>3,5·10 ⁵ / ^{>3,5} ·10 ⁵	>7·10 ⁵
Платина	Приладожский	4000/1	≈10	—	>10/ ^{>10}	>20
Вольфрам	Приладожский	3000/1	≈5	—	>5·10 ⁴ / ^{>5} ·10 ⁴	>10·10 ⁴
Редкие земли	Приладожский	3000/1	≈30	—	>3·10 ⁴ / ^{>3} ·10 ⁴	>6·10 ⁴
Олово	Приладожский	2000/1	≈4	≈1,5·10 ⁴	>2·10 ⁴ / ^{>2} ·10 ⁴	>46·10 ⁴
Уран	Яуринский	1000/1	≈0,5	<3·10 ³	>3·10 ³ / ^{>3} ·10 ³	>6·10 ³

альные разработки для методов фиксации геодинамических аномалий, включая аппаратные. Способы выявления таких аномалий, применявшиеся нами, являются оригинальными модификациями известных геофизических, геохимических и дистанционных методов исследований и представляют собой только начало таких технико-технологических разработок.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Антипов В.С. Анализ линеаментов (минералогический и геодинамический аспекты) // Геологическое изучение и использование недр научно-технический информационный сборник). М., 1998. Вып. 1. С. 17—20.
2. Антипов В.С., Гринсон А.С., Гальперов Г.В. и др. Новая комплексная экспресс-технология локализации участков развития алмазоносных кимберлитов и рудных месторождений на основе дистанционного зондирования // Тез. докл. регионального симпозиума «Благородные металлы и алмазы севера Европейской части России» и научно-практической конференции

«Проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов России». Петрозаводск, 1995. С. 152—153.

3. Антипов В.С. Изучение процессов формирования и разработка способов регистрации геодинамических аномалий, контролируемых размещением крупнейших месторождений // III международная конференция «Новые идеи в науках о Земле». Т. 2. М., 1997. С.20.
4. Антипов В.С. Космогеологические, геофизические и гидрохимические критерии выделения рудоконтролирующих структур при прогнозировании медно-никелевых месторождений (на примере Печенгско-Аллареченского района) // Исследование Земли из Космоса. 1990. № 5. С. 34—37.
5. Антипов В.С. Региональные положительные аномалии естественного электрического поля над структурами рудных полей и месторождений // Методы разведочной геофизики. Геологическая и экономическая эффективность новых геофизических разработок. Л., 1985. С. 78—85.
6. Булкин Г.А., Неженский И.А. Модели для количественного прогнозирования минерального сырья.— Л.: Недра, 1991.
7. Булкин Г.А., Неженский И.А. О взаимосвязи минеральных

- ресурсов рудоносных провинций и запасов наибольших месторождений // Докл. АН СССР. 1982. Т. 266. № 4. С. 931—935.
8. *Донаков В.И., Антипов В.С., Данилов В.В., Ярослав О.В.* Гидро- и литохимическая съемка при выделении ураново-рудных полей // Разведка и охрана недр. 1989. № 2. С. 15—19.
 9. *Инструкция* по составлению и подготовке к изданию листов Государственной геологической карты СССР масштаба 1:200 000.— М.: Недра, 1969.
 10. *Овчинников Л.Н.* Прогноз рудных месторождений.— М.: Недра, 1992.
 11. *Ронин А.Л., Комаров В.С.* Результаты изучения глубинных поровых растворов в разрезах Кольской сверхглубокой скважины в связи с проблемами массопереноса // Тез. Международной геофизической конференции и выставки в Москве 15—18 сентября 1997 г. М., 1997. С. Е 3.5.
 12. *Рундквист Д.В.* Международный проект «Промышленные суперконцентрации металлов в литосфере» // Тез. докл. первого международного симпозиума «Крупные и уникальные месторождения редких и благородных металлов (проблемы генезиса и освоения)». С.-Пб., 1996. С. 11—12.
 13. *Рундквист И.К.* Анализ фотопортретов рудных районов // Фотопортреты структурных ансамблей и их анализ для моделирования крупных месторождений. М., 1995. С. 55—100.
 14. *Рундквист И.К., Денисов А.Н., Захаров В.И.* и др. Использование радиолокационных изображений с КА «АЛМАЗ-1» для выявления разновозрастных геодинамических систем // Исследование Земли из Космоса. 1994. № 2. С. 94—107.
 15. *Цыганкова Г.В., Смирнова Н.Н., Капачинская О.Г.* Производство, области использования, конъюнктура и перспективы развития мирового рынка редкоземельных металлов (РЗМ) // Высочайшие вещества. 1993. № 1. С. 40—49.
 16. *Geochemical atlas of northern Fennoscandia scale 1:4 000 000. Nordkalott project, 1986.*

Рудные и нерудные месторождения

УДК 553.493.5

© А.В.Лапин, 1999

Геолого-геохимическая модель формирования уникальных редкометалльных руд месторождения Томтор

А.В.ЛАПИН (ИМГРЭ)

Массив Томтор расположен в восточном обрамлении Анабарского щита и является одним из крупнейших в мире карбонатитовых комплексов. С ним связана мощная продуктивная толща кор выветривания карбонатитов, к верхним частям которой приурочены уникальные комплексные руды. Как показывает анализ, не только параметры этих руд, но и основные особенности состава и строения продуктивной толщи не имеют аналогов среди известных редкометалльных месторождений. В связи с этим определение генетической позиции уникальных руд Томтора и разработка геолого-геохимической модели их формирования представляют несомненный интерес.

Массив Томтор занимает площадь 300 км². В его строении участвуют три главные серии пород: якупирангит-ийолиты; щелочные и нефелиновые сиениты; карбонатиты. Существенную роль играют также многочисленные дайки и трубки взрыва щелочных пикритов, альнеитов и авгитов. Породы ийолитовой и сиенитовой серий слагают краевые части массива, а карбонатиты образуют его центральное ядро площадью около 12 км², окруженное широкой каймой интенсивно карбонатизированных силикатных пород (рис. 1). Щелочные и нефелиновые сиениты занимают большую часть площади массива (200 км²). Ийолиты значительно уступают им по распространенности и слагают серповидное в плане тело шириной до 1 км, которое отделяет сиенитовую краевую зону от карбонатитового ядра массива [4, 6].

Формирование главных фаз массива датируется вендом и соответствует возрасту 600—800 млн. лет [7]. Дайки и трубки взрыва пикритов — альнеитов заметно оторваны по времени от главных интрузивных фаз и сформировались преимущественно 350—500 млн. лет назад.

Карбонатиты подразделены на ранние кальцитовые и доломит-кальцитовые породы, почти не содержащие редкометалльной минерализации («безрудные»), и поздние кальцитовые, доломит-кальцитовые и анкеритовые породы, содержащие пирохлор. Ранние карбонатиты тяготеют к краевым, а поздние — к центральному частям ядра. Карбонатитовый этап завершается формированием эксплозивных карбонатитовых брекчий, которые слагают тела трубчатой или дайкообразной формы. Химический состав главных типов карбонатитов приведен в табл. 1.

В допермское время массив был выведен на поверхность и в позднем девоне — карбоне подвергался интенсивному латеритному выветриванию, в процессе которого начала формироваться продуктивная толща кор вывет-

ривания карбонатитов. На алюмосиликатных породах продукты выветривания имеют каолиновый состав, а мощность коры не превышает 50 м. На карбонатитах коры имеют железисто-фосфатный состав, а их мощность составляет 100—400 м, достигая максимума на редкометалльных карбонатитах центральных частей массива.

В пермское время опущенные блоки центрального ядра массива были перекрыты угленосными отложениями, материал которых поступал с приподнятых краевых частей массива. Вследствие этого продукты выветривания карбонатитов, сформировавшиеся в окислительных условиях, начали подвергаться воздействию восстановленных бескислородных вод, что обусловило переход к новому эпигенетическому этапу гипергенеза.

В юре в результате трансгрессии моря территория массива со сформировавшимися на нем корами выветривания и пермскими угленосными осадками на значительных площадях была перекрыта морскими отложениями. Суммарная мощность перекрывающей коры выветривания толщи, включая четвертичные отложения, изменяется от 10 до 140 м.

Таким образом, коры выветривания карбонатитов месторождения Томтор отличаются от других месторождений этой рудной формации более сложной историей формирования и, в частности, последовательным проявлением двух этапов гипергенеза, которые существенно различаются условиями гипергенного минералообразования. Первый этап реализовался в допермское время, когда в окислительных условиях поверхностного выветривания формировался обычный профиль латеритного выветривания карбонатитов. Второй этап — эпигенетический — установился после перекрытия кор выветривания угленосными осадками пермского возраста и связан с воздействием на продукты окислительного этапа гипергенеза восстановленных вод, дренирующих угленосные отложения.

Двухэтапное развитие гипергенных процессов приводит к формированию сложной по составу и строению зоны гипергенеза и создает значительные трудности при интерпретации условий образования гипергенных продуктов и связанных с ними рудных концентраций. Это в полной мере проявляется и в разнообразии концепций, предлагаемых при попытках генетической идентификации уникальных редкометалльных руд Томтора. Эти руды интерпретируются различными авторами как осадочно-россыпные [2, 8], вулканогенные [7] или гидротермальные [3] образования. Общим недо-

статком этих концепций является то, что предлагаемые «ad hoc» они не учитывают универсальных закономерностей формирования кор выветривания карбонатитов и не содержат реального механизма концентрирования рудных компонентов.

С учетом этого задача предлагаемой статьи заключается в разработке геолого-геохимической модели формирования уникальных редкометалльных руд Томтора.

которая базируется на выявленных закономерностях функционирования кор выветривания карбонатитов как эффективной рудоконцентрирующей системы и которая позволяет объяснить наблюдаемые рудные концентрации действующими в этой системе геохимическими процессами.

Геологическая позиция уникальных редкометалльных руд детально рассмотрена в одной из последних

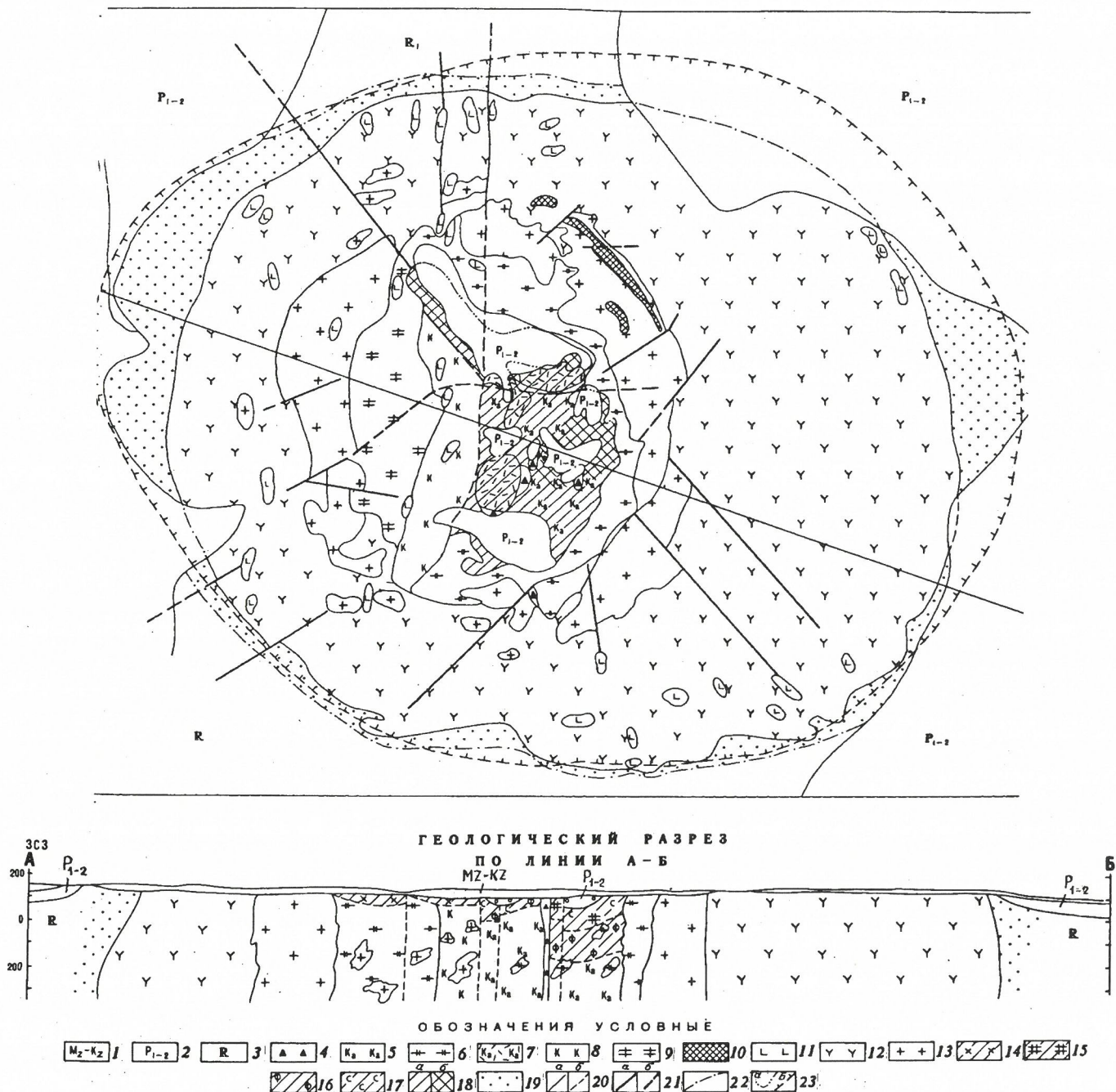


Рис. 1. Геологическая схема массива Томтор, без чехла мезозойско-кайнозойских отложений.

осадочный комплекс: 1 — кайнозойская и мезозойская группы (на разрезе), 2 — пермская система (нижний и верхний отделы нерасчлененные, песчаники, алевролиты, гравелиты, угли, конгломераты), 3 — рифей (алевролиты, сланцы, песчаники, гравелиты, туфы, туфобрекчии, доломиты); **интрузивный и метасоматический комплекс:** карбонатитовая серия, поздняя: 4 — эксплозивные карбонатитовые брекчии, 5 — карбонатиты поликарбонатные (доломит-анкеритовые, доломит-сидеритовые, кальцит-анкеритовые и др.), 6 — калишпат-франколит-слюдастые породы, 7 — слюдисто-карбонатные (шамозит-анкеритовые, шамозит-кальцитовые) породы; карбонатитовая серия, ранняя: 8 — карбонатиты доломит-кальцитовые и кальцитовые, 9 — калишпат-амфибол-карбонатные (с доломитом, кальцитом и анкеритом) породы, 10 — кальцит-флогопит-магнетитовые породы; 11 — альнеит-тингватовая серия (пикриты, альнеиты, пикритовые порфиры, лампрофиры); 12 — щелочные и нефелиновые сиениты; 13 — ультрамафиты и феоидолиты (пироксениты, якупирангиты, мельтейгиты, ийолиты, уртиты); **гипергенный комплекс** (на разрезе): 14 — каолинит-гидрослюдастые коры выветривания, 15 — лимонитовые коры выветривания, 16 — лимонит-франколитовые коры выветривания, 17 — сидеритизация пород кор выветривания; 18 — площадь развития остаточных кор выветривания (а — железисто-фосфатных, б — осветленных, пироклор-алюмофосфатных); 19 — зоны скарнирования и мраморизации; 20 — геологические границы (а — установленные, б — предполагаемые); 21 — разрывные нарушения (а — достоверные, б — предполагаемые); 22 — границы массива по данным магниторазведки; 23 — границы массива (а — перекрытые осадочным чехлом, б — по данным гравитразведки)

1. Химический состав главных типов карбонатитов, %

Компонент	1	2	3
SiO ₂	8,66	5,89	14,49
TiO ₂	0,76	0,67	1,77
Al ₂ O ₃	2,46	1,14	3,62
Fe ₂ O ₃	2,02	3,80	10,46
FeO	3,97	6,18	5,60
MnO	1,30	1,81	2,94
MgO	5,60	4,37	6,97
CaO	35,89	37,76	21,34
Na ₂ O	0,16	0,12	0,15
K ₂ O	1,38	0,89	1,17
CO ₂	31,51	31,61	19,19
P ₂ O ₅	2,41	3,42	2,24
SO ₃	—	1,52	4,84
Nb ₂ O ₅	0,056	0,273	0,192
TR ₂ O ₅	0,55	0,80	1,27
Сумма	96,726	100,253	96,242

Примечание: 1 — ранний кальцитовый карбонатит (среднее из 92 анализов); 2 — редкометалльный кальцитовый карбонатит (ср. из 122 ан.); 3 — анкеритовый карбонатит (ср. из 15 ан.); в среднем содержание Nb₂O₅ в редкометалльных кальцитовых карбонатитах составляет 0,18—0,4%.

наших работ [4]. Поэтому в этой статье лишь кратко резюмируются геологические аспекты предлагаемой модели, а основное внимание уделяется анализу геохимических процессов, ответственных за формирование уникальных рудных концентраций.

Состав и строение латеритного профиля выветривания карбонатитов и зоны эпигенеза. Профиль латеритных кор выветривания карбонатитов, сформировавшийся в окислительных условиях поверхностного выветривания, имеет зональное строение и включает две главные части: верхнюю зону выщелачивания, представленную остаточными лимонитовыми охрами, и сопряженную с ней зону цементации или вторичного переотложения компонентов, которая состоит из верхнего лимонит-франколитового и нижнего лимонит-кварцевого горизонтов.

Верхняя охристая зона мощностью 80—120 м состоит из гётита (70—80%), оксидов и гидроксидов марганца (2—10%), монацита, минералов группы крадаллита (горсейксит, голяйцит и др.), пироксенов, которые представлены как реликтовым первичным пироксеном обычного состава, так и измененными стронцио-, барий- и плюмбопироксенами, а также зональными или неоднородными зернами пироксена, содержащими ядра или реликты первичного пироксена, заключенные в новообразованном Sr-, Ba-, и Pb-пироксене.

Вниз по разрезу лимонитовые охры более или менее резко сменяются лимонит-франколитовыми породами. Мощность этого горизонта изменяется от первых десятков метров до 150 м. Мощность франколитового горизонта и само его образование зависят от концентрации фосфора в породах субстрата. Наибольшей мощности этот горизонт достигает при выветривании редкометалльных доломит-кальцитовых карбонатитов, отличающихся повышенным содержанием апатита, в то время как в корах, развивающихся по анкеритовым карбонатитам, которые характеризуются более низкими содержаниями фосфора, франколитовый горизонт имеет небольшую мощность и местами отсутствует вовсе.

Породы лимонит-франколитового горизонта состоят из франколита (40—85%), гётита (20—54%), монацита, минералов группы пироксена, включающих те же разновидности, которые встречаются в лимонитовом горизонте, однако при относительно большей сохранности реликтовых первичных пироксенов обычного состава. В переменных количествах присутствуют кварц, гидроксиды марганца, гидрофлогопит.

В нижних частях горизонта лимонит-франколитовых пород нередко наблюдается увеличение количества кварца, который постепенно вытесняет франколит, и состав пород меняется на лимонит-кварцевый. Мощность горизонта лимонит-кварцевых пород от 0 до 80 м. Вниз по разрезу лимонит-кварцевые породы сменяются ожелезненными и окварцованными частично дезинтегрирован-

ными карбонатитами, постепенно переходящими в неизмененные первичные породы. Химический состав гипергенных продуктов латеритного профиля выветривания карбонатитов приведен в табл. 2 (анализы 1—3).

После перекрытия кор выветривания пермскими осадками с включающими мощные пласты углями верхние горизонты коры подвергаются эпигенетическим преобразованиям, которые связаны с воздействием на них восстановленных бескислородных вод, дренирующих угленосные отложения. Эпигенетические процессы вызывают развитие специфических минеральных ассоциаций, свойственных восстановительным условиям минералообразования и значительно усложняющих состав и строение латеритного профиля выветривания карбонатитов.

Окислительный и восстановительный этапы гипергенеза разделяются некоторым перерывом, в течение которого коры, сформировавшиеся в окислительных условиях, подвергаются усадке, на их поверхности, осложненной усадочными депрессиями, развиваются процессы эрозии и денудации, продолжающиеся до тех пор, пока коры не оказываются погребенными под угленосными отложениями перми. Поэтому верхние горизонты эпигенетически измененных продуктов выветривания карбонатитов и самые низы пермских осадков нередко несут следы склонового перемещения материала, сформировавшегося в окислительной обстановке.

Одна из наиболее характерных особенностей восстановительного этапа гипергенеза — зональное развитие эпигенетических процессов, которые сочетаются с зональностью латеритного профиля выветривания. В результате формируется зона гипергенеза с совмещенным типом зональности, в которой на верхние горизонты зонального профиля окислительного этапа выветривания в определенной вертикальной последовательности накладываются эпигенетические минеральные ассоциации восстановительного этапа гипергенеза.

Фрагменты разрезов коры выветривания, характеризующейся подобной зональностью совмещенного типа, приведены на рис. 2. Строение коры, формирующейся в результате последовательного проявления двух этапов гипергенеза, схематически показано в табл. 3.

Самую верхнюю часть разреза коры выветривания, претерпевшей эпигенетические изменения, занимают осветленные породы, образующиеся в результате выноса из продуктов выветривания восстановленных форм железа и марганца и привноса эпигенетическими растворами некоторых компонентов (Al, Si, K и др.) из вышележащих осадочных пород. Главные минералы этих пород — горсейксит, голяйцит, крадаллит, каолинит, монацит, стронцио-, барий- и плюмбопироксены с реликтами пироксена обычного состава, лейкоксен, сульфиды железа, цинка, свинца, сидерит, остаточный гётит, органическое вещество.

Мощность горизонта осветленных продуктов выветривания составляет 4—20 м, иногда 40—50 м, а в среднем 12—15 м. Текстуры пород тонко-, волнисто-полосчатые, обусловлены чередованием полос (0,5—2 мм) белесого, серого, кремового цветов. Характерно присутствие бурых и темно-бурых линзовидных и полосчатых обособлений остаточного гётитового вещества. Полосчатость ориентирована параллельно контакту кор выветривания с пермскими осадками.

Непосредственно ниже зоны осветления расположена сопряженная с ней зона эпигенетической сидеритизации продуктов окислительного этапа выветривания. Граница между зонами обычно достаточно четкая, однако иногда переход более постепенный вследствие появления в нижних частях осветленной зоны прослоев и рассеянной вкрапленности сидерита. Мощность зоны сидеритизированных пород достигает 40—50 м, но обычно составляет 20—35 м.

В зависимости от степени эродированности профиля окислительного этапа гипергенеза сидеритизация подвергается как лимонитовые охры, так и лимонит-франколитовые породы. В результате сидеритизации рыхлые и полурыхлые лимонитовые породы литифицируются и превра-

2. Химический состав гипергенных продуктов латеритного профиля выветривания карбонатитов и их эпигенетически измененных разностей, %

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	3,82	7,44	35,98	8,70	5,88	9,42	3,92	8,82
TiO ₂	1,42	0,74	0,35	7,30	4,77	7,94	1,40	0,82
Al ₂ O ₃	1,66	0,72	0,62	15,25	5,13	17,83	2,55	0,84
Fe ₂ O ₃	49,72	24,99	31,54	9,01	11,54	8,36	30,62	20,40
FeO	5,46	3,49	2,41	5,90	10,54	4,72	19,72	3,53
MnO	4,64	2,72	1,49	0,61	1,48	0,38	4,30	2,96
MgO	0,72	0,66	0,28	0,25	0,26	0,24	0,80	0,75
CaO	5,93	27,45	8,91	3,04	3,49	2,92	5,36	27,34
K ₂ O	0,05	0,05	0,05	0,31	0,07	0,37	0,12	0,24
Na ₂ O	0,17	0,19	0,10	0,20	0,25	0,19	0,14	0,36
P ₂ O ₅	6,24	20,15	6,78	13,90	11,69	14,47	4,85	20,23
SO ₃	0,25	0,25	0,25	0,63	0,61	0,64	0,28	0,12
CO ₂	5,16	0,19	3,21	2,70	5,80	1,92	13,71	5,74
Nb ₂ O ₅	1,54	0,86	0,53	4,70	7,68	3,94	1,22	0,84
TR ₂ O ₃	4,50	1,80	1,12	10,72	17,64	9,08	—	—
Сумма	91,13	91,55	93,47	83,22	86,83	82,42	88,99	92,99

Примечание: гипергенные продукты латеритного профиля выветривания карбонатитов: 1 — лимонитовые охры (среднее из 32 анализов), 2 — лимонит-франколитовые породы (ср. из 24 ан.), 3 — лимонит-кварцевые породы (ср. из 12 ан.); эпигенетически измененные продукты выветривания: 4 — осветленные продукты выветривания или руды богатого горизонта (ср. из 64 ан.), включая 5 — пироксид-монацитовые руды (ср. из 22 ан.), 6 — пироксид-алюмофосфатные руды (ср. из 42 ан.), 7 — лимонит-сидеритовые породы (ср. из 14 ан.), 8 — сидерит-франколитовые породы.

шаются в плотные крепкие массивные средне-, крупно- или грубозернистые породы, сходные по строению с карбонатитами. Содержание сидерита в измененных охрах 40—60%. Кроме того, породы содержат гётит (10—20%), родохрозит, олигонит, смитсонит, вивианит, монацит, пироксид, франколит. Количество сидерита с глубиной уменьшается, и породы переходят в лимонитовые охры с штокверком прожилков сидерита.

Сидеритизация лимонит-франколитовых пород превращает их по составу в сидерит-франколитовые. Содержание сидерита в них 15—20%, франколита 60—80%, гётита до 10%; присутствуют монацит, пироксид и другие минералы.

Химический состав эпигенетически измененных продуктов выветривания карбонатитов приведен в табл. 4 (анализы 4—8). Динамика изменения состава продуктов окислительного и восстановительного этапов гипергенеза в профиле с совмещенным типом зональности показана на рис. 3. Нижняя часть профиля (глубина 118 м) воспроизводит особенности состава и строения латеритной коры выветривания, формирующейся в окислительных условиях. Разрез латеритной коры включает охристую зону (118—190 м), резко обогащенную окислительным железом, и лимонит-франколитовую (190—260 м), в которой главную роль играют фосфор и кальций. В основании разреза развита зона, обогащенная SiO₂ (260—320 м).

Верхняя часть профиля, расположенная непосредственно под угленосными отложениями перми, соответствует той части разреза охристой зоны латеритной коры, которая испытала эпигенетические преобразования восстановительного этапа гипергенеза со свойственной этим процессам зональностью. Верхний осветленный горизонт эпигенетически измененной коры (77—91 м) характеризуется существенным выносом железа, который компенсируется увеличением содержания остаточных инертных компонентов, включая ниобий и редкие земли, а частично — привнесенных эпигенетическими растворами глинозема и кремнезема. В сопряженном горизонте лимонит-сидеритовых пород (91—118 м) резко возрастает роль оксида железа (II) по сравнению с оксидом железа (III) одновременно со скачкообразным увеличением концентрации углекислоты.

С эпигенетическими процессами связано формирование уникальных комплексных редкометалльных руд, которые представляют собой верхний осветленный горизонт зоны эпигенеза латеритных охр. Эти руды характеризуются исключительно высокими содержания-

ми широкого спектра редких металлов (см. табл. 4). Кроме приведенных в таблице компонентов, руды содержат в среднем 1% V₂O₅, 3,9% SiO₂, 5,6% BaO, 0,0065% Ga и около 8% TiO₂. С учетом этого общее количество заключенных в рудах ценных компонентов превышает 50% их массы.

Таким образом, коры выветривания карбонатитов месторождения Томтор формируются в результате последовательного проявления двух этапов гипергенеза, которые существенно различаются по условиям гипергенного минералообразования, направленности геохимических процессов, составу и строению гипергенных продуктов. На этапе латеритного выветривания ведущими геохимическими процессами являются выщелачивание карбонатитов и других породообразующих компонентов карбонатитов, а также окисление и гидролиз железа и марганца. На эпигенетическом этапе главной геохимической тенденцией становится восстановление железа и марганца, двухвалентные катионы которых обладают высокой подвижностью и интенсивно перераспределяются в зоне эпигенеза, перемещаясь из верхнего осветленного горизонта этой зоны в сопряженный с ним сидеритовый горизонт.

В связи с этим в продуктах эпигенеза в отличие от продуктов латеритного выветривания, содержащих только окисленные формы железа и марганца, широко развиты минералы двухвалентных железа и марганца — сидерит, родохрозит, вивианит и др. В эпигенетически измененных продуктах выветривания выщелачивание карбонатов, характерное для этапа корообразования, уступает место массовому осаждению карбонатов (сидерита, олигонита, родохрозита и др.). Сера, в корях выветривания изменяющая свою первичную преимущественно сульфидную форму на сульфатную (барит), в продуктах эпигенеза вновь выступает в восстановленной сульфидной форме (пирит, сфалерит, галенит и др.).

Поскольку предварительный анализ состава и строения продуктивной толщи Томтора свидетельствует о том, что в формировании богатого рудного горизонта существенная роль принадлежит процессам эпигенетического преобразования продуктов выветривания карбонатитов, при рассмотрении геолого-геохимической модели формирования богатых руд основное внимание уделяется развитию эпигенетических процессов.

Геологические аспекты модели формирования горизонта богатых руд. Рассмотрение модели формирования богатых руд целесообразно начать с анализа геологических условий их локализации. Анализ показывает, что богатый рудный горизонт всегда залегает на продуктивных корях выветривания карбонатитов и не выходит за геологические границы их распространения. В то же время геологические границы богатого рудного горизонта практически полностью совпадают с контурами распространения пермских угленосных осадков, перекрывающих коры выветривания (рис. 4). Иными словами, богатый рудный горизонт занимает фиксированное положение как по отношению к залегающим ниже корам выветривания карбонатитов, так и по отношению к вышележащим пермским угленосным отложениям и строго приурочен к зоне контакта этих двух комплексов.

Есть все основания полагать, что подобная геологическая позиция богатого горизонта имеет генетическую природу. Действительно, богатые руды такого типа совершенно не свойственны месторождениям, в которых коры выветривания карбонатитов формируются на открытой поверхности Земли. Поскольку статистика этих месторождений весьма внушительна, появление таких специфических образований, как богатые руды Томтора, естественно связывать не с условиями поверхностного выветривания или с какими-либо процессами на поверхности коры, которые для всех месторождений принципиально однотипны, а с влиянием перекрывающих угленосных осадочных пород, т.е. с ситуацией, встречающейся так же редко, как и богатые руды томторского типа. Кроме Томторского месторождения подобная ситуация реализуется только в одном из известных месторождений кор выветривания карбонатитов — Чуктуконском, располо-

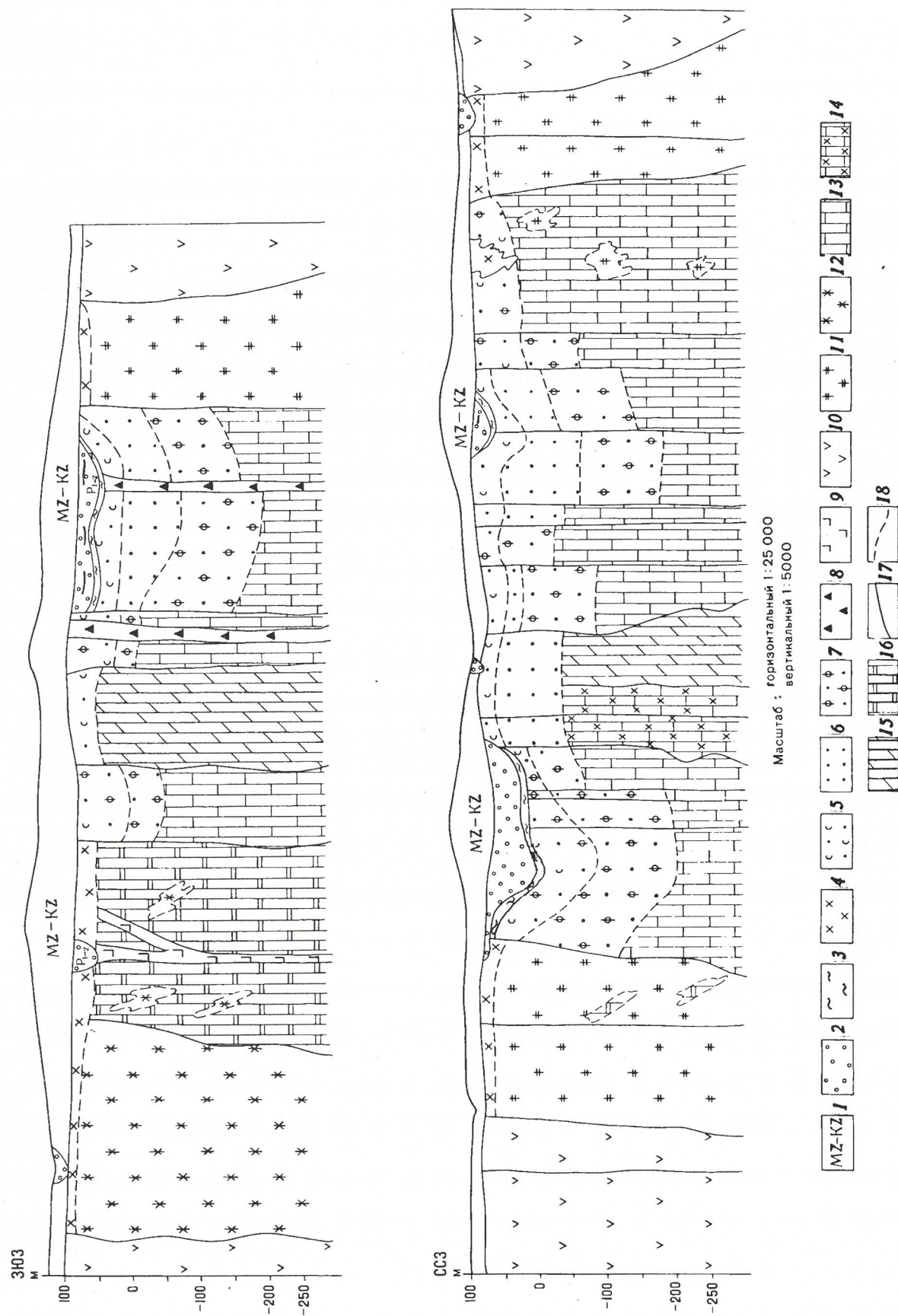


Рис. 2. Схематические геологические разрезы кор выветривания карбонатных месторождения Томтор.

1 — мезозойско-кайнозойские отложения; 2 — пермские угленосные отложения; 3 — осветленные эпигенетически измененные продукты выветривания (богатый рудный горизонт); 4 — каолинт-гидрослюдистые коры выветривания алюмосиликатных пород; 5 — эпигенетически измененные сидеритизированные продукты выветривания; 6 — лимонитовые охры; 7 — лимонит-франколитовые породы; 8 — эксплозивные карбонатитовые брекчи; 9 — трубки пикритов; 10 — ийолит-якупирангиты; 11 — апатит-калий-хлоритовые метасоматиты; 12 — кальцит-калий-флюопитовые редкометалльные карбонатиты; 13 — доломит-кальцитовые редкометалльные породы; 14 — анкерит-шамозитовые породы; 15 — анкерит-шамозитовые редкометалльные карбонатиты; 16 — ранние кальцитовые и доломит-кальцитовые карбонатиты (безрудные); 17 — геологические границы, включая границы тектонических блоков; 18 — границы между зонами профиля выветривания

3. Формирование типового профиля латеритных кор выветривания карбонатитов

Окислительный этап			Литология		Эпигенетические процессы восстановительного этапа	
Зона выщелачивания	Охры	Гётит Гематит Псиломелан Пирролюзит Флоренсит Горсейксит Гояцит Монацит Стронциопирохлор Бариипирохлор Цериопирохлор Барит			Осветление Каолинизация	Гр. крандаллита Каолинит Монацит Стронциопирохлор Бариипирохлор Цериопирохлор Гётит Сидерит Пирит Лейкоксен
					Сидеритизация	Сидерит Гётит Родохрозит Смитсонит Олигонит Монацит Стронциопирохлор Бариипирохлор Цериопирохлор
					Сидеритизация Шамозитизация	То же + шамозит
						То же + реликтовые франколит, кварц, гётит и др.
Зона цементации	Франколитовые породы	Франколит Кварц Гётит Гидрослюда Стронциопирохлор Бариипирохлор Цериопирохлор Барит				
	Кварцевые породы	Кварц Гётит Франколит Барит Стронциопирохлор Бариипирохлор Цериопирохлор				
Карбонатиты		Кальцит Доломит Апатит Пирохлор				

4. Параметры комплексных пирохлор-монацит-алюмофосфатных руд в эпигенетических измененных продуктах выветривания карбонатитов участка Буранный

Условия подсчета, категория запасов	Среднее содержание оксидов, %					
	Nb ₂ O ₅	Y ₂ O ₃	Sc ₂ O ₃	TR ₂ CeO ₃	TR ₂ YO ₃	P ₂ O ₅
При бортовом содержании Nb ₂ O ₅ 2%, C ₂	4,93	0,869	0,065	11,96	0,842	13,44
При бортовом содержании Nb ₂ O ₅ 5%, C ₂	7,72	0,929	0,062	16,11	1,091	12,70
В геологических границах рудного пласта C ₁ +C ₂	4,74	0,526	0,047	10,78	—	—

женном на Чадобецком поднятии. В этом месторождении аналогичные томторским богатые руды встречаются на поверхности коры выветривания карбонатитов в тех локальных депрессиях, которые заполнены более молодыми угленосными отложениями и содержат пласты углей, углистых или лигнитовых глин.

Столь тесная ассоциация богатых руд с угленосными

отложениями, залегающими на поверхности коры выветривания карбонатитов, и их четкая приуроченность к зоне контакта этих образований свидетельствуют о том, что богатые руды сформировались уже после того, как коры были перекрыты угленосными осадками и начала функционировать геологическая граница между корами выветривания и осадочными породами.

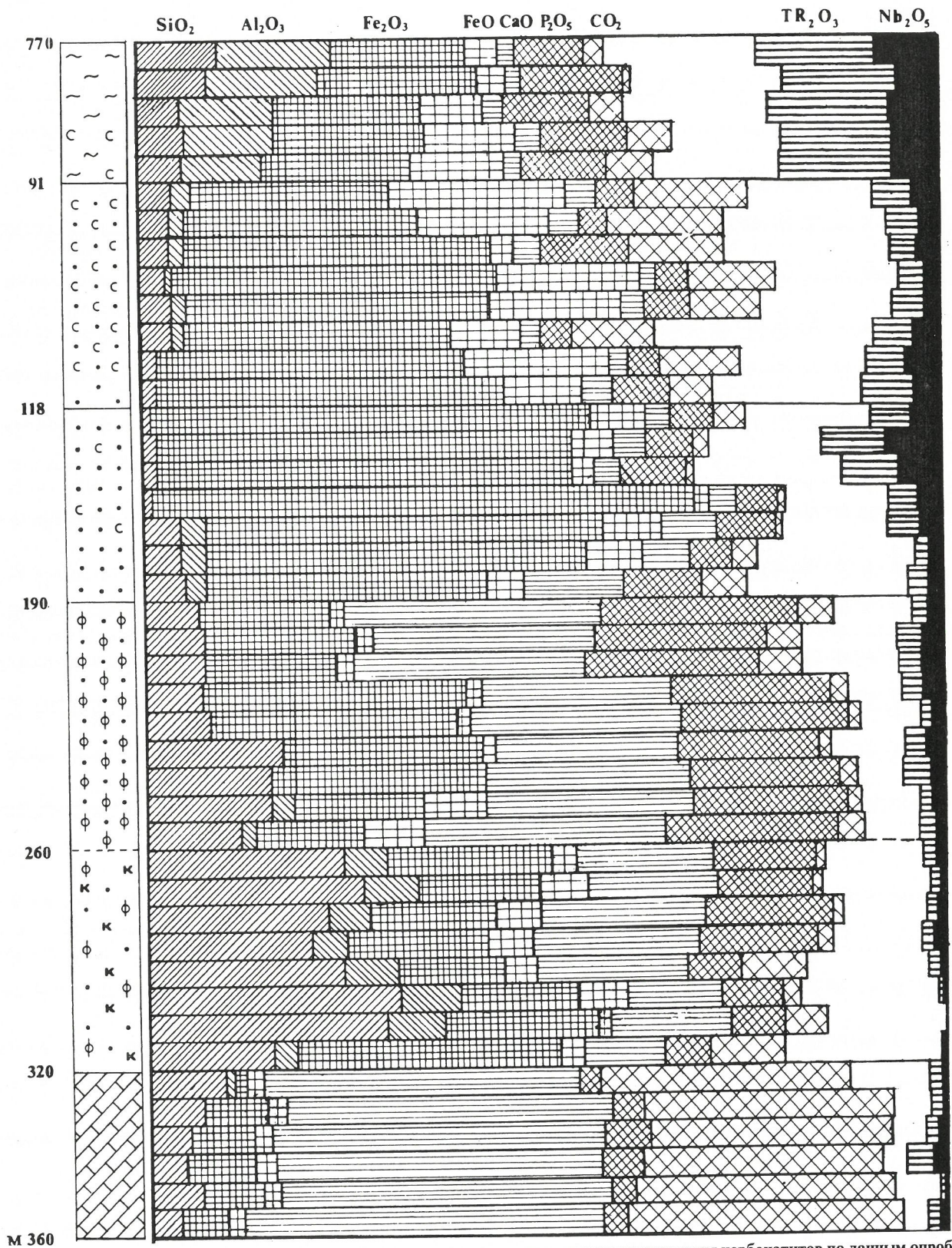


Рис. 3. Изменение состава гипергенных продуктов в эпигенетически измененных корях выветривания карбонатитов по данным опробования буровой скважины:

условные обозн. см. рис. 2

Таким образом, геологические условия локализации богатых руд подтверждают концепцию, согласно которой формирование богатого горизонта связано с процессами эпигенетического преобразования верхних частей коры под влиянием растворов, дренирующих угленосные отложения. Эпигенетические процессы приурочены к зоне контакта коры выветривания с перекрывающими угленосными осадками, и характер этих процессов во многом определяется особенностями строения данной зоны (рис. 5).

Сформировавшаяся в начале перми геологическая граница между корами выветривания и перекрывающими их осадками разделяет породы, резко контрастные по составу. Продукты выветривания карбонатов представляют собой преимущественно охристые марганцово-железистые породы, в которых содержание оксидов и гидроксидов железа и марганца составляет более 50%. Перекрывающие их пермские осадки формируются за счет сноса материала приподнятых краевых частей массива и имеют преимущественно алюмосиликатный состав (SiO_2 около 42%, Al_2O_3 около 26%), близкий к составу сиенитов.

Породы, разделяемые этой границей, существенно различаются по структуре. Продукты выветривания карбонатов представляют собой преимущественно тонкодисперсный материал с содержанием охристых частиц пелитовой размерности 60–80%. Пермские осадки, напротив, имеют преимущественно грубозернистое строение, часто плохо сортированы. Вследствие этого разделяемые границей породы обладают различной проницаемостью по отношению к грунтовым водам: по сравнению с легко промываемыми пермскими осадками продукты выветривания, уплотненные нагрузкой вышележащих пород, могут рассматриваться как водоупорный горизонт, а зона контакта в этих условиях становится зоной интенсивной инфильтрации грунтовых вод.

Граница, разделяющая продукты выветривания и перекрывающие их осадки, с началом формирования пермских углей становится мощным окислительно-восстановительным барьером. Продукты выветривания представляют собой предельно окисленную среду, состоящую из высших оксидов железа и марганца и обладающую максимально высоким окислительным потенциалом. В то же время растворы, фильтрующиеся через угленосные отложения перми, насыщаясь органическим веществом и теряя кислород, приобретают восстановительные свойства, резко контрастирующие с окислительной средой продуктов выветривания.

При этом литологическая контрастность контактирующих алюмосиликатных осадочных пород, отличающихся низкими содержаниями железа и марганца и марганцово-железистых продуктов выветривания карбонатов, благоприятствует тому, чтобы эпигенетические растворы, фильтруясь через пермские осадки, сохраняли свой восстановительный потенциал, а окислительно-восстановительные реакции с максимальной интенсивностью проявились при достижении растворами верхних горизонтов коры выветривания.

Наконец, геологическая граница, отделяющая коры выветривания от перекрывающих осадков, вследствие литологической и структурной контрастности этих образований является тектонически ослабленной зоной, которая неоднократно активизируется как при продолжающихся вплоть до юрского времени блоковых тектонических движениях, так и в результате непрекращающегося уплотнения и усадки рыхлых продуктов выветривания под воздействием нагрузки вышележащих пород. Поэтому рассматриваемая граница служит не только зоной неоднократного брекчирования и расланцевания пород, но благодаря их хорошей одонасыщенности и пластическим деформациям, приводящим к развитию пloyчатых и волнисто-полосчатых тектур.

Таким образом, сформировавшаяся в начале перми геологическая граница между продуктами выветривания карбонатов и пермскими обломочными отложениями длительное время функционировала как зона активных тектонических деформаций, интенсивной

инфильтрации грунтовых вод и как мощный окислительно-восстановительный барьер. Подобный режим функционирования зоны контакта продуктов выветривания карбонатов с пермскими угленосными осадками имеет ряд существенных следствий.

Наличие контрастных химических сред приводит к тому, что растворы, дренирующие осадочную толщу и насыщенные ее компонентами, приносят в зону эпигенетических изменений продукты выветривания некоторые компоненты перекрывающих осадочных пород, прежде всего глинозем, барий, галлий, во многих случаях также кремнезем, титан, калий, цирконий и некоторые другие.

Активная инфильтрация грунтовых вод в зоне контакта продуктов окислительного этапа выветривания с пермскими угленосными осадочными породами вызывает серию окислительно-восстановительных реакций и инициирует интенсивные процессы миграции вещества в зоне эпигенетических изменений. Главными окислительно-восстановительными реакциями и миграционными процессами являются восстановление железа и марганца, вынос их двухвалентных катионов из

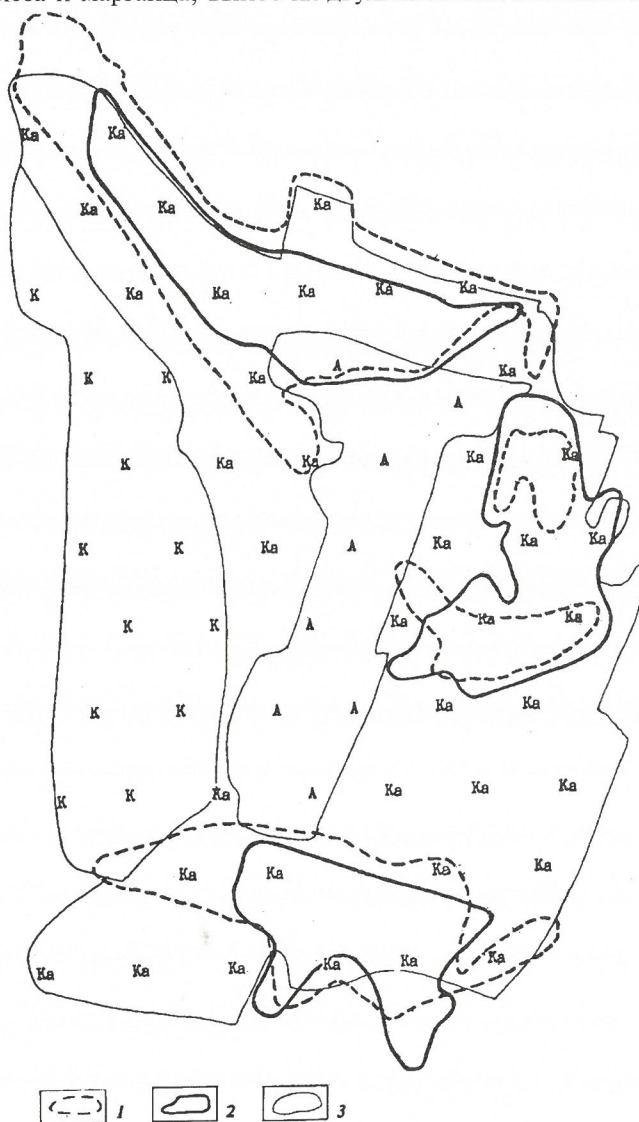


Рис. 4. Распространение пермских угленосных отложений и эпигенетически измененных осветленных продуктов выветривания карбонатов в пределах центрального карбонатного ядра:

1 — контуры пермских угленосных отложений; 2 — контуры эпигенетически измененных продуктов выветривания; 3 — геологические границы карбонатов с развитыми по ним корами выветривания, центральное ядро массива (К — карбонаты кальцитовые и доломит-кальцитовые ранние, безрудные; Ка — карбонаты доломит-кальцитовые редкометалльные; А — анкеритовые карбонаты и анкерит-шамозитовые породы)

верхнего осветленного горизонта зоны эпигенеза и осадение в сопряженном сидеритовом горизонте наряду с дополнительным образованием сидерита в этом горизонте за счет восстановления лимонита *in situ*.

Наряду с этим происходит активное перераспределение корового вещества в верхнем горизонте зоны эпигенеза, где наблюдается наиболее интенсивная инфильтрация растворов. Невосстановленная часть лимонита перекристаллизовывается и перераспределяется с образованием вместо тонкодисперсных охристых частиц тонких линзочек, струевидных прослоев и полосчатых обособлений сливного темно-бурого гётита. Фосфатные минералы — монацит и группа крадаллита — также в значительной степени перекристаллизовываются и перераспределяются в прослой и полосчатые обособления, при этом часть монацита замещается крадаллитом вследствие привноса растворами дополнительных количеств глинозема.

Наличие в растворах избыточного количества глинозема и его постоянное поступление в зону эпигенеза с растворами создает благоприятные условия для замещения алюмофосфатами и других минералов рассматриваемой зоны, а также для постепенного вытеснения минералов железа алюмофосфатами. Вместе с тем, ограниченное количество фосфора в зоне эпигенеза, который лишь перераспределяется в этой зоне, приводит к тому, что развитие алюмофосфатов в эпигенетически измененных продуктах выветривания постепенно сменяется их каолинизацией.

Процессы эпигенеза протекают на фоне неоднократного рассланцевания и брекчирования пород, что определяет их главные текстурные особенности — характер-

ное линзовидно-полосчатое строение, наличие внутри-минерализационных брекчий, тонких прослоев и линз раздробленных минералов, отличающихся повышенной хрупкостью, например пирохлора, сложный рисунок полосчатости («пьяная», волнистая полосчатость).

Следует также отметить, что в результате сочетания в зоне эпигенеза активной тектоники, нагрузки вышележащих пород и интенсивной инфильтрации растворов породы этой зоны обычно подвергаются почти полной рекристаллизации и по механизму образования могут быть отнесены к тектонобластитам. Преобразования состава и текстуры пород в рассматриваемой зоне захватывают и приконтактные части пермских грубообломочных осадков, которые испытывают интенсивное рассланцевание, пропитываются алюмофосфатами, сидеритизируются и превращаются в полосчатые тонкозернистые породы, текстурно аналогичные богатым рудам осветленного горизонта эпигенетически измененных продуктов выветривания.

Таким образом, месторождение Томтор отличается от известных месторождений латеритных кор выветривания карбонатитов Араша (Бразилия), Маунт Вельд (Австралия), Мабуни (Габон), Татарка II (Россия) и других более сложной двухэтапной историей формирования. На первом этапе в окислительных условиях обычный профиль латеритного выветривания формируется обычный профиль латеритного выветривания карбонатитов, типичный для месторождений этой рудной формации. Второй этап — эпигенетический — специфичен для месторождения Томтор. Он устанавливается после перекрытия кор выветривания более молодыми угленосными осадками и связан с воздействием на продукты окислительного этапа выветрива-

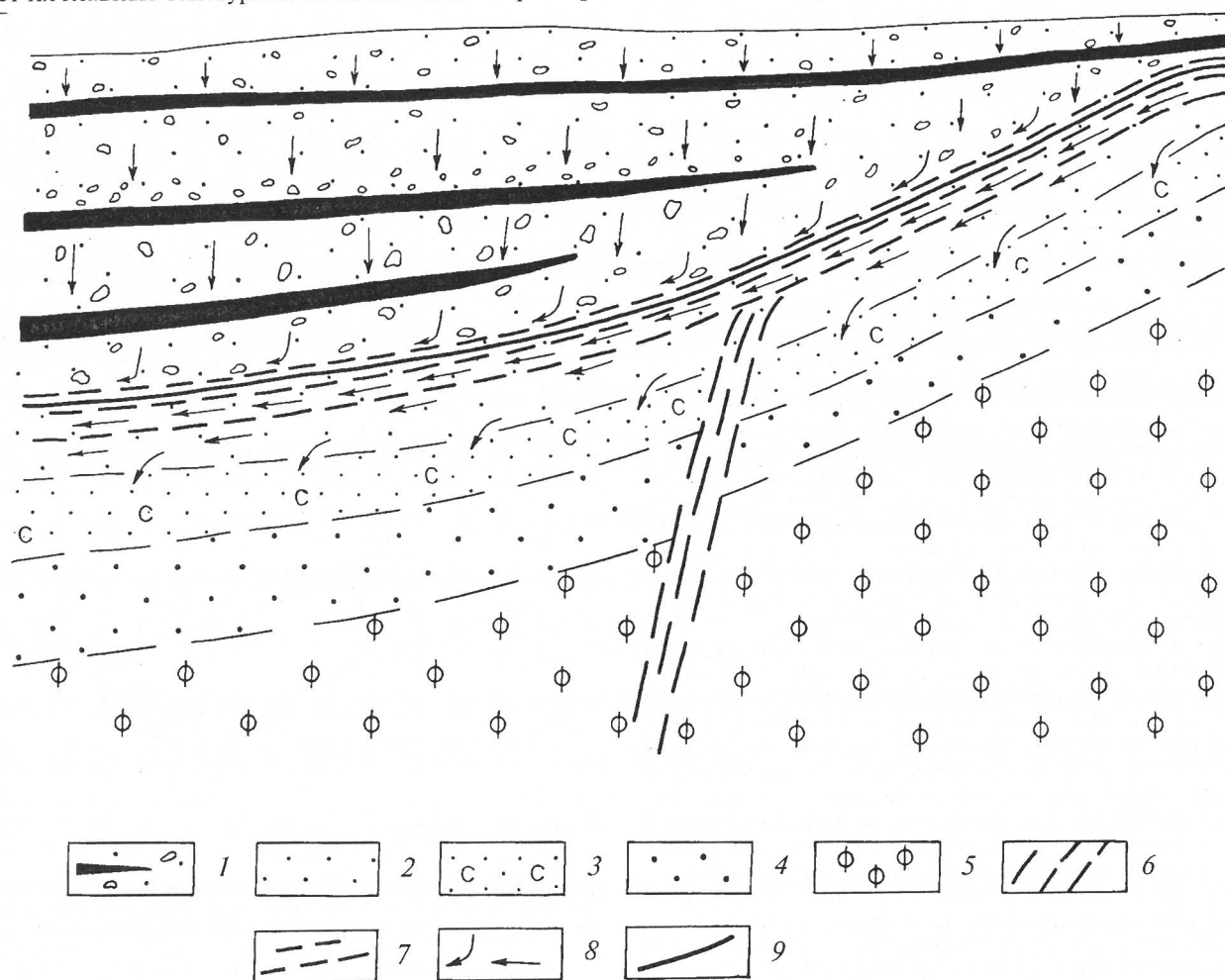


Рис. 5. Схема развития эпигенетических процессов в зоне контакта коры выветривания с перекрывающими угленосными отложениями:

1 — угленосные отложения пермского возраста; 2 — зона выноса железа и марганца из латеритных охр (осветленная); 3 — зона сидеритизации охр; 4 — лимонитовые охры; 5 — лимонит-франколитовые породы; 6 — тектонические нарушения; 7 — приконтактная зона рассланцевания и брекчирования; 8 — направления движения эпигенетических растворов; 9 — граница коры выветривания и угленосных осадков

5. Ряды миграционной способности компонентов

I	a	Ca _{0,1} CO _{2(0,2)} K _{0,2} Mg _{0,7} Si _{0,8} Na _{1,4} Sr _{1,4} P _{1,6} Al _{3,2} Zr _{3,2} Cr _{3,5} Ti _{3,8} Mn _{3,9} Nb _{4,1} Be _{4,3} Pb _{5,3} Sc _{5,6} Y _{5,7} Zn _{5,9} V _{6,1} Fe _{6,1} La _{7,1} Co _{8,7} Mo _{9,8} Cu _{9,9} Ni _{10,8} B _{18,7}
	б	CO _{2(0,1)} K _{0,2} Mg _{0,6} Ca _{0,6} Sn _{1,0} Al _{1,0} Si _{1,2} Zr _{1,6} Na _{2,3} Y _{2,4} Ti _{2,4} Nb _{2,4} La _{2,5} Sr _{2,6} Fe _{2,9} V _{3,2} Ga _{3,3} Cr _{3,5} Be _{3,6} Mn _{3,7} Cu _{3,8} Co _{4,7} Mo _{4,7} Ni _{5,0} P _{5,5} Zn _{6,7} Pb _{6,8} B _{13,0}
II	a	Fe _{0,3} Mn _{0,4} Ca _{0,4} Mg _{0,5} Ni _{0,5} Co _{1,0} Cr _{1,1} Na _{1,1} Be _{1,3} Zn _{1,4} P _{1,9} V _{2,1} Nb _{2,1} Sc _{2,3} La _{2,4} Si _{2,8} Sn _{3,0} Y _{3,2} Zr _{3,4} Sr _{3,5} Ti _{4,0} Pb _{4,0} Ba _{4,3} Ba _{6,4} Ga _{8,0} Al _{14,7}
	б	Sc _{0,3} Y _{0,6} Ca _{0,6} Co _{0,6} La _{0,7} Na _{0,7} Nb _{0,7} Ni _{0,7} Fe _{0,8} Mo _{0,8} V _{0,8} P _{0,9} Be _{0,9} Cr _{1,1} Mg _{1,1} B _{1,1} Ti _{1,4} Zr _{1,5} Mn _{1,6} Ga _{2,0} Al _{2,0} Zn _{2,2} Cu _{2,3} K _{3,0} CO _{2(3,2)}

П р и м е ч а н и е: I — латеритный профиль: а — охры, б — лимонит-франколитовые породы; II — продукты эпигенеза: а — осветленный горизонт, б — сидеритовый горизонт.

ния восстановленных бескислородных вод, дренирующих угленосные отложения.

Эпигенетические процессы восстановительного этапа обуславливают развитие специфических минеральных ассоциаций, значительно усложняющих состав и строение верхних горизонтов латеритного профиля выветривания карбонатитов. Главная особенность латеритного профиля, испытывавшего воздействие эпигенетических процессов, — присутствие в верхних частях разреза коры, граничащих с перекрывающими угленосными осадками, сопряженных зон осветления и сидеризации продуктов выветривания. Богатые руды являются специфическими образованиями зоны эпигенеза и представляют собой верхний осветленный горизонт эпигенетически измененных продуктов выветривания.

Геохимические аспекты модели формирования горизонта богатых руд. Анализ наиболее детально изученных месторождений кор выветривания карбонатитов, таких как Белозиминское (Восточный Саян), Татарское (Енисейский край), Чукотское (Чадобецкое поднятие) и другие показывает, что в этой рудной формации действуют два главных механизма концентрирования рудных компонентов: остаточного накопления инертных рудных компонентов, обусловленного выносом подвижных компонентов; вторичного переотложения компонентов, обладающих ограниченной подвижностью в профиле выветривания.

В основе обоих рудоконцентрирующих механизмов лежит различная миграционная способность или подвижность компонентов в зоне гипергенеза. Поэтому для оценки рудоносности кор выветривания карбонатитов важно найти достаточно простой способ оценки миграционной способности компонентов. Для этой цели нами предлагается использовать миграционные ряды, в которых миграционная способность компонентов выражена через коэффициенты их накопления, т.е. отношения содержаний компонентов в продуктах выветривания к их содержаниям в исходных породах. Эти ряды для главных зон латеритного профиля выветривания, а также для продуктов их эпигенетического преобразования приведены в табл. 5.

Один из методических приемов анализа миграционных рядов — использование так называемых элементов-свидетелей, которые обладают минимальной миграционной способностью и могут служить эталоном инертного поведения компонентов. Исходя из опыта изучения кор выветривания карбонатитов в окислительных условиях латеритного выветривания, в качестве таких элементов-свидетелей могут рассматриваться ниобий и титан. Вместе с тем особенности поведения титана в зоне гипергенеза [1] свидетельствуют о том, что в восстановительных условиях эпигенеза титан может приобретать частичную подвижность, поэтому в этих условиях титан не может, подобно ниобию, служить элементом-свидетелем.

В миграционных рядах компоненты, расположенные слева от этих наиболее инертных элементов, выносятся из продуктов выветривания, компоненты, входящие в эту группу, т.е. близкие к элементам-свидетелям по коэффициентам накопления, испытывают только остаточное накопление, а компоненты, находящиеся справа от элементов-свидетелей, наряду с остаточным на-

коплением частично привносятся в процессе выветривания карбонатитов или в процессе эпигенеза продуктов выветривания. Группировка компонентов по их миграционной способности более наглядна при графическом изображении миграционных рядов (рис. 6).

Анализ миграционных рядов для продуктов латеритного выветривания карбонатитов — лимонитовых охр, лимонит-франколитовых и лимонит-кварцевых пород — свидетельствует о том, что интенсивное латеритное выветривание характеризуется переходом в подвижное состояние не только главных породообразующих компонентов карбонатитов (CO₂, Ca и Mg), но также фосфора и кремнезема, которые при гидрослюдястости выветривания ведут себя инертно. Вынос из зоны выщелачивания преобладающей части вещества карбонатитов приводит к эффективному остаточному концентрированию инертных компонентов и прежде всего редких металлов (Nb, Sc, Y, V, La и др.), коэффициенты накопления которых в этой зоне обычно составляют 3,5—6.

Вместе с тем некоторые компоненты, прежде всего Р и Si, обладают ограниченной подвижностью и перераспределяются в профиле выветривания — они выносятся из зоны выщелачивания (зона охр) и переосаждаются на глубоких горизонтах латеритного профиля с образованием лимонит-франколитовых и лимонит-кварцевых пород. Соответственно эти компоненты меняют свое положение в миграционных рядах, рассчитанных для различных зон (см. рис. 6, а, б). Так, если в миграционном ряду для зоны охр фосфор расположен слева от группы инертных компонентов, среди элементов, выносимых из этой зоны, то в миграционном ряду для лимонит-франколитовых пород он размещается в правой части, что соответствует значительному привносу фосфора в эту зону. Привнос значительного количества фосфора во франколитовую зону компенсирует сокращение объема пород при выветривании, поэтому коэффициенты концентрации остаточных инертных компонентов в этой зоне всегда существенно ниже, чем в охристых продуктах зоны выщелачивания.

Аналогичным образом меняется положение кремнезема в миграционных рядах для охр и вторичных лимонит-кварцевых пород. Изменение положения фосфора и кремнезема в миграционных рядах по отношению к группе инертных компонентов свидетельствует об инверсии поведения этих элементов в профиле латеритного выветривания. Подобное поведение этих ограничено подвижных компонентов является характерной особенностью латеритного профиля выветривания и определяет инверсионный характер его зональности.

Инверсионный характер зональности латеритного профиля — следствие проявления кислотно-щелочного геохимического барьера и связан с наличием значительного горизонта кислотности, возникающего в условиях латеритного выветривания карбонатитов. Как было показано ранее [5], начальным условиям латеритного выветривания соответствуют кислая и умеренно кислая среды гипергенного минералообразования, в то время как для гидрослюдястости выветривания характерна нейтральная, отчасти слабощелочная среда. Учитывая, что рН растворов, равновесных с карбонатами, близки к 10, можно констатировать, что латеритный профиль выветривания карбонатитов характеризуется значительным градиентом кислотности.

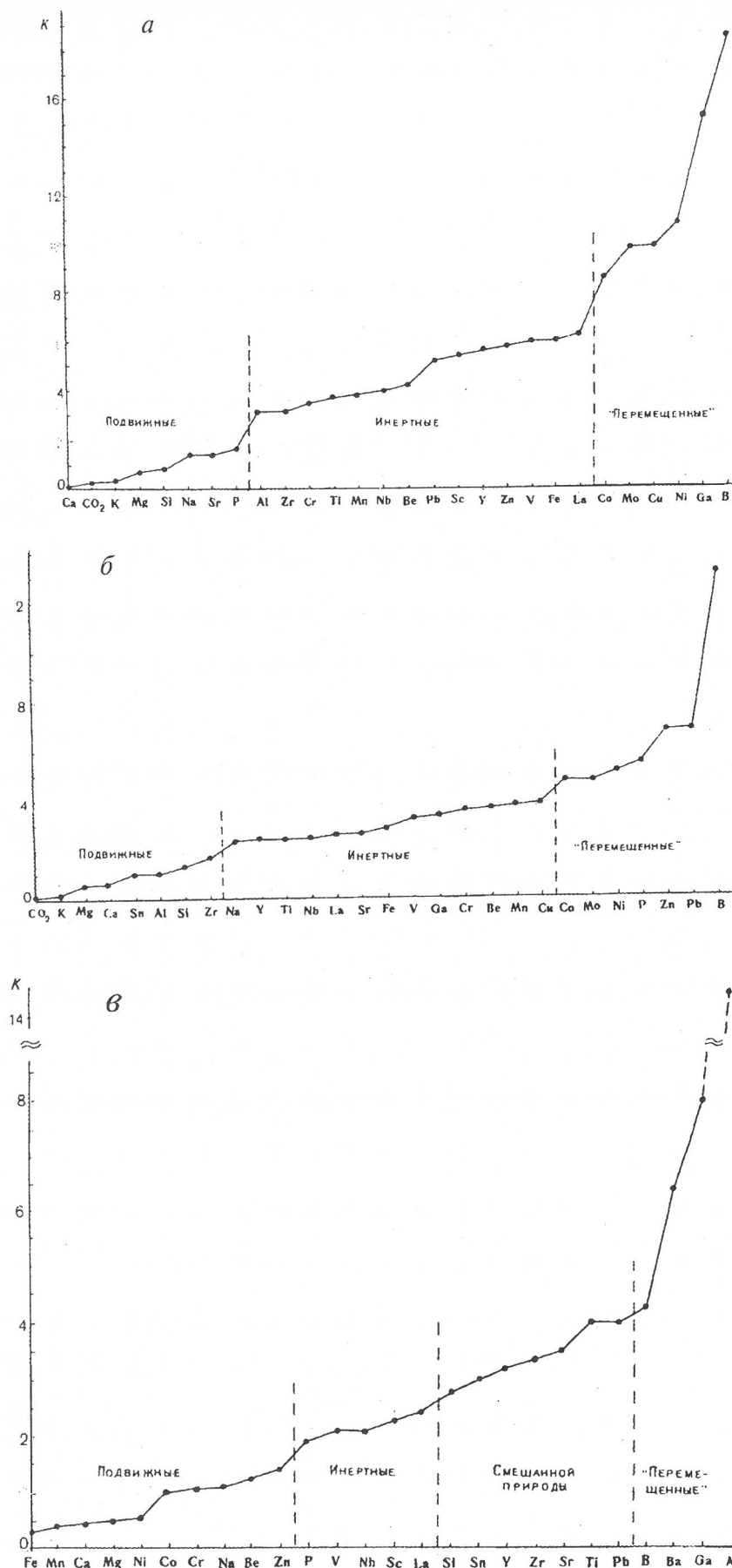


Рис. 6. Миграционный ряд для латеритных охр (а), лимонит-франколитовых пород (б), эпигенетической зоны осветления латеритных охр (в):

K — коэффициент концентрации компонентов

Как следствие более высокой начальной кислотности растворов в условиях латеритного выветривания, становятся неустойчивыми первичные апатиты и силикаты, фосфор и кремнезем приобретают ограниченную подвижность, и в результате нейтрализации растворов, просачивающихся на глубину, формируется зональность инверсионного типа, связанная с проявлением кислотно-щелочного геохимического барьера, отделяющего кислую область неустойчивости и растворения апатита и силикатов от нейтральной области, в которой эти минералы вновь становятся устойчивыми и где происходит вторичное переслаживание фосфора и кремнезема.

При переходе к эпигенетическому этапу гипергенеза характер подвижности компонентов существенно меняется (см. табл. 5, II, рис. 6, в). Железо и марганец, инертные в условиях латеритного выветривания, в восстановительных условиях эпигенеза приобретают подвижность и интенсивно выносятся из верхнего осветленного горизонта зоны эпигенеза, о чем свидетельствует их крайнее левое положение в миграционном ряду для этого горизонта (см. табл. 5, II, а). В противоположной, правой, части миграционного ряда расположены компоненты (Ba, Al, Ga и др.), перемещаемые эпигенетическими растворами из перекрывающих осадочных пород и осаждаемые в зоне эпигенеза. В то же время многие редкие металлы (Nb, La, Y, Sc, V, Zr, Sr и др.) в условиях эпигенеза сохраняют инертность и накапливаются в осветленном горизонте. Коэффициенты концентрации этих компонентов по отношению к латеритным охр составляют 2—3,5. Это свидетельствует о том, что из главных миграционных процессов зоны эпигенеза — выноса железа и марганца из верхнего осветленного горизонта и прогноза компонентов из перекрывающих осадочных пород — первый превалирует.

Таким образом, хотя при развитии эпигенетических процессов восстановительного этапа гипергенеза характер подвижности компонентов существенно меняется, главный рудоконцентрирующий механизм, заключающийся в выносе подвижных компонентов и остаточном накоплении инертных рудных компонентов, прежде всего редких металлов, остается принципиально аналогичным. Суммарный рудоконцентрирующий эффект двух последовательных этапов гипергенеза в продуктах осветления латеритных охр по отношению к исходным карбонатитам для большей части редких металлов, включая Nb, La, Ce, Y, Sc, V, варьирует от 8,7 до 18,2.

Некоторый разброс коэффициентов концентрации компонентов по преобладающей тенденции поведения отнесенных к инертным, вероятно, обусловлен различной степенью приноса этих компонентов эпигенетическими растворами, которая может меняться и в различных участках зоны

эпигенеза. В миграционных рядах, рассчитанных по отдельным буровым пересечениям зоны эпигенеза, такие компоненты, как Ti, Zr, Sr и некоторые другие, тяготеющие к правой части миграционных рядов, по коэффициентам концентрации приближаются к группе перемешанных компонентов. Поэтому на графике (см. рис. 6, в) такие компоненты выделены как компоненты «смешанной природы».

Миграционный ряд компонентов для сопряженной с осветленным горизонтом зоны эпигенетической сидеритизации охристых продуктов выветривания карбонатов (см. табл. 5, II, б) выявляет резкое снижение коэффициентов концентрации большинства инертных компонентов, включая и редкие металлы. В зоне сидеритизации в отличие от осветленного горизонта главной геохимической тенденцией является не вынос подвижных компонентов и связанное с этим накопление остаточных инертных компонентов, а напротив, привнос и продуцирование *in situ* значительных количеств углекислоты, которая соединяется с восстановленными

катионами железа и марганца. Расчет баланса вещества при сидеритизации латеритных охр с учетом плотности пород и мощностей эпигенетических горизонтов показывает, что этот процесс сопровождается также привносом железа и марганца в количествах, примерно соответствующих количествам этих компонентов, которые высвобождаются при осветлении латеритных охр. Поэтому сидеритизация продуктов выветривания не только не приводит к сокращению объема пород, но, напротив, сопровождается его увеличением, а также резким снижением пористости пород.

Таким образом, анализ подвижности компонентов в зоне гипергенеза позволяет заключить, что исключительно высокая продуктивность кор выветривания карбонатов Томтора обусловлена высокой подвижностью главных породообразующих компонентов карбонатов в зоне гипергенеза, а на эпигенетическом этапе — высокой подвижностью главных компонентов продуктов выветривания, которая определяет беспрецедентные масштабы миграционных процессов и силь-

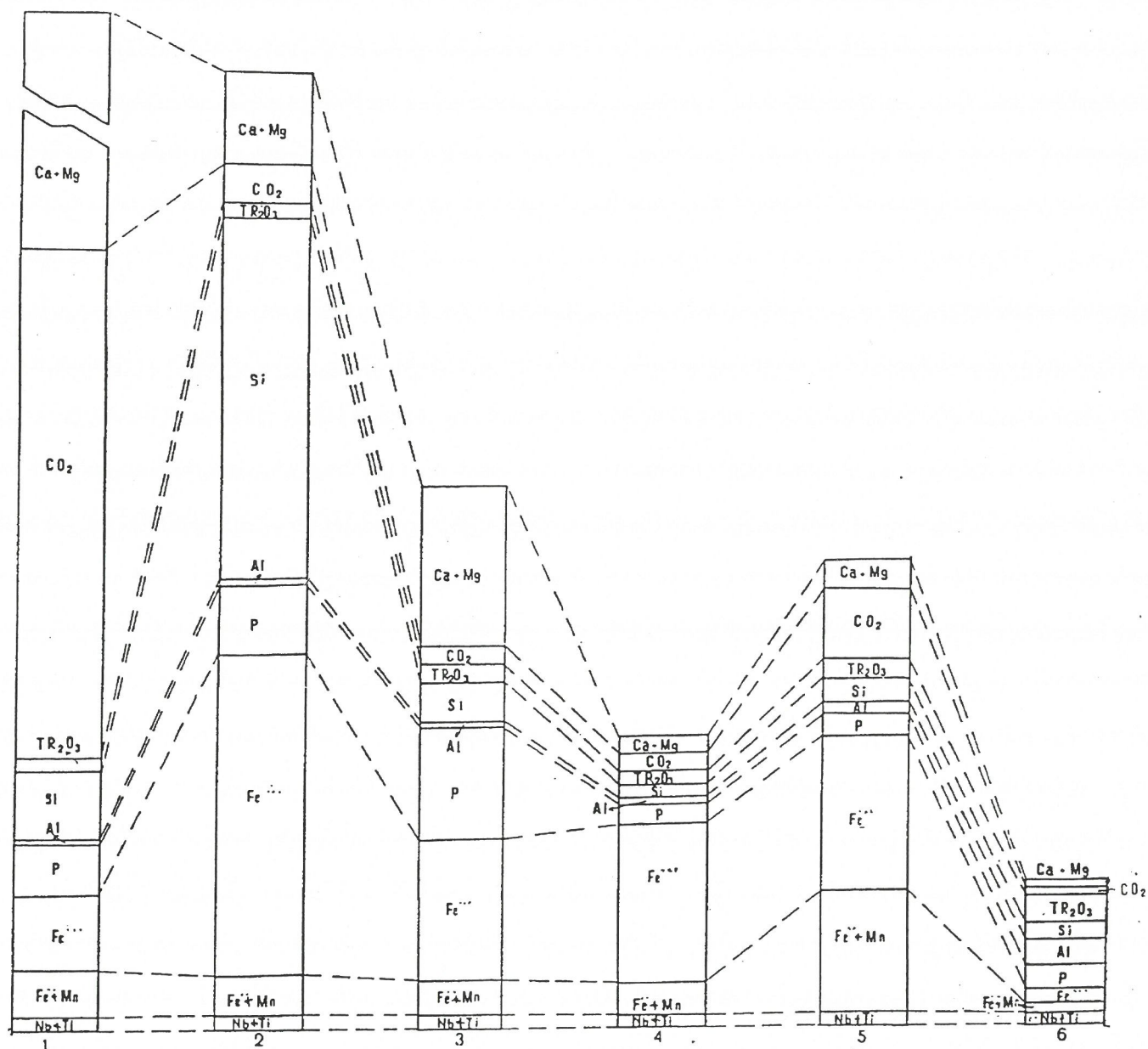


Рис. 7. Диаграмма химический состав — объем для совмещенного профиля выветривания карбонатов участка Буранный месторождения Томтор:

высота колонки соответствует объему зоны относительно объема исходного субстрата; доля колонки, занимаемая компонентом, соответствует его содержанию, %; 1 — коренные карбонаты; 2 — лимонит-кварцевая зона; 3 — лимонит-франколитовая зона; 4 — зона охр; 5 — сидеритовый горизонт; 6 — осветленный горизонт (богатые пироклор-монацитовые руды)

ный рудоконцентрирующий эффект этих процессов, связанный с остаточным накоплением инертных рудных компонентов и прежде всего редких металлов.

В условиях латеритного выветривания эффективное концентрирование редких металлов в остаточных охрах (зона выщелачивания) связано с выносом из этой зоны не только CO_2 , Ca и Mg, но также P и Si, которые в совокупности составляют 80–90% вещества карбонатитов. Однако рудоконцентрирующие процессы, связанные с дифференциальной подвижностью компонентов, максимально результативны в эпигенетически измененных латеритных корах выветривания карбонатитов. В верхнем осветленном горизонте зоны эпигенеза латеритных охр не просто суммируются рудоконцентрирующие эффекты двух этапов гипергенеза, но исключительно благоприятное (с точки зрения реализации этой природной технологии) изменение миграционных свойств компонентов в восстановительных условиях эпигенеза приводит к дополнительному усилению суммарного рудоконцентрирующего эффекта. Дело в том, что железо и марганец, инертные в условиях окислительного выветривания и накапливающиеся вместе с редкими металлами в остаточных продуктах до предельно высоких концентраций (50–60% и более), в восстановительных условиях эпигенеза приобретают подвижность, и их интенсивный вынос из верхнего осветленного горизонта приводит к повторному эффективному концентрированию редких металлов, которые сохраняют инертность и в этих условиях. Именно вследствие этого в продуктах эпигенеза латеритных охр отмечается максимальное содержание широкого спектра редких металлов (ниобий, лантаноиды, иттрий, скандий, ванадий, стронций и др.) и создаются условия для формирования уникальных комплексных редкометаллических руд.

В отличие от латеритного выветривания при формировании зоны эпигенеза определяющую роль играют не условия кислотности, которые на эпигенетическом этапе мало отличаются от характерных для латеритного выветривания, а резкие различия окислительного потенциала предельно окисленных лимонитовых продуктов выветривания и эпигенетических растворов, которые имеют ярко выраженный восстановительный характер и содержат избыточное органическое вещество.

Исходя из изложенного, задача оценки эффективности рудоконцентрирующих механизмов, действующих в корах выветривания карбонатитов Томтора, по существу, сводится к группировке компонентов по их миграционной способности и определению соотношений между массами инертных и подвижных компонентов. Эта задача решается на основе проведенного анализа подвижности компонентов путем прямого расчета баланса вещества при выветривании карбонатитов и последующем эпигенезе продуктов выветривания.

Такие расчеты позволяют оценить масштабы выноса вещества при выветривании карбонатитов и последующем эпигенезе продуктов выветривания, а также степень изменения объема гипергенных продуктов по сравнению с объемом исходного карбонатита. Как следует из этих расчетов, при формировании латеритных охр вынос первичного вещества карбонатитов достигает 80–90%, сопровождается 4–6-кратным сокращением объема гипергенных продуктов. Для эпигенетически измененных осветленных охр степень сокращения объема по сравнению с таковым исходного карбонатита достигает уже 10–15.

Баланс вещества и соотношение объемов гипергенных продуктов латеритного профиля выветривания с объемом исходного карбонатита, а также соотношения объемов продуктов эпигенеза с объемом латеритных охр, подвергшихся эпигенетическим преобразованиям, показаны на рис. 7. На графике видно, что зоны выщелачивания (зона охр латеритного профиля и осветленный горизонт богатых руд в зоне эпигенеза), характеризующиеся максимальным выносом вещества и сокращением объема гипергенных продуктов, отличаются и наибольшим остаточным концентрированием инертных редкометаллических рудных компонентов,

массы которых в этой системе сохраняются практически неизменными.

Подводя итог рассмотрению геолого-геохимической модели формирования богатых комплексных редкометаллических руд месторождения Томтор, следует подчеркнуть, что уникальные параметры этих руд обусловлены исключительно благоприятным сочетанием геологических и геохимических факторов, определившим возможность функционирования кор выветривания карбонатитов как весьма эффективной рудоконцентрирующей геохимической системы.

Особенности геологической ситуации определили специфические условия формирования зоны гипергенеза Томторского месторождения, которые характеризуются сменой этапов гипергенеза и переходом от окислительных условий на этапе поверхностного выветривания к восстановительным — на эпигенетическом. Подобная геологическая ситуация возникает в тех случаях, когда коры, сформировавшиеся в окислительной обстановке, перекрываются более молодыми угленосными отложениями и начинают подвергаться воздействию восстановительных бескислородных вод.

Вследствие этого в корах выветривания карбонатитов Томтора реализуется оптимальная «природная технология» двухстадийного химического обогащения редкометаллических карбонатитов. В первую стадию — окислительную латеритного выветривания — происходят выщелачивание карбонатитов, силикатов и апатита, а также окисление и гидролиз железа и марганца, которые накапливаются в остаточных продуктах вместе с инертными редкометаллическими компонентами. Во вторую — восстановительную стадию эпигенеза марганцево-железистых продуктов выветривания — происходит вынос из них восстановленных форм железа и марганца и повторное эффективное концентрирование редких металлов.

В связи с изложенным важно подчеркнуть, что уникальные руды Томторского месторождения формируются за счет рядового, хотя и несколько обогащенного субстрата (средние содержания в карбонатитах Nb_2O_5 0,3–0,5%, TR_2O_3 0,8–1%), и они в гораздо большей степени обязаны своим образованием условиям функционирования зоны гипергенеза карбонатитов как эффективной экзогенной рудоконцентрирующей геохимической системы, чем первичному обогащению субстрата. Иными словами, наличие субстрата с обычными для карбонатитов параметрами рудоносности является лишь необходимым предварительным условием формирования богатых руд томторского типа.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 96-05-64049).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Борисенко Л.Ф., Поликашина Н.С. Титан в корах выветривания и связанных с ними аллювиальных россыпях // Литология. 1995. №1. С. 51–59.
2. Коноплев А.Д., Кузьмин В.И., Эпштейн Е.М. и др. Особенности делювиально-озерной россыпи на коре выветривания редкометаллических карбонатитов // Минералогия и геохимия россыпей. М., 1992. С. 111–123.
3. Кравченко С.М., Беляков А.Ю., Покровский Б.Г. Геохимия и генезис массива Томтор // Геохимия. 1992. №8. С. 1094–1110.
4. Лапин А.В. Геологическая позиция и генезис богатых комплексных редкометаллических руд месторождения Томтор // Геология рудных месторождений. 1995. Т. 37. №1. С. 22–39.
5. Лапин А.В. Классификация и прогнозирование месторождений кор выветривания карбонатитов // Геология рудных месторождений. 1996. Т. 38. №2. С. 172–185.
6. Лапин А.В., Толстов А.В. Новые уникальные месторождения редких металлов в корах выветривания карбонатитов // Разведка и охрана недр. 1993. №3. С. 7–11.
7. Энтин А.Р., Зайцев А.И., Ненашев Н.И. и др. О последовательности геологических событий, связанных с внедрением Томторского массива ультраосновных щелочных пород и карбонатитов // Геология и геофизика. 1990. №12. С. 42–50.
8. Эпштейн Е.М., Данильченко Н.А., Постников С.А. Геология Томторского уникального месторождения редких металлов // Геология рудных месторождений. 1994. Т. 36. С. 83–110.

Принята редколлегией 17 декабря 1997 г.

Докембрийский рифтогенез и современная структура Фенноскандинавского щита

С.И.РЫБАКОВ, А.И.ГОЛУБЕВ, В.Д.СЛЮСАРЕВ, М.М.ЛАВРОВ (Институт геологии КНЦ РАН)

Рифтогенез, как процесс в его широком понимании, является универсальным механизмом эволюции земной коры в геологической истории Земли. Под этим процессом подразумевается комплекс явлений, связанных с постоянной генерацией энергии в глубинных частях планеты и периодическим ее резким проявлением при достижении критических значений и, как следствие, растяжением, деструкцией земной коры и формированием глубинных разломов [13, 24].

К настоящему времени различными исследователями получен большой материал, свидетельствующий о том, что рифтогенез имел место на всем документируемом отрезке геологической истории Земли, включая ранний докембрий [24].

В пределах докембрийских кратонов выявление и анализ докембрийских рифтов и рифтогенных структур сопряжены с трудностями, связанными с их неполной сохранностью (особенно архейских), отсутствием структурно-морфологических признаков, многообразием магматических комплексов и сложностью исследования динамики процесса.

Ниже мы попытались на примере развития Фенно-скандинавского щита проследить основные закономерности развития рифтогенного процесса этой одной из ключевых геологических структур Восточно-Европейской платформы.

Ранее проблема рифтогенеза на Фенноскандинавском щите рассматривалась многократно различными исследователями и наиболее полно А.Д.Шегловым с коллегами [20, 21, 26 и др.]. Некоторые исследователи рассматривают докембрийскую историю Фенноскандинавского щита с позиций плейттектоники [8, 25, 47].

Существующий геолого-геофизический материал по данному региону определенно свидетельствует о том, что в основе его геологической истории лежит последовательное чередование периодов деструкции литосферы и ее расчленение на блоки различных порядков с их частичной или полной переработкой. Эти процессы оказывали определяющее влияние на весь последующий ход геологического развития региона: магматизм, седиментогенез, тектонику, метаморфизм, рудообразование. Из этого следует фундаментальный вывод, что этапы дробления литосферы — хронотектонические границы эндогенных циклов. Формируемые при этом системы глубинных разломов являются тектонической основой рифтов, зеленокаменных, подвижных поясов геосинклинального типа и некоторых структур, относимых к негеосинклинальным.

В геологической истории Фенноскандинавского щита устанавливаются, по крайней мере, шесть документируемых тектономагматических (эндогенных) циклов 1-го порядка (мегациклы), на протяжении которых можно выделить циклы 2-го (этапы, стадии) и последующих порядков (табл. 1), среди них выделяемый нами ранее [22] условно раннеархейский саамский цикл с возрастом древнее 3,15 млрд. лет в контексте рассматриваемой проблемы не может сегодня быть объективно охарактеризован из-за отсутствия надежных данных и поэтому здесь не обсуждается.

Для **лойиского (позднеархейского) тектономагматического мегацикла** (3,15—2,5 млрд. лет) характерно формирование вулканических поясов, которые в настоящее время получили название зеленокаменных [11, 22, 27]. В современном эрозионном срезе они сохранились в виде многочисленных реликтовых структур протяженностью от сотен (даже десятков) метров до сотен километров при ширине 10—22 км (рис. 1). Их цепочное расположение подчеркивает линейный характер первоначальных вулканических поясов. Проведенная реконструкция в пределах Феннокарельского кратона с учетом геологических и геофизических данных позволила выявить систему зеленокаменных поясов, тектонической основой которых является система сопряженных глубинных разломов,

разбившая сиалическую кору на блоки различных порядков. В гравитационных полях они выделяются положительными гравитационными и магнитными аномалиями, зонами интенсивных градиентов сил тяжести и гравитационными ступенями [12, 32, 33]. В некоторых зеленокаменных структурах, например в Хаутоваарской, по зоне разлома наблюдается подъем границ Мохо и Конрада на 2—4 км [2]. К данным линейным зонам приурочены наибольшие мощности архейских вулканитов, реликты эруптивных центров, пояса интрузий базитов и ультрабазитов. Все эти данные определенно указывают на связь формирования зеленокаменных поясов с системами глубинных разломов, заложившихся на сиалической коре. Последняя сегодня в основном переработана поздними процессами и сохранилась в Карелии в пределах некоторых блоков: Водлозерского, Тулосского, Вокнаволоцкого, где они сложены комплексом пород тоналит-трондьемит-гранодиоритового состава, образованными по ним магматитами, реликтами амфиболитов и молодыми гранитами. Возраст наиболее древних пород в пределах этих блоковидных структур составляет 3,3—3,54 млрд. лет [16, 46].

Анализ строения разрезов отдельных зеленокаменных структур (рис. 2) позволяет отметить их некоторые особенности и общие черты. Прежде всего, в пределах Феннокарельского кратона определенно не известен характер взаимоотношений осадочно-вулканогенных комплексов. При гранитизации и эрозии сохранились различные части разреза, что затрудняет их корреляцию. В одних структурах разрез начинается с андезитов (Хаутоваарская, Сайозерская, Пибозерская, Суомосалми — в Финляндии), в других с осадков (Костомукшская), в третьих — с базальтов. Есть данные, что в зеленокаменном поясе Колмозеро-Воронья в Кольском кратоне в основании разреза находятся конгломераты [11]. Характерная черта строения разрезов зеленокаменных структур — чередование почек вулканитов коматитит-базальтового, андезитового и риолит-дацитового составов и осадков, которое повторяется в разрезе по меньшей мере дважды. Наиболее низкая часть разреза в корреляционной схеме представлена андезитами (см. рис. 2). В Хаутоваарской структуре возраст субвулканических андезитодацитов Игнойльского палеовулкана данной части разреза составляет 2995 ± 20 млн. лет [22], а для андезитов группы Луома в зеленокаменном поясе Кухмо-Суомосалми (Восточная Финляндия) 2966 ± 20 млн. лет (U-Pb метод по циркону, сообщение Т.Пирирайнена).

Анализ формационного состава породных комплексов (см. табл. 1) и строения разрезов показывает, что для зеленокаменных поясов в геодинамическом и формационном плане сходными с условиями континентального рифтогенеза и начальными стадиями эвгеосинклиналей могут быть только ранние и средние стадии их развития, характеризующиеся процессами растяжения в зонах крупных расколов земной коры и существенно мантийным магматизмом. Дальнейшая эволюция зеленокаменных поясов фенноскандинавского типа проходила по геотектоническому режиму, наиболее отвечающему режиму эвгеосинклиналей (протогеосинклиналей). Его признаками могут быть усиление кислого и среднего вулканизма на заключительных стадиях их развития, накопление граувакковых и аркозовых комплексов, интенсивная многоактная складчатость и зональный метаморфизм, активный гранитоидный магматизм и гранитизация. Отличительная черта архейских зеленокаменных поясов — широкое развитие высокомагнезиального (коматитового) и толеитового вулканизма. Наряду с этим, особенно в зеленокаменных поясах Фенноскандинавского и Канадского щитов присутствуют в большом объеме продукты известково-щелочного вулканиз-

1. Тектономагматические циклы докембрия Фенноскандинавского щита

Тектономагматический цикл	Этап(стадия)	Возрастные рубежи, млрд. лет	Главные геологические события
1. Свамский		>3,15	Формирование комплекса фундамента зеленокаменных поясов
2. Лопийский	Ранний	3,15—2,9±0,5	Формирование системы глубинных разломов — основы зеленокаменных (палеовулканических) поясов Накопление осадочно-вулканогенных и осадочных формаций: дацит-андезитовой, коматитит-базальтовой, дацит-риолитовой, флишевой железисто-кремнистой, аркозо-граувакковой
	Средний	2,9±0,5—2,75±0,5	Формирование интрузивных формаций: габбродиорит-диорит-платиогранитной, гипербазитовой габбро-пироксенитовой, габбро-анортоситовой, габбро-диабазовой, нормальных (плаггиомикроклиновых) гранитов, гранит-чарнокитовой
	Поздний	2,75±0,5—2,6±0,5	Внедрение микроклиновых гранитов, ребольская фаза складчатости, гранитизация, зональный метаморфизм Образование редкометаллических пегматитов
3. Карельский	Ранний (сумий-сарийский)	2,5—2,3±0,5	Формирование ранней рифтовой системы, внедрение расслоенных интрузий, габбро-норитов и чарнокитов, формирование вулканогенных и осадочных формаций: калиевой дацит-риолитовой, коматитит-андезитобазальтовой, вулканогенно-терригенной
			Формирование дайковых поясов габбро-норитов, габбро-диабазов
	Средний (ятулийский)	2,3±0,5—2,1	Развитие поздней рифтовой системы Образование кор выветривания Формирование вулканогенных и осадочных формаций: кварцит-песчаниковой, гематит-глинисто-доломитовой
4. Свекофеннский	Поздний (людиковый)	2,1—1,95	Формирование вулканогенных и осадочных формаций: пикрит-базальтовой, долерит-габбро-диабазовой дайковой, кремнисто-карбонатно-черносланцевой
	Ранний	1,95—1,85±0,5	Формирование системы глубинных разломов — основы подвижных поясов и зон активизации Накопление терригенной (калевийской) флишевой формации и (базальт-андезит-риодацитовой, пикрит-базальтовой, андезитобазальтовой, дацит-риолитовой натровой, дацит-риолитовой калиевой, филлитовой, аркозо-граувакковой конгломератовой и др.) Автометасоматоз, ранняя складчатость и метаморфизм погружения Внедрение интрузий габбродиорит-платиогранитной, перидотит-габбро-норитовой, мигматит-гранитовой, тоналит-платиогранитной, дифференцированной ультрамафит-габровой, гранитовой формаций
	Поздний	1,85±0,5—1,65	Складчатость, зональный метаморфизм, гранитизация, внедрение интрузий (формаций литий-фтористых, посторогенных плаггиомикроклиновых гранитов)
5. Рифейский	Ранний	1,65—1,4±0,5	Тектоническая активизация и формирование рифейской рифтовой системы Внедрение интрузий габбро-анортосит-рапакивигранитной формации; накопление продуктов вулканических и осадочных формаций: трахибазальтовой, толеит-базальтовой, терригенной
	Поздний	1,4±0,5—1,1	Внедрение интрузий калиевой щелочно-ультраосновной, лампроитовой формаций с признаками алмазной минерализации Формирование дайковых поясов лампроитов, щелочных пикритов
6. Дальсландский		1,1—0,8	Формирование вулканических комплексов базальтов и риолитов серий Капебо и Дала; отложения терригенных осадков Внедрение интрузий и даек оливинсодержащих габбро-диабазов и долеритов
7. Палеозойский (каледонский)		590—360 млн. лет	Внедрение крупных плутонов щелочных пород Кольско-Лапландского кратона Формирование поясов и даек лампроитов и кимберлитов

ма, что в формационном плане сближает их с молодыми островными дугами.

Можно отметить сходство в строении разреза и формационном составе осадочно-вулканогенных и plutонических комплексов зеленокаменных поясов Феннокарельского и Кольского кратонов, что свидетельствует об их единой геологической истории в позднем архее, включая и Беломорский пояс [11].

Карельский (раннепротерозойский) тектономагматический мегацикл. Лопийский (позднеархейский) мегацикл к концу архея в пределах Фенноскандинавского щита завершился стадией инверсии и последующей стабилизацией с образованием протоплатформы. Между стабилизацией и началом карельского тектономагматического мегацикла (2,5—1,95 млрд. лет) существовал длительный (около 150—200 млн. лет) перерыв, во время которого формировались коры выветривания и конгломераты. Во многих случаях устанавливается резкое структурное несогласие между метаморфизованными и складчатыми лопийскими комплексами и лежащими на них протерозойскими сумийскими сариолийскими вулканитами и осадками [5].

В начале карельского мегацикла (2,5—2,45 млрд. лет) зало-

жилась система глубинных разломов, явившаяся основой протерозойской рифтогенной системы и современной структуры щита. Процесс дробления коры и развития магматизма проходил в течение сумий-сариолийского, ятулийского и людиновийского этапов. Как ранее было показано А.Д.Щегловым с соавторами [20], этот процесс был обусловлен подъемом мантии в форме свода, диаметром более 1000 км, сопровождающимся интенсивным перидотит-габброноритовым, анортозитовым, базальтовым, в меньшей степени гранитоидным плутолизмом, базальтовым и меньше риолитовым вулканизмом. Формационный состав (см. табл. 1) магматических комплексов карельского тектономагматического мегацикла, характер и условия их формирования приводят большинство исследователей к мысли о наиболее типичном рифтогенном режиме в протерозое [23, 26, 29, 34, 45]. Мы придерживаемся той же точки зрения, однако вносим существенный элемент в понимание роли Беломорской зоны (пояса) в этом процессе. Нужно отметить, что геологическая история одной из ключевых структур Фенноскандинавского щита остается неопределенной, несмотря на неослабевающее внимание к ней многих исследователей.

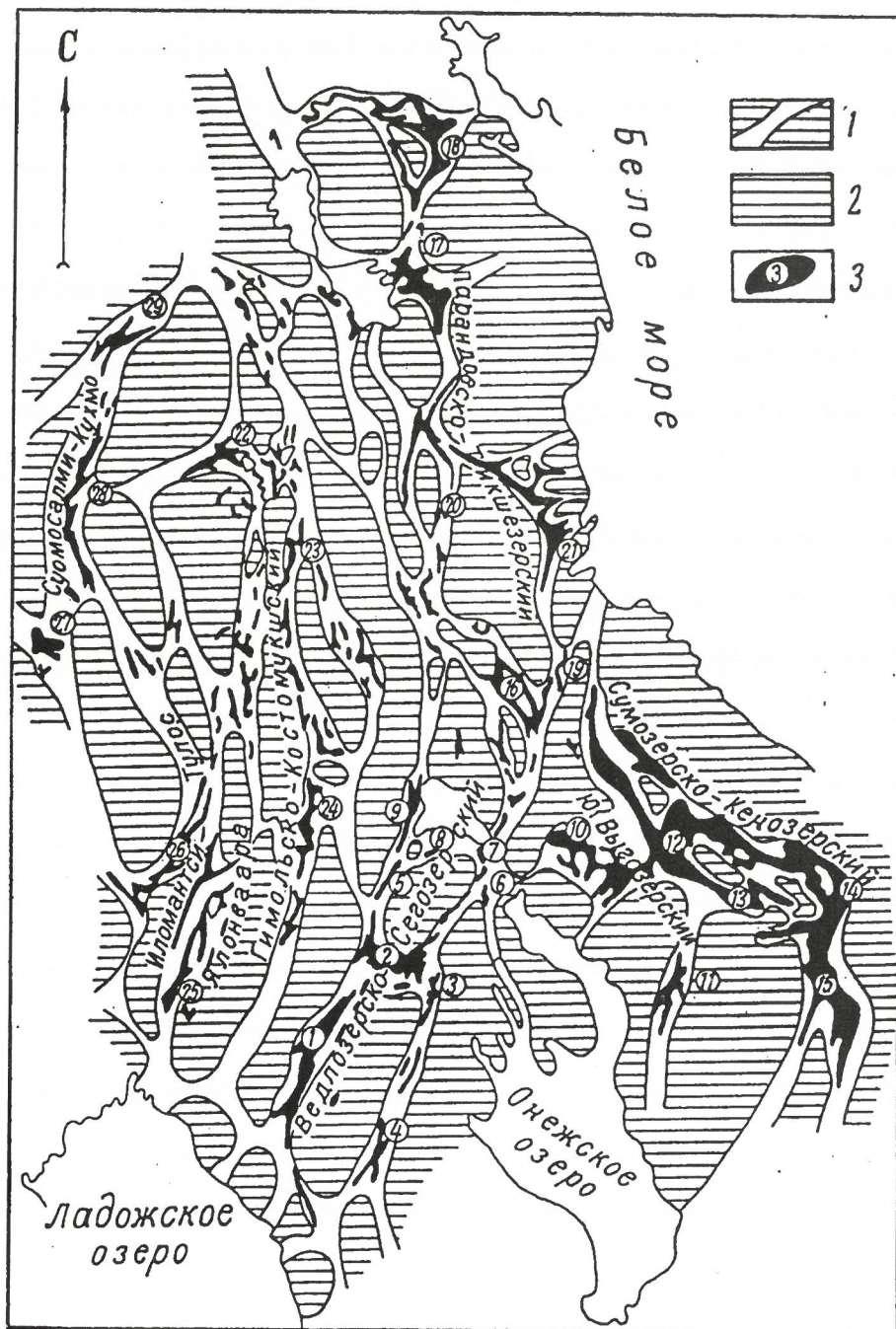
Беломорская структура, или как ее называют — подвижный пояс, коллизионный пояс, Беломорский геоблок, Беломорско-Лапландская зона, — одна из ключевых геологических структур, развитие которой влияло на геологическую историю Фенноскандинавского щита, по крайней мере, с рубежа около 2,5 млрд. лет. Наиболее распространена точка зрения (В.М.Тимофеев, Н.Г.Судовиков и А.А.Полканов), согласно которой Беломорская зона — это приподнятый блок земной коры, где обнажены высокометаморфизованные и гранитизированные комплексы, относящиеся к нижнему архею (саамию).

Другая точка зрения, более вероятная, что Беломорский пояс — это действительно приподнятый «блок» земной коры, в пределах которого обнажены останцы переработанной (гранитизированной) раннеархейской коры и реликты верхнеархейских осадочно-вулканогенных комплексов.

На наш взгляд, Беломорская зона (пояс) представляет собой главную рифтовую зону протерозойской рифтовой системы Фенноскандинавского щита, обнаженную сегодня в его придонной части (рис. 3, 4). Этот вывод хорошо объясняет большинство особенностей геологического строения и развития данной структуры. Обращает на себя внимание ряд особенностей. Беломорский комплекс как специфическое геологическое образование был выделен, прежде всего, на основании своеобразия породных ассоциаций и сложной геологической истории. Его главные элементы — различные гнейсы, гнейсограниты, гранитоиды, амфиболиты, чарнокиты, гранулиты различного состава, plutонические породы основного-ультраосновного состава позднеархейского и протерозойского возраста. Важно отметить, что беломорский комплекс развит в линейной зоне видимой протяженностью более 1000 км при ширине 100—200 км. Одно это уже делает невозможным определять Бело-

Рис. 1. Схема реконструкции верхнеархейских зеленокаменных поясов Карелии, по работе [27]:

1 — зеленокаменные пояса; 2 — блоки реоморфизованного фундамента; 3 — локальные зеленокаменные структуры



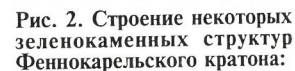
В зоне сочленения Беломорского геоблока с Феннокарельским мощность земной коры в его западной части увеличивается до 49 км. В основании коры, по данным Н.В. Шарова, присутствует зона так называемой коро-мантийной смеси со скоростью продольных волн $7-7,4$ км/с и плотностью $3-3,2$ г/см³ мощностью несколько километров. Это можно объяснить захватом и частичной ассимиляцией продуктов гранитной коры при подъеме мантийного материала [7, 38].

Выделяются два этапа гранулитового метаморфизма. О.И.Володичев самый ранний из них относит к саамскому (AR₁) этапу с формированием гранулит-эндербит-чарнокитовой ассоциации, которая не имеет места в карельском блоке. Второй этап образования гранулитов приходится на время заложения рифта 2450—2430 млн. лет. Некоторые исследователи условия высоких давлений объясняют давлением столба пород высотой 20 км и более. На наш взгляд, условия высоких давлений могли быть обусловлены давлением снизу поднимающегося мантийного диатри. Складчатые деформации также полициклически, характерна сложная, часто пологая складчатость глубинного течения. Все породные комплексы претерпели гранитизацию на рубеже 1,8—1,7 млрд. лет. Это обстоятельство вместе с фактом большого объема интрузивных гранитов приводит к выводу, что на поверхность

В пределах Беломорского пояса устанавливаются несколько циклов (этапов) тектономагматической активизации. Наиболее активными были зоны осевой части рифта вплоть до кайнозоя и практически до настоящего времени, если учитывать повышенную сейсмичность данной зоны [9].

Здесь многочисленные тела и дайки протерозойских габбро-норитов имеют площадное распространение и контролируются разноориентированными непротяженными разрывными нарушениями [14, 31]. Территориально они концентрируются в областях положительных гравитационных аномалий по обе стороны от осевой части рифта, что, вероятно, связано с подъемом мантийного диапира в условиях объемной проницаемости данного участка земной коры вследствие ее интенсивной раздробленности (см. рис. 3).

Обращая на себя внимание субсимметричное расположение по отношению к главной Беломорской рифтовой зоне основных рифтовых зон второго порядка. К ним относятся в пределах Лапландско-Кольского кратона выделяемые В.А. Мележицом и В.А. Стуртом [45] рифтовая зона Полмак — Опукас ярви — Писивк — Печенга — Имандра — Варзуга — Усть-Поной (ниже для краткости будем называть Печенго-Варзугская), а в пределах Феннокарельского кратона рифтовая зона Ветрянный пояс — Лехта — Шомбозеро — Пана — Куоляярви — Карасик (кратко Лехтинско-Куолявинская) протяженностью более 1000 км [5, 20]. Геологическая история первой из них соответствует 2,45—



1 — Костомукшская; 2 — Хаутаваарская; 3 — Койкарская; 4 — Хизоваарская; 5 — Пибозерская; 6 — Кухмо-Суамосалми; 1 — гнейсо-граниты; 2 — субвулканические тела и дайки дацитов; 3 — конгломераты; 4 — аркозовые алевролиты; 5 — хемогенные алюмокремнистые породы; 6 — граувакки; 7 — углеродсодержащие сланцы; 8 — железистые кварциты; 9 — колчеданные руды; 10 — кристаллоластические туфы андезитов и дацитов; 11 — агломератовые туфы и лавы андезитов и дацитов; 12 — базальты; 13 — коматииты; 14 — коры выветривания; цифры в кружках — номера вулканических циклов (см. табл. 1)

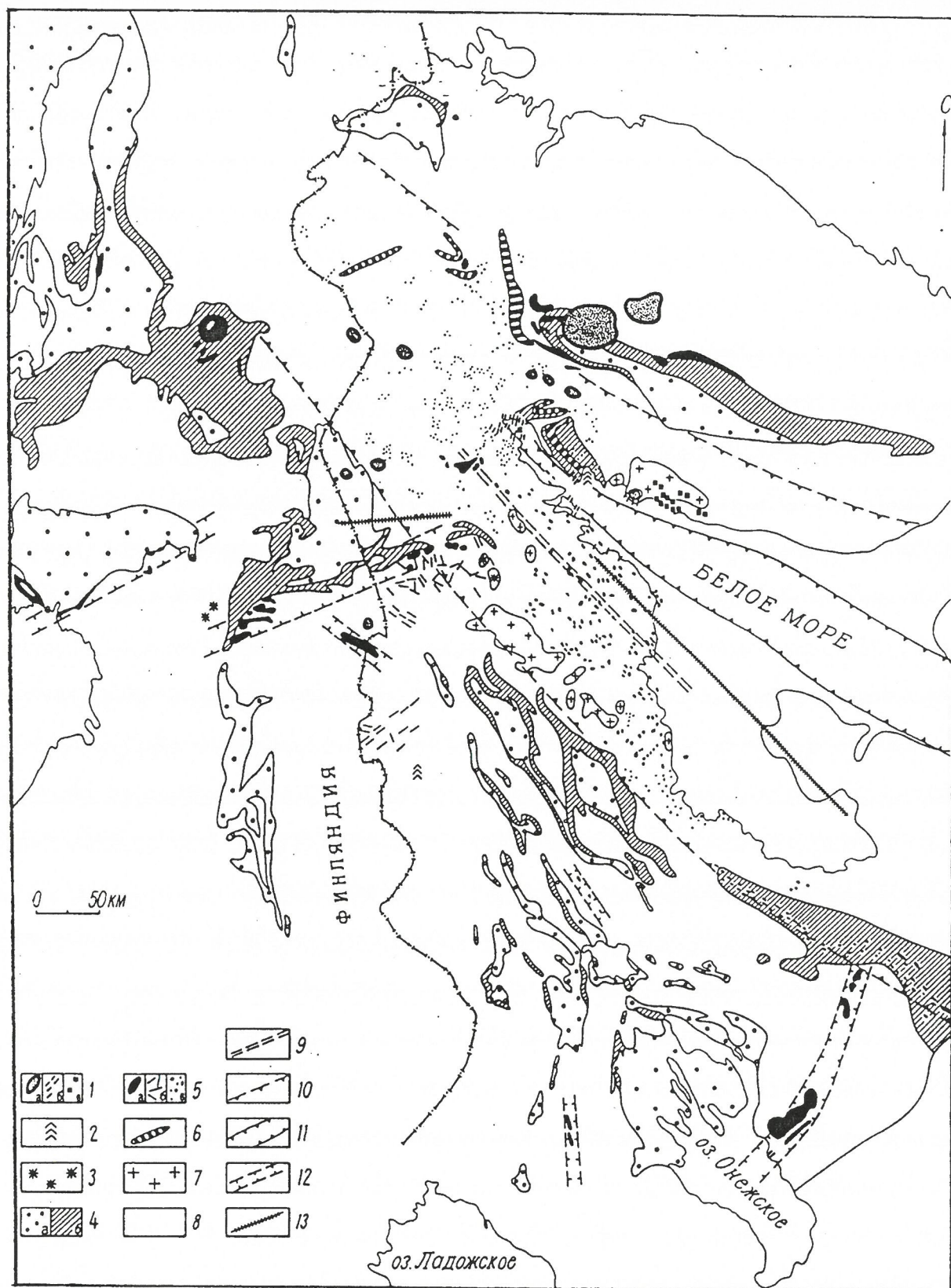


Рис. 3. Схема распространения магматических комплексов протерозойской рифтогенной системы восточной части Фенноскандинавского щита, с учетом работ [4, 5, 10, 12, 17, 20 и др.]:

1 — палеозойские (590—360 млн. лет) щелочные, щелочно-ультраосновные массивы (а), дайки (б), трубки взрыва (в); 2 — рифейские дайки лампроитов (Костомукша — 1200 млн. лет., Порья губа — 1200—1080 млн. лет., Ветреный Пояс — 1500—1300 млн. лет.); 3 — свекофенские щелочно-ультраосновные интрузии (Ельтозерский, Тикшеозерский — 1700—1900 млн. лет., Лайвайоки, Кортеярви — 2000 млн. лет.); 4 — раннепротерозойские осадочно-вулканогенные образования (а — ятулий-людиковийского, б — сумий-сариолийского надгоризонтов); 5 — расслоенные ультрамафит-мафитовые интрузии (а), дайки (б), малые тела (в), 2435—2500 млн. лет.; 6 — анортозиты (2450 млн. лет.); 7 — интрузивные чарнокиты (2425—2450 млн. лет.); 8 — архейские образования: зеленокаменные пояса, гнейсовые, мигматитовые и гранит-тоналитовые комплексы; 9 — осевая зона наиболее магнезиальных и наибольших по размерам тел беломорского пояса лерцолит-габброноритовых интрузий; 10 — ядерная (центральная) зона рифтогенной системы; 11 — осевая зона рифтогенной системы; 12 — трансформные разломы; 13 — оси глубинных положительных гравитационных аномалий

1,97 млрд. лет [45], что отвечает полному карельскому циклу. Вулканические комплексы здесь сложены породами бимодальной ассоциации с преобладанием по объему базальтов, пикритов и разнообразными осадками. Характерны большие мощности осадочных и вулканических отложений (более 16 тыс. м), их несогласное залегание на гранитогнейсовом основании и циклический характер вулканизма.

В Печенгской и Имандра-Варзугской структурах устанавливаются шесть циклов, перерывы между которыми фиксируются горизонтами осадков, конгломератами, корами выветривания. Интрузивные комплексы представлены расслоенными интрузиями перидотит-габброноритов, недифференцированными перидотитами и габбро-диабазам. Первые имеют возраст $2,453 \pm 24$ — $2,355 \pm 476$ млн. лет и отвечают начальным и средним стадиям развития рифта (см. табл. 2).

На северо-западном простирании этого пояса, в пределах

Лехтинской, Шомбозерской, Пана-Куоляярвинской и Киттель-Карасйок структур разрез дополняется более молодыми (ятулийскими и людиковийскими) частями, здесь появляются кислые вулканы, и его нижние части в Лехтинской структуре представлены базальтами, андезитобазальтами и калиевыми дацит-риолитами. Возраст последних составляет 2435 млн. лет [5].

Данную рифтовую зону оперяют рифты Онежская структура — Сегозеро — Янгозеро — Ондозерский (Онежско-Ондозерский) и расположенные западнее более мелкие рифтовые зоны, представленные поясами даек (Кивач-Сямозерский пояс) и небольшими локальными структурами. В юго-восточной части Лехтинско-Куоляярвинской рифтогенной зоны в Феннокарельском кратоне к Беломорскому поясу непосредственно примыкает протерозойская рифтовая структура Ветряного пояса с его пикрит-базальтовыми вулканическими комплексами, считавшимися ранее суйсарскими

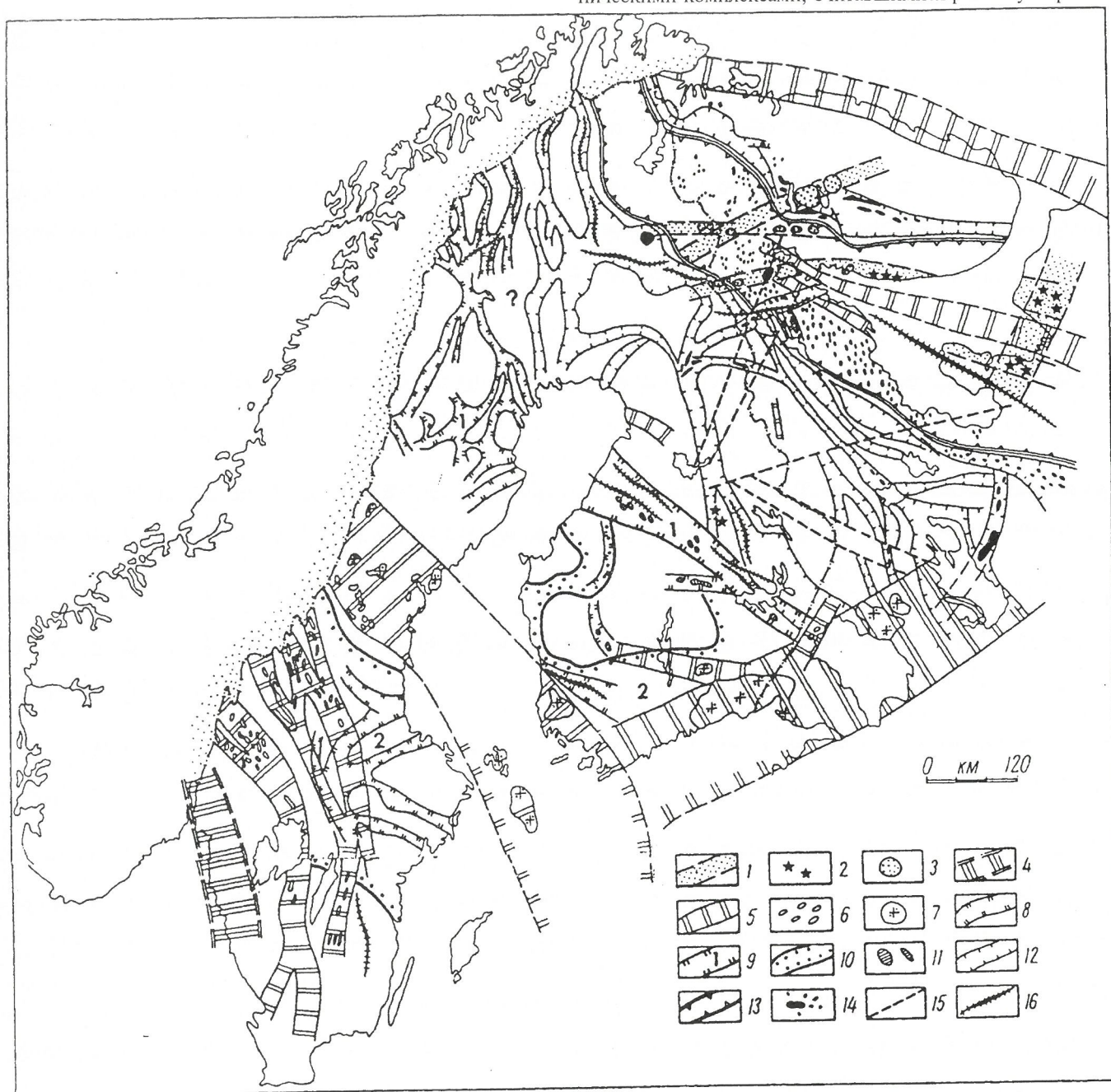


Рис. 4. Генерализованная схема разновозрастных рифтовых систем Фенноскандинавского щита, с учетом работ [4, 5, 10, 12, 17, 20 и др.]:

1 — палеозойская рифтовая система; 2 — кимберлиты; 3 — щелочные интрузии; 4 — дальсландские рифтогенные структуры; 5 — рифейская рифтовая система; 6 — тела и дайки габбро-долеритов; 7 — граниты рапакиви; 8 — свекофеннская рифтовая система; 9 — Ладожско-Ботнический подвижный пояс; 10 — Южно-Свекофеннский подвижный пояс; 11 — интрузии габбро-перидотитов; 12 — карельская рифтогенная система; 13 — беломорская зона — зона главного протерозойского рифта; 14 — расслоенные интрузии перидотит-габброноритовой формации и дайки габброноритов, друзитов; 15 — разломы; 16 — оси положительных гравитационных аномалий

процесс в широком понимании имел место на всем протяжении его геологической истории и являлся основным механизмом формирования структуры земной коры. Причинами этого процесса были периодическая деструкция земной коры и формирование систем глубинных разломов, которые и служили тектонической основой рифтогенных структур (зон). Это связано с пульсационным расширением Земли под влиянием постоянной генерации энергии и ее разогревом.

Циклический характер этого процесса, фиксируемый вспышками магматизма, обусловлен, по-видимому, тем, что он резко проявляется при достижении критических напряжений в земной коре при ее разогревании и расширении. На документированном отрезке геологической истории Фенноскандинавского щита с рубежа около 3,2–3,1 млрд. лет выделяются шесть тектоно-магматических (эндогенных) циклов: лопийский (3,15–2,5 млрд. лет), карельский (2,5–1,95 млрд. лет), свекофеннский (1,95–1,65 млрд. лет), рифейский (1,65–1,1 млрд. лет), далъсландский (1,1–0,8 млрд. лет), палеозойский (каледонский) (590–360 млн. лет). Наиболее ранний, саамский цикл (древнее 3,15 млрд. лет) сегодня является проблематичным, хотя имеющаяся информация о реликтовых зеленокаменных структурах в Водлозерском блоке с возрастом метабазальтов более 3,3 млрд. лет [16, 46] может свидетельствовать о рифтогенных процессах в саамское время (3,5–3,15 млрд. лет).

Для каждого тектономагматического цикла характерны определенные типы рифтогенных структур, отличающиеся по ряду своих характеристик и прежде всего по составу магматических комплексов.

Для позднеархейских зеленокаменных поясов, сохранившихся в виде реликтовых структур, характерно широкое развитие продуктов как коматиит-толеитового, так и известково-щелочного магматизма (см. табл.1) за исключением Гимольско-Костомукшского и Ялонваара-Иломантси поясов, отличающиеся их от зеленокаменных поясов других докембрийских кратонов, где отсутствуют или подавлены дацит-андезитовые вулканиты.

В целом для всех типов характерен разнообразный магматизм с тенденцией увеличения объема щелочного магматизма с омоложением рифтогенных структур. Возможно, это связано со все большей стабилизацией земной коры и миграцией магматических очагов на большие глубины.

Следует подчеркнуть длительность активных процессов, наблюдающихся в докембрийских рифтогенных зонах Фенноскандинавского щита. Они обусловлены периодической тектономагматической, тектонометасоматической, сейсмической активизациями, продолжающимися, например, в зоне Главного Беломорского рифта до исторического времени (около 2,5 млрд. лет). Нередко молодые рифтовые структуры унаследуют более древние.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бибикова Е.В., Слабунов А.И., Кирнозова Т.И. и др. U-Pb возраст широкого из пород Керетской гранит-зеленокаменной системы в зоне сочленения Карельской и беломорской структур Балтийского щита // Геохимия. 1995. Т. 343. № 4. С. 517–521.
2. Булин Н.К. Земная кора и верхняя мантия между Финским заливом и Онежским озером // Земная кора окраин материков и внутренних морей. М., 1975. С. 152–162.
3. Володичев О.И. Беломорский комплекс Карелии. Геология и петрология. — Л.: Наука, 1990.
4. Геологическая карта северо-запада РСФСР м-ба 1:500 000 / Под ред. (Л.А.Гаскельберга и др.). 1988.
5. Геология Карелии / Под ред. В.А.Соколова. — Л.: Наука, 1987.
6. Геология и магматизм области сочленения беломорид и карелид / К.А.Шуркин, В.М.Шемякин, Ю.Д.Пушкарев Ю.Д. и др. — Л.: Наука, 1974.
7. Глубинное строение и геодинамика кристаллических щитов европейской части СССР / Под ред. Ф.П.Митрофанова. — Апатиты, 1992.
8. Горбачев Р. Докембрий западной части Балтийского щита // Принципы и критерии расчленения докембрия в мобильных зонах. Л., 1980. С.206–222.
9. Добрынина М.И. Отражение характера тектоно-магматических активизаций в физических полях восточной части Балтийского щита и севера Русской платформы // Геология и полезные ископаемые Севера Русской платформы. М., 1987. С. 37–47.
10. Журавлев В.А., Шульга Т.Ф., Уиков В.В. Алмазоносные лампроиты Костомукшского района Карелии // Матер. Второго международного симпозиума «Минерально-сырьевые ресурсы России». С.-Пб., 1995. С. 37–40.
11. Зеленокаменные пояса фундамента Восточно-Европейской платформы / Под ред. С.Б.Лобач-Жученко. — Л.: Наука, 1988.
12. Земная кора и металлогения юго-восточной части Балтийского щита / А.С.Гришин, В.С.Куликов, В.В.Куликова и др. — Л.: Наука, 1983.
13. Иванников В.И. О механизме глобального тектогенеза литосферы Земли // Отечественная геология. 1995. № 12. С. 63–65.
14. Колбаниев Л.Р. Мафические дайковые комплексы рифтогенных систем восточной части Балтийского щита // Региональная геология и металлогения. 1994. № 2. С. 13–25.
15. Куликов В.С., Куликова В.В., Лавров Б.С. и др. Суйсарский пикрит-базальтовый комплекс палеопротерозоя Карелии. — Петрозаводск, 1999.
16. Куликова В.В. Волоцкая свита — стратотип нижнего архея Балтийского щита. — Петрозаводск, 1993.
17. Лавров М.М. Гипербазиты и расслоенные перидотит-габброноритовые интрузии докембрия Северной Карелии. — Л., 1979.
18. Лавров М.М., Гарбар Д.И., Бозачев А.И. и др. Бураковский перидотит-габброноритовый массив // Интрузивные базит-ультрабазитовые комплексы докембрия Карелии. Л., 1976. С. 79–89.
19. Лазарев Ю.И. Балтийский щит // Древние платформы Евразии. Новосибирск, 1977. С. 9–83.
20. Магматизм и металлогения рифтогенных систем восточной части Балтийского щита / А.Д.Шеглов, В.Н.Москалева, В.Ф.Смолякин и др. — С.-Пб.: Наука, 1993.
21. Магматические формации докембрия северо-восточной части Балтийского щита / Под ред. И.В.Белькова. — Л.: Наука, 1985.
22. Металлогеническая эволюция архейских зеленокаменных поясов Карелии / С.И.Рыбаков, А.С.Гришин, В.Н.Кожевников и др. — Л.: Наука, 1993.
23. Медно-никелевые месторождения Балтийского щита / Отв. ред. Г.И.Горбунов, Х.Папунен. — Л.: Наука, 1985.
24. Милановский Е.Е. Рифтогенез в истории Земли. — М.: Недра, 1983.
25. Минц М.В., Глазнев В.Н., Корнилов А.Н. и др. Ранний докембрий северо-востока Балтийского щита: Палеогеодинамика, строение и эволюция континентальной коры. — М.: Научный мир, 1996.
26. Негруца В.З. Раннепротерозойские этапы развития восточной части Балтийского щита. — Л.: Недра, 1984.
27. Рыбаков С.И. Колчеданное рудообразование в раннем докембрии Балтийского щита. — Л.: Наука, 1987.
28. Сейсмическая модель литосферы Северной Европы. Лапландско-Печенгский район / Н.В.Шаров, А.Н.Виноградов, Н.Е.Галдин и др. — Апатиты, 1997.
29. Смолякин В.Ф. Магматизм раннепротерозойской (2,5–1,7 млрд.лет) палеорифтогенной системы, северо-запад Балтийского щита // Петрология. 1997. Т. 5. № 4. С. 394–411.
30. Сорохтин О.Г., Митрофанов Ф.П., Сорохтин Н.О. Происхождение алмазов и перспективы алмазоносности восточной части Балтийского щита. — Апатиты, 1996.
31. Степанов В.С., Слабунов А.И. Амфиболиты и ранние базит-ультрабазиты докембрия Северной Карелии. — Л.: Наука, 1989.
32. Строение земной коры юго-восточной части Балтийского щита по геодинамическим данным / М.И.Голод, М.М.Стенарь. — Л.: Наука, 1983.
33. Шустова Л.Е. Особенности строения земной коры основных тектонотипов Балтийского щита // Региональная геология и металлогения. 1997. №6. С. 54–63.
34. Турченко С.И., Семенов В.С., Амелин Ю.В. и др. Рифтогенная природа раннепротерозойского Северо-Карельского пояса и его металлогеническая специализация // Геодинамика и глубинное строение советской части Балтийского щита. Апатиты, 1992. С. 92–99.
35. Хазов Р.А., Попов М.Г., Бискэ Н.С. Рифейский калиевый щелочной магматизм южной части Балтийского щита. — С.-Пб.: Наука, 1993.
36. Хански Е. Интрузии габбро-верлитовой ассоциации в Финляндии и их стратиграфическое значение // Матер. Совет.-Финл. симпозиума «Ранний протерозой Балтийского щита». Петрозаводск, 1985.
37. Чашин В.В. О перспективах алмазоносности Кольского полуострова (Россия) // Геология рудных месторождений. 1997. Т. 39. № 6. С. 561–565.
38. Шаров Н.В. Литосфера Балтийского щита по сейсмическим данным. — Апатиты, 1993.
39. Эволюция докембрийского магматизма / Л.П.Свириденко, А.П.Светов, А.И.Голубев и др. — Л.: Наука, 1985.
40. Andersson U.B. Petrogenesis of some proterozoic granitoid suits and associated basic rocks in Sweden (geochemistry and isotope geology). Uppsala, 1997.
41. Explanation to the Map of Precambrian basement of the Gulf of Finland and surrounding area 1: 1 million. Espoo, 1996.
42. General geological map of the Baltic shield, scale 1:2 500 000, 1985.

43. Geological map pre-quaternary rocks northern Fennoscandia, scale 1:1000 000. Helsinki, 1987.
44. Maps of Northern Fennoscandia Edited by Juka Korkonen. Edited by T.Koistinen. Espoo, 1989.
45. Melezhik V.A., Sturt B.A. General geology and evolutionary history of the early Proterozoic Polmak — Pasvik — Pechenga — Imandra-Varzuga — Ust-Panoy Greenstone Belt in the north-eastern Baltic Shield. Earth-Science Reviews. 36. 1994. P. 205—241.
46. Pukhtel Y.S., Zhuravlev D.D., Kulikova V.V. Petrology and Sm-Nd and Pb-Pb Systematics of the Early Arhean Highly Magnesian

Metavolcanics of the Vodla Block, Baltic Shield // International Geology Review. 1993. Vol. 35. P. 825—839.

47. Puchtel Y.S., Hofmann A.W., Yochum K.P. et al. The Kostomuksha greenstone belt, Baltic Shield: remnant of a late Archaean oceanic plateau? Terra Novam. 1997. 9. P. 87—90.
48. Vuollo J., Lipo J., Nykfen V. et al. An Early Proterozoic Podiform chromitite in the Outokumpu Ophiolite Complex, Finland. Econom. Geol. 1995. Vol. 90. P. 445—452.

УДК 551.8.07

© М.Н.Королева, 1999

Палеобиогеография ордовикских трилобитов Восточно-Кокчетавского синклинория Северного Казахстана

М.Н.КОРОЛЕВА

Область Восточно-Кокчетавского синклинория в ордовике была покрыта эпиконтинентальным морем. В северо-западной и северо-восточной частях этой территории располагались Кокчетавский и Шатский докембрийские массивы, которые испытывали в то время медленные поднятия и, разрушаясь, поставляли в основном терригенный материал для шельфовой зоны моря. На западном и южном направлениях Кокчетавского массива тектонические движения, по данным геологов, образовали прогибы на докембрийском слабо подвижном фундаменте, которые заложились в раннем ордовике. Северная граница обоих массивов в настоящее время скрыта под наносами, но бурением скважин доказываются наличие докембрийских пород далеко севернее.

Трансгрессия в начале тремадока начала каледонский этап геологического развития района [5], мелководная фация была принесена в большую часть синклинория. Море было достаточно открытым, связано с океаном, стенотермным и стеногалинным. Это создавало на некоторых участках благоприятные условия для развития биосферы. В Степняк-Аксуиском и Степняк-Кокчетавском районах образовались мощные терригенные толщи. Наиболее древние раннеордовикские породы в Степняк-Аксуиском выделены В.С.Заика-Новацким в уштоганскую свиту и подтверждены фаунистически как тремадокские [5]. Она подразделяется им по литологическому составу на три части, которые отражают сложную историю развития палеогеографии области.

Базальная часть — фации песчаников, грубо- и мелкообломочных туфов и алевролитов; они явно шельфового происхождения, т.к. при переслаивании кварцевых песчаников и темно-серых алевролитов последние местами имеют мелкобугорчатую поверхность выветривания. Средняя часть разреза сложена более разнообразными породами. В районе горы Уштоган среди вулканогенно-осадочных образований, в тонко переслаивающихся темно-серых мелкозернистых пиритизированных песчаниках и алевролитах найдены многочисленные беззамковые брахиоподы: *Lingulella lepis* Salter, *L. tenuitesta* Cooper, *L. sp. nov.*, *Lingulella sp.*, *Elliptoglossa aff. sylvanica* Cooper, *Elliptoglossa sp. nov.*, *Elliptoglossa sp.* и др. Все они бентосные организмы, их жизнь связана с дном бассейна. По заключению В.Ю.Горянского, общий характер фауны позволяет предположить раннеордовикский тремадокский возраст пород. Наутилоидеи: *Liaotungoceras sp.* (сходный с *L. manchuriense* Endo, 1932), *Penhioceras* (сходный с *P. fuseforme* Endo, 1932), по заключению З.Г.Балашова, принадлежат семейству *Piloceratidae*, представители которого не выходят за пределы раннего ордовика. Оба рода известны в позднем канании Манчжурии (свита Сантао), Т.Кобаяси относит эту свиту к раннему ордовика. По заключению З.Г.Балашова, казахстанские формы можно вполне отождествлять с таковыми из свиты Сантао, залегающей в самом основании нижнего ордовика.

Верхняя часть уштоганской свиты с однообразным терригенным составом фаунистически не охарактеризована, но в однитипных образованиях восточнее пос. Аксу в кремнистых алевролитах, условно относимых к степнякской свите,

В.С.Звонцов обнаружил граптолиты: *Loganograptus sp.*, *Isograptus sp.*, *Tetragraptus sp.*, *Glyptograptus ex. gr. Dentatus* (Brongn).

Все вышеуказанные роды, кроме *Loganograptus* (он имеется в нижней части зорьевской свиты по р. Акжар), установлены в позднем арениге Южного Уэльса — слою Fennian — биозоны *hirundo* и лишь один из них *Glyptograptus dentatus* переходит из позднего аренига в лланвирн [13], по-видимому, эти образования позднего аренига следует выделить в отдельные восточно-аксуиские слои, а выше их помещать степнякскую свиту кварцевых, полимиктовых, реже туфогенных конгломератов и песчаников, алевролитов, андезитобазальтов и их туфов. Этот комплекс пород в районе г. Степняк образует большую антиклинальную структуру, породы изучались многими исследователями, однако развития биосферы в ее осадках найдено не было, она датировалась очень широко по возрасту. Лишь в конце 50-х и в 60-х годах были обнаружены граптолиты, ведущие планктонный и псевдопланктонный образ жизни. По определению Д.Т.Цая, они содержат *Expansograptus superstes* (Lapw.), *Expansograptus sp.*, *Dicellograptus sextans exilis* (E. et W.), *Climacograptus bicornis* (J.Hall), *C. brevis mutabilis* Strachan, *Glossograptus hincksi* Hopk., *Glyptograptus ex gr. «teretiusculus»* (Hising), характеризующие, по его мнению, средний ордовик. Следует однако отметить, что фауна собрана не из одного определенного разреза, а из разных точек антиклиналы района Степняк. Кроме того, Р.Форти и Р.Оуэнс [13] род *Expansograptus* Bouček, Přibyl (1953) выделили в подрод рода *Didymograptus D. (Expansograptus) expansograptus* Bouček, Přibyl, который широко представлен в позднем (Fennian) арениге Южного Уэльса (биозона *hirundo*) совместно с *Glossograptus*, *Glyptograptus dentatus*, *Isograptus* и др. Определение *Glyptograptus ex gr. «teretiusculus»*, по-видимому, здесь не должно влиять на заключение о возрасте. Все же некоторый элемент омоложения в составе граптолитов по сравнению с восточно-аксуиским комплексом имеется, поэтому совершенно справедливо геологи Р.А.Копятевич, Н.М.Фрид и др. (1967) поместили степнякскую свиту в верхнюю часть нижнего ордовика (И.Ф.Никитин, 1972).

Физико-географические условия седиментации осадков степнякской и уштоганской свит примерно одинаковы. Они отлагались в шельфовой зоне моря, где происходили активные тектонические движения и мощная вулканическая деятельность.

Лланвирнские и лландейловские образования участвовали в геологическом строении западного и восточного крыльев синклинория и обнажались в ядрах некоторых антиклиналей в центральной его части. На западном крыле выделен и изучен улькентомарский стратотип подразделений лланвирнских образований [4]. Здесь породы представлены кремнистыми алевролитами, порфиритами и их туфами, туфопесчаниками, линзами окремненного известняка. В слое мелкозернистого песчаника содержатся брахиоподы, криноидеи и трилобиты. Последние включают: *Arthrorhachis sp.*, *Geragnostus sp.*, *Shumardia (Conophrys) secunda* Koroleva, *Shumardia sp.*, *Remopleurides canus* Koroleva, многочисленные азафидные трилобиты: *Trigonoaspis fortis* Kor., *T. tristis* Kor., *Trigonoaspis sp.* (и много фрагментарных остатков панцирей этого рода), *Basili-*

cus aff. *tyrannus* (Murchison), *Basilicus* sp., *B. ex gr. tyrannus* (Murch.), *Birmanites* sp. (sp. nov.), *Nileus* sp., *Ogyginus hybridus* (Salter), *Ampyxinella rugosa nana* Koroleva, *A. ruslani* Kor., *Cybellinae* gen. indet., *Ampyx* sp. (sp. nov.). Приведенный список трилобитов указывает на лланвирнский возраст пород. Кроме того, из сборов В.С.Заика-Новацкого, по определению М.К.Аполлонова, здесь имеются: *Remopleurides* sp., *Cybelles cf. bellatula* Dalman, *Timuraspis* gen. et sp. nov. (ms.).

По трилобитам в улькентомарском стратотипе лланвирна (улькентомарская свита) выделяется биозона — *Trigonoaspis fortis*, экземпляры этого рода обнаружены также в Центральном и Южном Китае. Этот род близок к роду *Lisogorites* Tschugaeva (1958) и совместно с ним образует подсемейство *Tangiainae* Lu (1975). От *Lisogorites* он отличается почти прямыми базальными лопастями, слаботупоугольной формой центра фронтального края и наличием округлого вздутия в средней части глabei. Рахис пигидия имеет меньше осевых колец. Строение террасовых линий у *Trigonoaspis* очень тонкое и слабо заметное, тогда как у представителей *Lisogorites* оно резкое и сильно ветвится. Эти два рода, как отмечает Е.А.Балашова [1], сходны с аренигскими родами подсемейства *Thysanopyginae* Jaanusson, 1959 и *Hoekaspinae* Kobayashi, 1937.

Южнее, в районе Горки нами обнаружено также биоразнообразие бентосной фауны раннего лланвирна, относимой многими прежде к лландейло. Здесь у тектонического разрыва в темно-серых рассланцованных известняках собраны и изучены азафидные трилобиты: *Lisogorites knyrkoi* (Koroleva), *L. balashovae* Koroleva, *L. cf. striatus* Tschugaeva, *L. plautini* (Koroleva), *L. vaneki* Koroleva, *Basilicus tyrannus* (Murchison), *Pseudosaphus* sp. (пантеров орган в виде замкнутой выемки на внутреннем крае дублюры), *Isoteloides* sp., *Nileus* sp. (гипостом) и несколько крупных азафидных пигидиев. Южнее Горок шурфом вскрыта та же литофация темно-серых известняков с сообществом трилобитов: *Trigonoaspis cf. tristis* Kor., *Ogyginus ex gr. hybridus* (Salter), *Basilicus* sp., *Asaphidae* gen. et sp. indet.

Комплекс трилобитов, особенно многочисленные крупные азафиды Горок, позволяют относить включающие их известняки к лланвирну, а, возможно, и к позднему аренигу (обуховские слои кундского горизонта Балтики), т.к. они по общему устройству сходны и легко сравниваются с *Asaphus* (*Multiasaphus*) *knyrkoi* F.Schmidt, характерного для конца раннего ордовика. *Asaphus* (*Neosaphus*) *plautini* F.Schmidt известен из нижней части среднего ордовика Прибалтики (волховские слои [1]), встречается и в порожских, и в чечевичных слоях начала среднего ордовика. Непосредственно северо-восточнее за разрывом обнажается толща переслаивания вулканомиктовых песчаников, туфопесчаников с прослоями андезитовых порфиров и их туфов, кремнистых алевролитов, содержащих бентосные и нектобентосные рафиофоридные трилобиты: *Ampyx* sp., *Lonchodomas latus* Koroleva, *Ampyxinella rugosa* Kor. и др. Среди переслаивания пород нами обнаружен слой пепловых туфов кислого состава наземного происхождения — пизолитовых туфов. Этот характерный слой установлен и В.С.Заика-Новацким [4] севернее в районе юго-восточного берега оз. Атансор; он может служить маркирующим слоем для нижней части среднего ордовика этого района.

Переслаивание вышеуказанных пород простирается к югу в меридиональном направлении, где в 12 км восточнее пос. Лидовка (Белый Кордон, Густые Борки) установлен разрез среднего ордовика — лланвирн — лландейло мощностью 1010 м. Этот уникальный разрез изучали и посетили многие геологи, начиная с 1955 г. Собрана послойно многочисленная, разнообразная фауна. Она находится в отделе стратиграфии института геологии НАН Казахстана, но лишь первые находки трилобитов М.А.Жукова в 1957 г. из района Белый Кордон были опубликованы в разные годы (1959, 1961, 1965) и ранее установленный Е.А.Балашовой *Basilicus tyrannus* (Murch.) из коллекции Л.И.Пшеничной (1956). Сборы М.А.Жукова содержат: *Pseudobasilella cf. kegelensis* (Schmidt), *Basilella cf. barandei* (Hall), *Trigonoaspis* aff. *tristis* Koroleva, *Asaphidae* gen. indet., *Arator mariannus* (Koroleva), *Arator mariannus asiaticus* (Koroleva), 1965, *Robergia minima* Kor., *Ampyxinella rugosa* Kor., *Ampyxinella* aff. *rugosa* Kor. (много экземпляров). Совместно с трилобитами найдены граптолиты: *Glyptograptus teretiusculus* (His.), *G. aff. teretiusculus* (определение Б.М.Келлера). По ком-

плексу фауны возраст пород определяется как лланвирн. В опубликованных позднее работах И.Ф.Никитина (1972) и Геология СССР, т. XX, Центральный Казахстан (1975) приведен последний страторазрез, составленный Г.Х.Ергалиевым (1961) и частично Н.М.Фрид (1967) с привязкой к слоям трилобитов и граптолитов. Кроме вышеуказанных из коллекции М.А.Жукова до вида здесь определены: *Shumardia lacrima* Koroleva, *S. analoga* Kor., *Agnosta* Kor., *Telephina bipunctata* (Ulrich), *Trigonoaspis fortis* Kor., (определения М.К.Аполлонова). Граптолиты: *Expansograptus* sp., *Cardiograptus* sp., *Glyptograptus* sp., *Dicranograptus* sp., *Glyptograptus teretiusculus* (His.) (определения Д.Т.Цая). Возрастное положение пород разреза ими определяется как поздний лланвирн (караканский горизонт, первые четыре пачки — слои) и далее как лландейло и верхи лландейло — низы карадока.

Позднее появилась публикация Е.А.Балашовой об азафидных [1] и наша статья [10], где доказывался лланвирнский возраст (копалинский горизонт) нижней части разреза, а выше раннелландейловский и лландейловский, согласно ревизии определений азафиды.

Изучение литофаций и фауны западного крыла синклиниория позволяет воссоздать историю палеобиогеографии в течение среднего ордовика. В позднеаренигское и раннелланвирское время по-прежнему происходят подвижки дна бассейна и активная вулканическая деятельность (алышимбайская свита). Наблюдается быстрое развитие биосфер, как бентоса, нектобентоса, так и особей эпипланктона. Крупные азафидные трилобиты и другая фауна из прослоев темно-серых известняков раннего лланвирна указывают на отдельные спокойные, более глубоководные участки бассейна (западно-атансорская свита): Южные Горки, Белый Кордон, Густые Борки. Конгломерат с плохоокатанной галькой, переходящий в грубозернистый песчаник, дает знать о внезапном появлении в бассейне вулканического острова; произошло извержение пепловых туфов дацитового состава, так называемых пизолитовых туфов наземного происхождения и быстрый размыв острова. По литологическому составу слоев разреза можно предположить, что это явление было неоднократным не только в Восточно-Кокчетавском синклиниории, но и юго-восточнее — в юго-западном Предчингизье [11].

В Южных Горках и лидиевском разрезе четко выделяется, кроме азафидных особей, биосообщество рафиофоридных трилобитов: *Ampyxinella rugosa*, *Lonchodomas latus*, *Ampyx* sp. Здесь М.К.Аполлонов выделяет биозону — *Robergia marianna* — *Telephina bipunctata*. Род *Telephina* представлен несколькими видами: *T. omega* Koroleva, *T. stepnjakensis* Kor., *T. aff. impunctatus* (Ulrich), *T. mysticensis* (Ulrich) и три экземпляра sp. По распространению они установлены Р.А.Копятевичем (1967) севернее пос. Дудий, в районе пос. Жана-Тюбе (сборы В.Таранина), юго-восточнее пос. Конши, севернее Азнабай (сборы В.Ильченко), в районе антиклинали оз. Жамбайсор (сборы В.Заика-Новацкого). По нашему определению [7], некоторые из них подобны, но не идентичны представителям верхней части нижнего и низов среднего ордовика Чези Северной Америки. В Южном Казахстане *Telephina* sp. найдена в копалинском горизонте лланвирна совместно с *Ampyxinella biloba* (Tschugaeva). По данным работы [14], *Telephina* и *Robergia* отмечены в лланвирне не только в Чехии, но и Балтики. Девять экземпляров установлены в лланвирне Ирландии в горах Lough Shee (D.Harper, J.Graham и др., 1988) в сообществе трилобитов *Ampyx*, *Niobe*, *Nileus* и брахиопод *Syndielasma* sp., *Chonetoides cf. triabularis* (Reed), *Idiostrophia cf. costata* Ulrich et Cooper и др.

Указанные в лидиевском разрезе *Shumardia* понижают возрастное положение пород. Впервые они установлены на восточном крыле синклиниория в ясерной части антиклинали, где в кварц-полевошпатовых песчаниках Р.А.Копятевичем (1959) обнаружены трилобиты, граптолиты и брахиоподы раннего лланвирна, а возможно, позднего аренига. Тогда без монографического изучения их возраст был определен как ранний лландейло. В 1964 и 1982 гг. нами было представлено описание шумардий коллекции Р.А.Копятевича, оно включает: *Shumardia* (*Shumardia*) *lacrima* Kor., *Shumardia* (*S.*) *secunda* Kor., *Shumardia* (*S.*) aff. *analoga* Kor., *Shumardia* (*Conophrys*) *agnosta* Kor., *Shumardia* sp. (sp. nov.); этот трилобит очень близок к изображенному в работе Zhou, Zhang (1984) *Shu-*

mardia (Koldinioidia) typicalis (Kobayashi) из пограничных слоев кембрия — ордовика Китая. В работе [13] отмечено, что китайский экземпляр не полностью подобен *Koldinioidia typicalis*. Его кранидий близок к видам *Eoshumardia*, а пигидий подобен *Conophrys*. Имеются две формы рода *Shumardops* Hupe (1953), близкие к *Akoldinioidia aff. pustulosa* Zhou, Zhang, 1984 также из пограничных слоев. В этом разрезе явно выделяется биосообщество древних шумардид. Кроме шумардий определены: *Dividuagnostus minus* Kor. (1982), *Ampyxinella* sp., *Cyclopyge kossleri* Kor., близкий к *C. kossleri* (Kloucek) из лланвиерна Чехии, *Cyclopyge* sp., *Dionide* sp., *Telephina* sp., *Novacella* sp. Граптолиты, предварительно определенные Б.Келлером, включают: *Glossograptus* sp., *Glyptograptus* aff., «*teretiusculus*» His. Первый известен в позднем арениге и раннем лланвиерне (биозона *hirundo*) Южного Уэльса, второй характерен для низов среднего ордовика.

Таким образом, на восточном крыле вскрыты породы, которые не могут быть моложе лланвиерна, а возможно, образованы в позднем арениге. Новая литература и дальнейшее изучение коллекции Р.Копяткевича (1959) изменяют представление о возрасте пород, ранее установленного как ранний лландейло.

В подтверждение этого вывода можно привести также результаты изучения стратиграфии и фауны ордовика Северо-Западного Салаира [12], где в корреляционной схеме нижне- и среднеордовикских отложений в 11 странах и 5 отдельных регионах СНГ можно видеть, что в частности род *Shumardia* Billings не выходит за пределы кембрия — лланвиерна (таблица).

Позднеордовикские шумариды значительно отличны от древних. Они выделены (Р.Форти, 1980 и 1987) в подрод *Shumardia (Shumardella)*. Породы среднего ордовика, состоящие из вулканогенных образований, обнажаются по р. Сага; по данным геологов, они согласно залегают на терригенных породах верхнего аренига (степнякская свита сагской серии). Послойный стратиграфический разрез изучен Н.М.Фрид. Составленная ею геологическая схема правобережья р. Сага приведена в работе И.Ф.Никитина (1972). В средней части этого разреза в кремнистых темно-серых алевролитах Б.М.Келлером и нами (1957) найдены граптолиты и трилобиты. Последние содержат сообщество видов подсемейства *Cyclopyginae*: *Sagavia felix* Koroleva, *S. modica* Kor., *S. sp. 1* (sp. nov.). Все они из одного обнажения, расположенного юго-западнее бывшего пикета Жулубай выше по течению реки, кроме того, близкие к этому роду виды известны из района антиклинали оз. Жамбайсор — *Sagavia novacellaformis* Kor. и *S. heterocyclopygeformis* Kor., сравнимые с ранне- и среднеордовикскими видами Чехии [7]. Новый вид этого рода установлен в Южном Уэльсе — *Sagavia glans* Fortey [13]. Наряду с другими трилобитами и граптолитами он характеризует позднеаренигский возраст — формация Fennian. Кроме *Sagavia* присутствуют: *Symphysops firmus* Koroleva, *Pricyclopyge binodosa campesteris* Kor., *Psilacella bona* Kor., *Dindymene* aff. *didymograpti* (Whittard), часть крупного пигидия *Asaphina* gen. indet. *Pricyclopyge binodosa binodosa* известен в среднем и позднем арениге Южного Уэльса и лланвиерне Богемии.

Подсемейство *Ellipsotaphrinae* представлено видом *Psilacella bona* Kor., он близок к *P. doveri* (Etheridge) из позднего аренига Южного Уэльса. Редкие представители этого рода известны в арениге Британии, карадоке Шотландии и Китая.

Таким образом, в средней части р. Сага устанавливается биосообщество подсемейства *Cyclopyginae* — *Sagavia*, *Cyclopyge* и подсемейство *Pricyclopyginae* — *Symphysops*, *Pricyclopyge* из нижней части среднего ордовика, обитающих в открытошельфовых и склоновых территориях морского бассейна в основном с пелагическим образом жизни. Подобное сообщество выделено в арениге [13] в циклопигидовую биофазию в Южном Уэльсе, находившуюся на периферии континента со свободным доступом в открытый океан. Последующая трансгрессия лланвиерна, как отмечают авторы, приносит циклопигидовую биофазию в Богемию, Тюрингию, Болгарию, Шропшир и другие регионы.

Суммируя вышеприведенные данные по раннему ордовика, можно сделать следующие выводы: Восточно-Кокчетавский морской бассейн имел обширную связь с палеозоогеографическими фаунистическими провинциями в лланвиерне: с Чехией (Перуника), Великобританией (Авалония), Балти-

кой [14], Арктическими районами Урало-Новоземельской складчатой области [2], где, например, трилобиты в верхней части раннего ордовика (нелидовский горизонт позднего аренига) содержат типичные для Казахстана *Geragnostus*, *Shumardia*, *Asaphus*, *Ogygiocaris*, *Niobe*, *Nileus*, *Eorobergia*, *Ampyx*, *Cybelurus* и др., а также, как отмечает Д.Т.Цай (1976), общие роды граптолитов. Кроме того, имелась тесная связь фаунистических комплексов трилобитов с Китаем (арениг, лланвиерн и выше), Австралией, Таиландом, Турцией, Памиром, Узбекистаном [9].

По-видимому, впадина океана Тетис оформилась достаточно четко не в девоне, как предполагают С.А.Ушаков и Н.А.Ясманов (1984), а уже к началу ордовика, т.к. фауна, и не только планктон, а и с другим образом жизни как в шельфовых, так и в зонах континентальных склонов широко мигрировала и активно развивалась в различных палеогеографических провинциях. Сходство фаун среднего и начала позднего ордовика указанных выше регионов, по-видимому, обусловлено не только связью всех бассейнов друг с другом, но и развитием биожизни в пределах единой океанической области, где ее южный борт составляла Гондвана, а северный — докембрийские хребты, выступы и глыбы, как отмечает Н.Г.Кассин, служащие остовам Казахстана [6] и других регионов. Крупные массивы докембрия и их высота имеют важное значение, они предопределяют не только геолого-тектоническое развитие региона и пути миграции фауны, но и характер литофаций. В работе А.В.Розовой и других [12] обстоятельно рассмотрены подобные и другие вопросы, указаны предполагаемые контуры морских бассейнов в раннем и среднем ордовике (лланвиерн) и пути сообщения бассейнов.

Средний ордовик — основной период времени наиболее активной вулканической деятельности в Восточно-Кокчетавском синклинии. Крыкудукский интрузивный комплекс, с которым связан ряд важнейших месторождений полезных ископаемых, также проявился в конце среднего ордовика [4].

В позднем лландейло и раннем карадоке произошло бурное развитие вулканической деятельности, результатом которой явились мощные подводные излияния лав андезитовых и дацитовых порфиритов, риолитовых и трахитовых порфиров, сопровождавшихся выбросами туфоагломератов, туфобрекчий и пепловых туфов. Образовалась мощная вулканогенно-осадочная толща. Накопление осадков шло в условиях островного режима с резкими подвижками дна, возникновением разрывов. Постепенно путем размыва произошло некоторое выравнивание отдельных островов и возвышенностей. Расширилась зона шельфовой области. Море обмелело, отступило к востоку и юго-востоку. Оно по-прежнему стеногалинное и стенотермное, о чем свидетельствует появление среди терригенных пород органогенных известняков с многочисленной фауной. Известняки в виде прерывистой биогермной гряды располагались большими массивами у озер Майлисор, Атансор, Алабасколь, Итемень и на других участках.

Образованные в этих условиях породы четко подразделяются на тастыкольские слои и вышележащие карамолинские [7]. Первые представлены главным образом темно-серыми известняками с глинистыми туфитовыми и доломитовыми прослоями и светло-серыми афанитовыми и мелкообломочными известняками с прослоями аргиллитов, красных туфов и туфитов. Мощность известняков непостоянная и колеблется от 100 до 600 м, но выделенные в них пачки прослеживаются на значительные расстояния. Особенности биоценоза, морфологии и геологические данные, по заключению С.Д.Левиной и Т.Н.Львовой (1959), указывают на их рифогенное образование.

Тастыкольские слои включают многочисленную и разнообразную фауну. Внизу водоросли, образующие целые прослои (гирванеллы и др.), криноидеи, мшанки, строматопороидеи, брахиоподы, много трилобитов и др. Выше, в терригенных прослоях появляются карадокие граптолиты (определение Б.М.Келлера).

Состав трилобитов: *Glaphurina weberi* Tschugaeva, *G. du-lanensis* Weber, *Glaphurina* sp., *Remopleurides mukatchensis nordicus* Kor., *Remopleurides mukatchensis fastigatus* Kor., *R. giganteus* Kor., *R. pisiformis* Weber, *Homotelus calvus* Kor., *Nileus* aff. *ten-griensis* Weber, *Eokosovopeltis romanovskii* (Weber), *Iliaenus bonus* Kor., *Stenoporeia* aff. *linnarssoni* Holm, *Decoroproetus maillorensis*

Восточно-Кокчетавский синклиниорий		Южный Уэльс (R.Fortey и R.Owens, 1987)
Западное крыло: Улькентомар, Южные Горки, Лидиевский страторазрез	Восточное крыло: скважина Степной экспедиции, р. Сага, Жамбайсор, Байлюсты	Верхи аренига — низы лланвирна (Stages Fennian)
<i>Arthrorhachis</i> Hawle, Corda <i>Geragnostus</i> Howell (sp. nov.) <i>Dividuagnostus</i> Koroleva <i>Shumardia</i> (Shumardia) Billings <i>Shumardia</i> (S.) aff. <i>analoga</i> <i>Shumardia</i> (Conophrys) Calaway <i>Shumardia</i> (Conophrys) <i>agnosta</i> <i>Remopleurides</i> Portlock <i>Arator mariannus</i> (Koroleva) <i>A. mariannus asiaticus</i> (Koroleva) <i>Robergia</i> Wiman <i>Lisogorites</i> Tschugaeva <i>Trigonoaspis</i> Koroleva <i>Basilicus tyrannus</i> (Murch.) <i>Basilicus</i> Kobayashi <i>B. (Carinobasiliella)</i> Pribyl, Vanek <i>Birmanites</i> (Ogygites) Sheng <i>Birmanites</i> (- <i>Opsimasaphus</i>) Sheng <i>Pseudoasaphus</i> Schmidt <i>Asaphidae</i> Burmeister, gen. indet. <i>Isotelus</i> De kay <i>Ogyginus</i> Raymond <i>Isoteloides</i> Raymond <i>Cyclopyge</i> Hawle, Corda <i>Microparia</i> Hawle, Corda <i>Symphysops</i> Raymond <i>Nileus</i> Dalman <i>Iliaenopsis</i> Salter <i>Iliaenus</i> Hawle, Corda <i>Dionide</i> Barrande <i>Ampyx</i> Dalman <i>Lonchodomas</i> Angelin <i>Ampyxinella</i> Koroleva <i>Cybele</i> Loven <i>Telephina</i> Marek <i>Sphaerexochus</i> Hawle, Corda <i>Selenopeltis</i> Hawle, Corda	<i>Corrugatagnostus</i> Kobayashi <i>Dividuagnostus</i> Koroleva <i>Shumardia</i> (Shumardia) Billings <i>Shumardia</i> (S.) aff. <i>analoga</i> Kor. <i>S. (Conophrys)</i> Callaway <i>S. (C.) agnosta</i> Kor. <i>S. (Koldinioidia)</i> Kobayashi <i>Akoldinioidia</i> Zhou, Zhang <i>Shumardia</i> sp. <i>Remopleurides</i> Portlock <i>Lisogorites</i> Tschugaeva <i>Asaphidae</i> gen. Indet. <i>Basiliella</i> (Carinobasiliella) Prib., Van. <i>Basilicus tyrannus</i> (Murch.) <i>Cyclopyge</i> Hawle, Corda <i>Novakella</i> Whittard <i>Sagavia</i> Koroleva <i>S. novakellaformis</i> Kor. <i>Pricyclopyge</i> Richter et Richter <i>Ellipsotaphrys</i> Whittard <i>Symphysops</i> Raymond <i>Nileus</i> Dalman <i>Iliaenus</i> Hawle, Corda <i>Bumastus</i> Murchison <i>Lonchodomas</i> Angelin <i>Ampyx</i> Dalman <i>Ampyxinella</i> Koroleva <i>Dionide</i> Barrande <i>Dindymene</i> Hawle, Corda <i>Cryptolithus</i> Bazzande <i>Stygina</i> Vogdes <i>Cybele</i> Loven <i>Telephina</i> Marek <i>Pseudosphaerexochus</i> Schmidt <i>Acrolichas</i> Foerste	<i>Corrugatagnostus</i> Kobayashi <i>Segmentagnostus</i> Pek <i>Arthrorhachis</i> Hawle, Corda <i>Shumardia</i> (Shumardia) Billings <i>S. (Conophrys)</i> Callaway <i>Shumardia</i> (S.) sp. <i>Girvanopyge</i> Kobayashi <i>Asaphellus</i> Callaway <i>Asaphellus</i> gen. indet. <i>Asaphus</i> (Basilicus) <i>Ogyginus</i> Raymond <i>Cyclopyge</i> Hawle, Corda <i>Degamella</i> Marek <i>Microparia</i> Hawle, Corda <i>M. (Heterocyclopyge)</i> Marek <i>Novakella</i> Whittard <i>Sagavia</i> Koroleva <i>Pricyclopyge</i> Richter, Richter <i>Ellipsotaphrys</i> Whittard <i>Psilacella</i> Whittard <i>Symphysops</i> Raymond <i>Iliaenopsis</i> Salter <i>Ampyx</i> Dalman <i>Ectillaenus</i> Salter <i>Placoparia</i> Hawle, Corda <i>Dindymene</i> Hawle, Corda <i>Barrandia</i> M'Coy <i>Gastropolis</i> Whittard <i>Dionide</i> Barrande <i>Bergamia</i> Whittard <i>Ormathops</i> Delo <i>Selenopeltis</i> Hawle, Corda

(Weber), *Tornquistia elegans* Kor., *Sphaerexochus kasachstanicus* sp. nov. (ms.), *S. conusoides* Kor., *S. ovalis* Koroleva sp. nov. (ms.), *Pseudosphaerexochus warburgae* Kor., *Pliomera iliensis* Kor., *P. minimus* Kor., *Pliomerina unda* (Koroleva), *Amphilichas satpaevi* Kor. и много других.

Кроме того, в нижней части темно-серых известняков в прослое мощностью 13 м собраны и детально изучены Е.В.Быковой (1959—1961) микроорганизмы с хитиноидной раковиной, отнесенные ею к фораминиферам. По распределению в разрезе отчетливо выделяются две микрофаунистические зоны, характеризующиеся массовым их скоплением, причем различные по родовому и видовому составу. Первая приурочена к нижней части разреза тастыкольских слоев и представлена новым родом *Labyrinthochitina* Вукова с новыми видами: *L. tistikoliensis* Вукова, *L. gemma*, *L. grandis pellita*.

Вторая микрофаунистическая зона характерна для карамолинских слоев. На тастыкольских известняках согласно залегают в основном терригенные породы — карамолинские слои; их базальная часть местами представлена детритовым и крупнообломочным известняком с многочисленной разнообразной, но плохо сохранившейся макро- и микрофауной. Трилобиты представлены несколько обновленным составом: *Granulatagnostus granulus* (Koroleva), *Geragnostus*? sp., *Arthrorhachis agnostiformis* Mc Coy, *Sphaeragnostus nudatus* Koroleva, *Birmanites* cf. *almatiensis* (Tschugaeva), *Nileus* sp., *Remopleurides pisiformis* Weber, R. aff. *eximius* Whittington, *R. triplex* Kor., очень много илленид, *Cyclopyge*. Общий список трилобитов карамолинских слоев содержит 55 форм, кроме того, имеются девять видов определений граптолитов (Б.М.Келлер), восемь определений брахиопод (Т.Б.Рукавишников), девять определений мшанок (А.Г.Пламенская). Подробный список с кратким анализом распространения трилобитов помещен в работе [9]. Среди переслаивания средне- и грубозернистых песчаников и туфоконгломератов в пачке светлого-серого и лилового-красного известняка Е.В.Быковой (1959) найдены и изучены мельчайшие хитиноидные орга-

низмы (0,043—0,195 мм). Они представлены множеством экземпляров, местами заполняющими породу. Эта пачка выделяется как верхняя микрофаунистическая биозона Maylisoria. Она прослежена затем и в других районах. Биозона содержит массу новых видов: *Maylisoria pseudoscheda* Вукова, *M. substricta*, *M. gliris*, *Blastamina vulgaris* и др. Всего описано около 90 форм хитиноидных микроорганизмов с их изображением.

Карамолинские (=коксорские) слои верхнего карадока венчают страторазрез ордовикских отложений Восточно-Кокчетавского синклиниория.

Наряду с общеизвестной фауной в Казахстане имеются новые роды трилобитов среднего и позднего ордовика, установленные нами в разные годы. Они являются характерными представителями Китая, Узбекистана, Австралии, Малайзии, Юго-Восточной Турции, Таиланда, Памира; в сообществе с другой фауной они указывают на юго-восточное направление миграции фауны. Другое направление и сходство развития биосфер — Чехия, Испания, Великобритания, Балтоскандия, Средний Урал, Урало-Новоземельская складчатая область, Алтае-Саянская складчатая область и северо-восток СНГ.

Два направления миграции и общности фауны как бы обтекают Сибирскую платформу, встретив на пути мощную преграду — Енисейский докембрийский массив. Возможно, поэтому соседняя Сибирская платформа имеет незначительное сходство ордовикских трилобитов и других организмов с Казахстаном. Кратковременная позднекарадокская трансгрессия моря, а затем полная и окончательная его регрессия с постепенным отмиранием геосинклинального режима превратила Восточно-Кокчетавскую территорию в блоковую структуру каледонид, присоединенную к Кокчетавскому и Шатскому докембрийским массивам. Начиная с позднего ордовика она представляет собой уже консолидированный участок суши платформенного типа, подобно Северной платформе Китая, с которой она связана общностью развития фауны.

История взаимодействий геологических, тектонических и

других факторов в ВКС подтверждает гипотезу о безвозвратно поступательном развитии Земли, с постепенным переходом количественных изменений в качественные — от геосинклиналей через орогены к сводово-глыбовым областям.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Балашова Е.А. Систематика трилобитов *Asaphina* и их представители в СССР. — Л.: Недра, 1976.
2. Бондарев В.И., Бурский А.З., Нехорошева Л.В. Схема стратиграфии ордовика арктических районов Урало-Новоземельской складчатой области и ее сопоставление со схемами ордовика Северной Европы // Докл. XXI МКГ сессии.
3. Быкова Е.В. Карадокские хитиноидные форманиферы Восточного Казахстана. — Алма-Ата: АН КазССР, 1961.
4. Заика-Новацкий В.С. Стратиграфия среднего ордовика Степняк-Аксуевского района в Сев. Казахстане // Тр. Киевского гос. универ. 1970. № 5. С. 171—180.
5. Заика-Новацкий В.С., Дехтярева Л.В. Тремадокский ярус в Степняк-Аксуевском районе // Тр. Киевского гос. универ. 1964. № 2. С. 36—42.
6. Кассин Н.Г. Материалы по палеогеографии Казахстана. — Алма-Ата: АН КазССР, 1947.
7. Королева М.Н. Трилобиты ордовика Северо-Восточного Казахстана. — М.: Недра, 1982.
8. Королева М.Н. Некоторые вопросы изучения трилобитов позднего ордовика // Сб. научн. тр. КазНИИ мин. сырья. 1990. С. 129—134.
9. Королева М.Н. Биостратиграфия карадока Восточно-Кокчетавского синклиория Северного Казахстана по трилобитам // Отечественная геология. 1992. № 10. С. 42—47.
10. Королева М.Н. Новые данные о среднем ордовике лидиевского статотипа и трилобитах Азафина в Северном Казахстане. — Алматы, 1995.
11. Никитин И.Ф., Фрид Н.М., Звонцов В.С. Палеогеография и вулканизм Казахстана и Северного Тянь-Шаня в ордовике // Сов. геология. 1990. № 10. С. 38—48.
12. Розова А.В., Розов С.Н., Дубатолова Ю.А. Стратиграфия и фауна ордовика Северо-Западного Салаира // Тр. ИГиГ СО АН СССР. 1985. С. 3—160.
13. Fortey R.A., Owens R.M. The Arenig Series in South Wales // Bull. Br. Mus. Nat. Hist. Geol. 1987. Vol. 41. № 3. P. 67—307.
14. Havlecek V., Vanek J., Fatka O. Perunica microcontinent in the Ordovician Praha // Vestnik Ceskeho Geol. Ustav. Praha. 1994. P. 81—84.

УДК 662.24(24:181)

© Коллектив авторов, 1999

Детальные сопоставления наземной и скважинной информации по району Уральской сверхглубокой скважины

В.С.ДРУЖИНИН (Институт геофизики УрО РАН), Ю.С.КАРЕТИН (Институт геологии и геохимии УрО РАН), К.Г.БАШТА (ГНПП «Недра» МПР РФ), В.А.КОРОТЕЕВ (Институт геологии и геохимии УрО РАН), С.Н.КАШУБИН (Уралгеолком МПР РФ)

Бурение Уральской сверхглубокой скважины СГ-4 (на 1.01.99 г. достигнута глубина 5401 м) уже внесло много нового в понимание геологии и глубинного строения Тагильской мегазоны Урала и на ее примере — подвижных поясов континентов. Впервые в истории изучения Урала вскрыт непрерывный более чем 5-километровый разрез главной вулканогенной зоны палеозой. Слагают его, как оказалось, мощнейший раннесилурийский осадочно-вулканогенный именновский комплекс $S_{13}-v_1$ (по определениям конодонтов [5]) риолит-андезит-базальтовой формации островодужного типа, а ниже 5070 м — кабанский риолит-базальтовый комплекс (O_3-S_{12}), у поверхности колчеданосный.

Общее строение разреза, по результатам выполненной [7] детальной документации керна, просмотра шлифов, вулкано-фациальных и геохимических исследований, установлено следующее.

40—430 м — эффузивная толща в основном базальтовых, андезитобазальтовых лав, в инт. 130—252 м — также ферробазальтов и палеоисландитов;

430—3070 м — монотонная толща грубообломочных и агломерато-грубопесчаных туфов основного состава типично именновского облика: никак не обработанный шлаковый и миндалекаменный материал обильно-крупнопорфировых обычно плагиоклаз-двупироксеновых базальтов и андезитобазальтов, нередко содержит примесь плагиофировых андезитов и калиевых базальтов и образует пласты и их серии мощностью 20—70 м, разделенные прослойками песчаных тефроидов, обычно слабо слоистых; на 1920—1940 м и около 3000 м появляются подводно-морские флишиды с темными алевропелитами в верхах ритмов;

3070—3468 м — переслаивание туфов плагиофировых андезитов, местами с примесью базальтового материала и того же состава песчаных тефроидных флишидов; с 3280 м туфы и тефроиды преимущественно более кислые — андезитоацитовые, часто с обилием витрокластиков в виде обрывков и комочков пемз и перлитов;

3468—5006 м — флишиоидное чередование туфов подводных пирокластических потоков однородно риодацитового состава (также с пемзами, перлитами и обилием осколков плагиоклаза), в инт. 3850—4297 м чаще всего повторно перемешанных как подводно-оползневые массы. Сопровождают их резко подчиненные по объемам более мелкопесчаные в разной степени отсортированные флишиоидные тефроиды того же состава и темные силициты верхов ритмов, содержащие, по данным работы [5], конодонты граничных слоев лlandoвери и вендокского ярусов раннего силура; в инт. 4297—4842 м пачка грубых туфов и потоки (4618,7—4713,6 м) андезитовых, андезитобазальтовых лав;

5006—5070 м — пачка темных зеленовато-серых силицитов, местами с обильными остатками радиолярий, в верхней половине — с прослойками кислых туфов и тефроидов;

5070—5401 м — кабанский комплекс, представленный в инт. 5072—5076 м темными туфопесчаниками с витрокластикой ос-

новного состава, переходящими вверх в алевропелиты и красные яшмоиды; ниже сплошь распространена краснообломочная сваренная пирокластическая афировых преимущественно калиевых базальтов, исландитов и спилитов, которая перемежается с потоками неокисленных лав того же (5182—5215 м и др.) и кислого состава (5265—5312,4 м).

В числе наиболее важных результатов также установлено ([5, 1, 7] и др.):

вскрытый разрез надежно, во всех деталях увязывается с геологией поверхности (рис. 1);

установлена полная идентичность химизма главных типов базальтов выделенных формаций в разрезе СГ-4 и распространенных на поверхности (таблица);

отработка детального геохимического профиля в створе с СГ-4 показала, что афировые базальты бимодального комплекса разреза СГ-4 ниже 5075 м и картирующегося на поверхности в 4,5—7 км западнее СГ-4 вписываются в единую латеральную геохимическую зональность вместе с базальтами офиолитового спилит-диабазового комплекса оси палеоспринга, трассированной в 10 км западнее СГ-4 [4, 7], т. е. относятся к фланговым образованиям этой оси и по мере удаления от нее все более калиевые и богатые Ti, Fe;

установлены целостность и закономерная направленность строения всего вскрытого разреза, ненарушенность его надвиговыми сдвигами и мощными разломными зонами с катаклазом и расщеплением пород;

нормальным седиментационным оказался и вскрытый на глубине 5070 м контакт между риолит-андезитобазальтовым комплексом именновской свиты островодужного типа и залегающим ниже бимодальным комплексом офиолитового основания;

для оценок информативности данных геофизики о глубинном строении района важно, что мощность именновского комплекса 4—5 км была прогнозирована В.С.Дружининым на основе скоростного разреза ГСЗ [2], тогда как геологические прогнозы давали вдвое меньшие мощности. Подтвердились для этой части разреза и прогнозные по ГСЗ интегральные скоростные характеристики среды — 6,1 км/с, что оказалось близким измеренным значениям. Мощность палеозойского вулканогенно-осадочного разреза в районе СГ-4, по данным ГСЗ, прогнозируется 7,5—8 км;

более широкими исследованиями в районе [3, 4] в строении земной коры Тагильской структуры установлено развитие в нижней ее части линзы типа «коро-мантийной смеси» (К-М)

мощностью 15—20 км, сочетающееся с утоненностью собственно кристаллической (без К-М) части коры — 28—33 км против 37—40 км в бортах.

Анализ петрофизической информации. По результатам измерений *плотности* образцов керна СГ-4 хорошо видны вариации состава вулканитов разреза, в т.ч. обнаруживаются ритмы направленных изменений этих параметров. На глубине 4000—2400 м

такой ритм четко антидромный — вверх очень плавно растут плотности и основность вулканитов от риодацитового внизу ритма (2,65—2,75 г/см³) до базальтового 2,85—2,95 г/см³, что независимо подтверждается и данными геохимического опробования, а также согласованным нарастанием вверх на протяжении тех же 1600 м фоновой намагниченности пород (рис. 2).

На детальном разрезе плотностных вариаций четко устанавли-

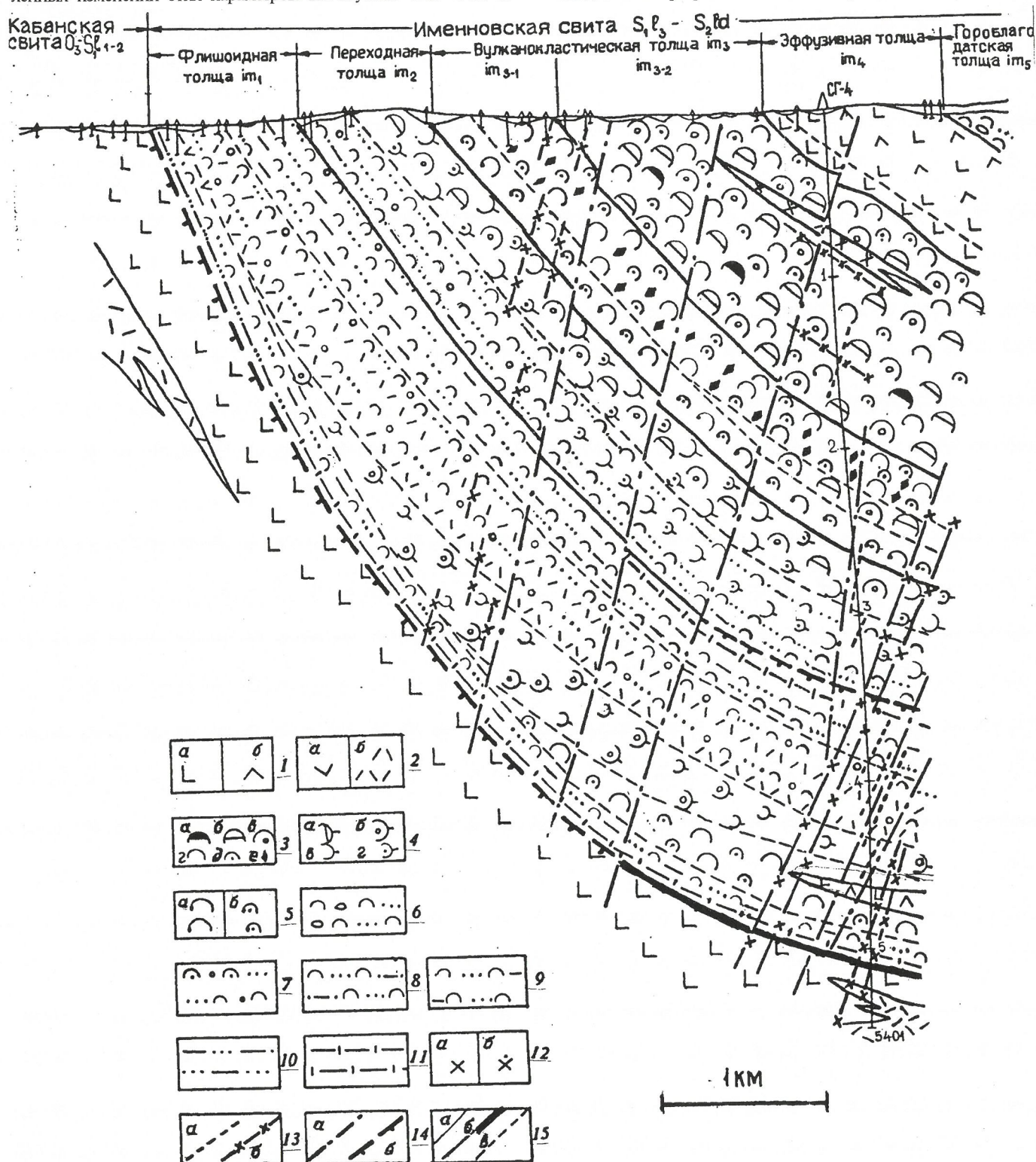


Рис. 1. Геологический разрез СГ-4, составлен в Уральской экспедиции сверхглубокого бурения ГНПП «Недра»:

1 — базальты плагифиоровые, пироксен-плагифиоровые (а), андезитобазальты (б); 2 — андезиты (а), дациты, риодациты (б); 3 — туфы глыбовые (а), агломератовые (б), крупнопесчистые (в), мелкпесчистые (г), кристаллитотуфы (е); 4 — туфиты агломератовые (а), крупнопесчистые (б), мелкпесчистые (в), псаммитовые (г); 5 — тефроиды мелкпесчистые (а), псаммитовые (б); 6 — туфоконгломераты, туфопесчаники; 7 — туфогравелиты, туфопесчаники; 8 — туфопесчаники, туфоалевропесчаники; 9 — туфопесчаники, туфоалевролиты; 10 — песчаники, алевропесчаники, алевролиты; 11 — кремнистые, углито-кремнистые алевролиты, алевропелиты; 12 — диориты (а), кварцевые диориты (б); 13 — внеслабный знак даек основного (а) и среднего (б) составов; 14 — тектонические нарушения: сбросы, взбросы (а), малоамплитудные надвиги (б); 15 — границы геологических тел (а), толщ и подтолщ (б), пачек (в)

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	50,98	50,07	56,93	51,21	51,51	50,32	51,80	50,81	52,65	51,27
TiO ₂	0,97	0,71	1,09	0,75	0,73	0,79	0,83	0,77	0,83	0,58
Al ₂ O ₃	16,74	12,30	14,03	17,31	17,32	18,78	16,49	17,81	17,03	13,35
FeO	9,81	9,50	9,44	9,21	8,96	9,27	8,94	8,95	8,11	9,25
MnO	0,16	0,14	0,17	0,13	0,15	0,17	0,14	0,16	0,15	0,19
MgO	5,18	12,07	4,01	3,46	5,51	5,17	5,62	5,40	4,98	11,78
CaO	7,63	8,81	6,15	8,53	7,08	4,10	8,20	6,35	6,79	7,15
Na ₂ O	3,73	2,10	4,71	3,92	3,39	3,98	3,41	3,96	3,40	2,25
K ₂ O	0,19	0,66	0,15	0,38	0,82	1,73	0,38	0,87	1,79	0,50
P ₂ O ₅	0,24	0,15	0,28	0,20	0,18	0,19	0,20	0,16	0,18	0,09
П.п.п.	4,50	4,39	3,33	3,87	4,56	4,69	3,51	3,85	3,00	4,20
Сумма	100,13	99,90	100,29	99,17	100,21	99,19	99,49	99,09	99,01	100,61
n	8	5	3	22	16	14	14	7	16	9
Rb	1,5	5	1	2,3	6,9	23	4,4	6,5	20	1
Sr	195	290	190	469	479	544	441	470	520	144
Zr	143	75	160	117	131	89	100	83	97	40
Nb	1,5	3	1	4,6	6	5,7	4	4	6,1	3
Y	26	14	28	18,6	24	21	18,4	25	20	13
Cr	141	562	—	156	136	92	150	74	134	831
Ni	41,7	160	12	41	44	42	51	48	46	275
Co	31,7	49	27	30	22,4	32,4	35	33	31	63
Sc	44	50	44	38	41	41	45	33	38	57
V	376	245	350	292	265	292	285	260	286	190

П р и м е ч а н и е: n — число анализов в выборках, материалы Ю.С.Каретина; 1 — толентовые базальты лавовых потоков и пирокластики до глубины 3300 м; 2 — базальты высокомагнезиальной не бонинитовой серии, обломки из туфов; 3 — исландиты с глубины 178–252 м; 4–6 — базальты, андезитобазальты калий-натриевой прототолентовой серии, из туфов; 7–9 — аналоги петротипов 4–6 из той же формации с площади района; в выборках 4–6 и 8–9 анализы группировались только по двум параметрам — вариациям кремнезема и K₂O; 10 — базальты высокомагнезиальной не бонинитовой серии, преимущественно из грубых туфов. Все силикатные анализы выполнены в ЦХЛ ПГО «Уралгеология» (Уралгеолком), количественные определения Rb-V выполнены в Институте геологии и геохимии УрО РАН. Все анализы с CO₂>0,4% пересчитаны на бескарбонатный состав.

вается также положение контакта силицитов низов именновского комплекса и залегающих ниже внешне сходных алевропелитов кабанского комплекса: ему соответствует скачкообразное возрастание плотностей (состав сменяется вниз на базальтоидный). При этом в нижней (1 м) базальной части флишоидной толщи плотности тех же силицитов, как оказалось, вниз с приближением к контакту прогрессивно возрастают, что обусловлено появлением во все большем количестве терригенной примеси материала размыва пород мафического основания. Это одно из объективных обоснований нормальной седиментационной природы данного контакта — двух формаций двух стадий геодинамического цикла — офиолитовой и постофиолитовой.

Породы по стволу СГ-4 в основном слабо намагничены. Выделяются на таком фоне различные дайки и интервалы по 5–30 м грубой пирокластики околержловых фаций. Последние выделяются в отличие от других туфов также обилием вулканических бомб и вишневого окисленного шлаковых лапильей (инт. 1280–1315; 1986–2007; 2398–2460; 2494–2497 м и др.).

Приведенный на рис. 2 и в работе [10] скоростной разрез по СГ-4 показывает увеличение скоростей с глубиной: от 6 км/с вверх до 6,4 км/с ниже. Данные ВСП В.А.Силаева по стволу СГ-4 в деталях несколько иные. Сопоставления их с геологией показали, что в вариациях v_p значимы два фактора: состав пород — основной и средний (повышенные до 6,2–6,55 км/с) или же кислый — более низкие скоростные параметры (5,6–5,8 км/с). Усложняет картину резкими «провалами» в графике скоростей второй фактор — вариации степени тектонической нарушенности разреза. Вероятно, основная роль в этом принадлежит мелкой объемной трещиноватости, поскольку тектонические швы с более выраженной нарушенностью пород, но небольшой 2–5 м видимой мощностью (1918 м, 2506–2510 м и др.) в разных вариантах скоростного разреза ВСП не всегда проявляются. В основном же выделяются *целики* с максимальными для данного состава пород скоростями на протяжении до 600 м. С вариациями литологии корреляции нет (массивные туфы чередуются с пачками песчаных тефроидов того же и близкого составов), как и с вариациями состава от базальтового до андезитового. При этом плотности всех этих пород варьируют слабо — обычно от 2,82 до 2,88 г/см³. Причина тому нивелирующее влияние повсеместного развития в туфовом материале метаморфогенной хлорит-пренит-эпидотовой цементации. Она мало изменяет валовый состав пород, но сильно уменьшает их пористость (4–5% против 15–

20% в кайнотипных базальтах, например, Камчатки) и повышает соответственно физические параметры плотности и, что особо важно, скоростные характеристики, создавая совершенно иную физическую среду по сравнению с молодыми вулканическими областями, где v_p в базальтовых разрезах мощностью до 5 км составляют 4,5–5,5 км/с (по Тюменской и Саатлинской сверхглубоким скважинам, на Камчатке, в Исландии). По данным профилей МОВ—КМПВ, близ СГ-4 v_p в целиках практически с поверхности достигают 6 и 6,3 км/с. По результатам документации керна СГ-4, массивы пород в целиках монолитны, почти не трещиноваты, с выходом керна нередко 95–100% и длиной его кусков 50–80 см, иногда даже 2–4 м. Интенсивность вышеотмеченных метаморфических преобразований вулканитов с глубиной медленно нарастает, преобладающие землистые формы выделений сменяются ниже 3,5 км все лучше окристаллизованным эпидотом, что коррелируется с изменением некоторых физических параметров. Это также может иметь важное значение в проблеме изучения теплопроводности и теплового потока по разрезу СГ-4. По изложенным причинам требуется постановка специальных детальных исследований по обозначенной проблематике. Помогут результаты их и в более точной реконструкции первичного химизма вулканитов разреза СГ-4.

Отметим, что разрез зеленостанцево- и более высоко метаморфизованных базальтов протерозоя Кольской СГ-3, при больших, чем в СГ-4 плотностях пород (вследствие большей их основности, до пикрит-базальтов), характеризуется близкими и большими v_p (6,5 и 6,8 км/с), которые снижаются до 5,8 км/с в разрезе осадочных пород ждановской свиты [8].

Высокоскоростные целики чередуются с интервалами с резко пониженными скоростями упругих волн и плотностей, видимо, зонами мелкой трещиноватости. Визуально в кернах они невыразительны, не имеют ясных границ и выделяются не всегда или неполно. Такие зоны наиболее выражены в интервалах 560–650; 1800; 1850–1920; 2600–2750 м. Геологами не крупные, без милонитов, тектонические нарушения и зоны трещиноватости зафиксированы на глубинах 560–580; 1800; 2500–2510; 3480; 3560 м. Предельно низкие v_p до 5,6 км/с присущи интервалам (3600–4300 м и др.), сложенным туфам и тефроидами кислого состава с плотностями около 2,75 г/см³, вполне соответствующими составу пород и их скоростным характеристикам. Но на более поздних данных ВСП эта часть разреза по скоростям не выделялась.

Существуют и интерпретации, исходящие из того, что полученные для целиков на глубинах 1,2–3 км сейсмические ско-

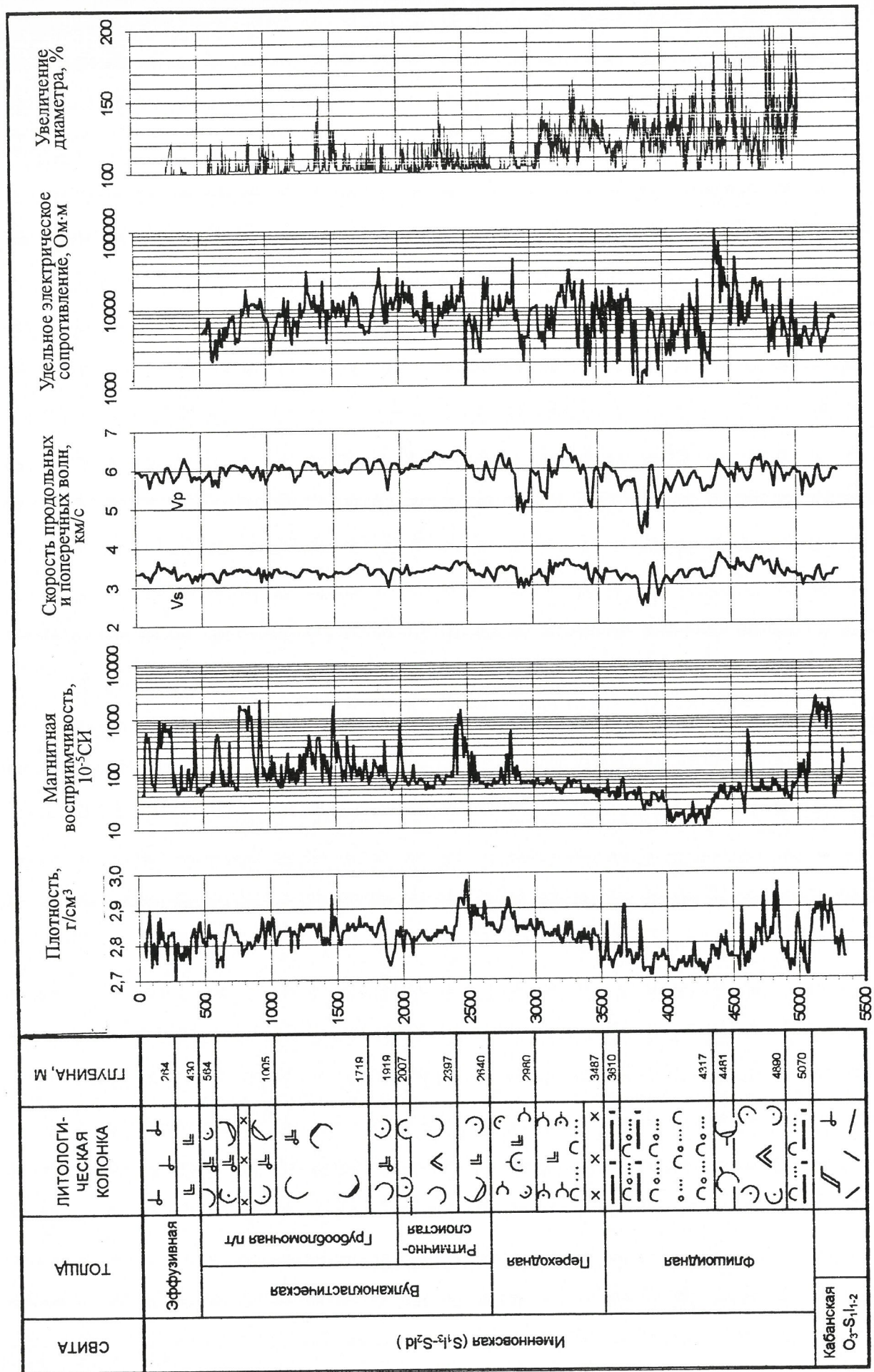


Рис. 2. Петрофизический разрез СГ-4

Рис. 3. Профиль глубинного ОГТ, по работе [10] с дополнениями:
 I — кабанский комплекс, $O_3-S_1^1$; II — именновская свита, $Sl_3-v_1^1$; III — гороблагодатная толща, S_1v_3 ; IV — туринская свита, $S_2^2-D_1^1$; V — Красноуральская зона, Sl_3-v_1

рости более 6,3 км/с слишком велики для андезитобазальтовых вулканитов, даже уплотненных в результате метаморфизма, и их следует связывать с повышенными значениями напряженного состояния в этих интервалах, чередующихся с таковыми тектонически разгруженного состояния, которые зачастую совпадают с интервалами повышенной динамической активности по данным сейсмоакустики. По данным глубинного сейсмоторпедирования (по В.А.Силаеву), для этих интервалов установлена скоростная анизотропия базальтоидов. Влияние последней и вариации напряженного состояния среды в связи с особенностями блоковой тектоники в каких-то частных проявлениях, безусловно, имеют место, в т. ч. создают большие сложности в проходке скважины (на глубинах 2500; 3700; 4980 м и др.), что делает их изучение и прогнозирование в подствольном пространстве по данным сейсмических зондирований особенно актуальными.

Данные сейсмоакустического каротажа (А.В.Троянов, 1997) в сопоставлении с другой геолого-геофизической информацией показывают, что по стволу выделяются целики с очень низкими шумами протяженностью чаще всего по 60–65; 130 и 200–230 м, на фоне которых выделяются отдельные узкие «шумящие» пики, в верхней части разреза чаще всего совпадающие с положением отражающих площадок на профиле ГСЗ (близ 850; 1700; 2005–2007 м), и/или с интервалами узких «провалов» в скоростном разрезе по ВСП, т. е. явно соответствуют тектонически ослабленным зонам, оказавшимся к тому же динамически активными в настоящее время (на 582–587; 653–655; 834–848; 2175–2181; 2812–2882 м) либо же частота их встречаемости заметно повышена в широких интервалах пониженных v_p на 1025–1206; 1700–2185; 2600–2750; ниже 3480 м и др. Исключение представляют интервалы (2500–2600 и 2730–3420 м), в которых наиболее высокие скорости сочетаются с частыми мощными зонами с интенсивными акустическими шумами; такая комбинация казалась бы несовместимых признаков (жесткой, но тектонически нарушенной среды), возможно, как раз связана с тектонически напряженным состоянием этих блоков.

Сейсмическая информация по стволу и району СГ-4. Отражающие элементы профилей ГСЗ и МОВ не могут быть точно скоррелированы с геологией по стволу, поскольку скважина проходится, к сожалению, на удалении 1–1,5 км от профилей, а вулканогенным разрезам присуща плохая выдержанность. Можно лишь утверждать, что подтвердилось общее моноклинальное строение разреза в верхней половине с углами падения слоев 45° на восток, что соответствует замерам слоистости в скальных обнажениях на поверхности и по керну СГ-4. В прогнозном скоростном разрезе на основе детализационных работ ГСЗ 1985 г. В.С.Дружинина [2] были выделены и частные зоны инверсии скоростей, в т.ч. на глубинах 1500 и 2100 м. По ВСП, первый из них на фоне высокоскоростного интервала не выделен, но четко проявлен зоной дезинтеграции с резким уменьшением плотностей, а второй выделился зоной понижения скоростей до 5,9 км/с на глубине 2–2,2 км.

На прогнозном скоростном разрезе была выделена также зона инверсии скоростей на глубинах 6,3–7,5 км. Позднее методом вертикальных отражений в том же интервале зафиксирована среда с резко повышенной слоистостью. Предположительно, она соответствует пачке осадочных пород низов ордовикской части палеозойского разреза. На профиле ОГТ [10] ей соответствует на тех же глубинах система протяженных отражателей, имеющих слабое воздымание на восток и, судя по структурному рисунку, в 2 км восточнее СГ-4 несогласно перекрываемых вышележащими базальтами, уже вскрытыми по СГ-4 (рис. 3). То есть объект на глубинах 6,3–6,7 км снова подтверждается. Подобная очень выдержанно распространенная ниже базальтов осадочная пачка, датированная фауной кародокского яруса ордовика, картируется на поверхности в западном борту Тагильского прогиба в 20 км западнее СГ-4. В связи с этим отметим, что один из важных результатов бурения СГ-4 до 5,4 км — установленный факт, что для ордовикской части палеозойского разреза в районе СГ-4 остается очень узкий диапазон глубин, т. е. ниже 8–8,5 км, по данным ГСЗ, распространен явно иной комплекс (6,6–6,8 км/с, вероятно, амфиболитовых метаморфитов), хотя западнее мощности зеленосланцевых базальтов Ож—Оз и спилит-диабазового комплекса Оз—S₁ достигают 6–8 км. Но во внутренней части Тагильского прогиба, где бурится СГ-4, представляющей собой фланговую часть главной зоны базитового магматизма, на основе совместного рассмотрения геологической

и геофизической информации прогнозируется резкое сокращение их суммарных мощностей примерно до 2 км и частичное замещение по латерали слоистыми отложениями удаленных фаций. До бурения подобные точки зрения были мало обоснованными. Не исключается и вариант связи этого объекта с повышенной тектонической нарушенностью разреза на глубинах 6,3–7,5 км. Параметрическое значение будет иметь вскрытие этой части разреза бурением.

Интересна в рассматриваемых материалах выделенная на сеймопрофиле МОВ—ОГТ (1994–1995 гг.) сильная отражающая граница, пересекающая проекцию ствола СГ-4 на глубине около 2900 м. Она имеет восточное падение, субсогласное с общим напластованием пород именновской свиты, но связывать ее с какими-либо вариациями литологии и фаций оснований нет. Для этого интервала характерно развитие грубых неминерализованных трещин, по которым керн после подъема на поверхность распадается на блоки с ровными ограничениями; характерны также анизотропия физических свойств и пониженные скорости упругих волн, измеренных по керну и стволу скважины. Видимо, это сочетание признаков отвечает напряженному состоянию околоствольного массива, что косвенно подтверждается осложнениями бурения в пределах указанного интервала.

Позднее через уже пробуренную до глубины 5,3 км СГ-4 выполнен детальный профиль глубинного ОГТ по программе «Европроба», на одном из вариантов разреза которого [10] четко и непрерывно на протяжении 10–13 км прослеживаются параллельные друг другу два отражателя, маркирующие всю структуру района бурения СГ-4. По глубине они соответствуют наиболее мощным осадочным пачкам в верхней (на глубинах 3000–3300 м) и нижней (4860–5072 м) частях флишеидной толщи разреза СГ-4 (см. рис. 3). Отражатели сверху имеют наклон 45°, что соответствует отражающим элементам на Красноуральском профиле ГСЗ и ориентировке слоистости в обнажениях и по керну СГ-4, тогда как ниже 2,5 км слоистость по керну все более выполаживается до 10 и 5° на глубинах 4–5 км (см. рис. 3). На профиле ОГТ характеризующиеся отражатели также очень главно выполаживаются с глубиной до горизонтальных залеганий восточнее СГ-4, переходящих в полого западные в восточном конце профиля. Их легко можно было бы принять за типовые надвиги с горизонтальными базальными поверхностями. Но изучение разреза в пересечениях их стволом СГ-4 показало, что оба структурных элемента по природе соответствуют нормальным наслонениям. В данном случае СГ-4, вероятно, выполнила важнейшую параметрическую задачу определения геологической природы одного из типов протяженных субгоризонтальных отражателей в верхней коре — если принять, что приводимый разрез — адекватное отражение реальной среды (на том же информационном массиве отстроены и другие варианты). Предполагавшийся ранее вариант, что система пологих отложений может быть обусловлена боковыми отражениями от происходящего южнее параллельно профилю разлома — в принципе вероятен, но в данном случае сомнительно существование двух строго параллельных друг другу на протяжении 10 км разломов. Прослеживание профилем ОГТ распространения глубоко погребенной слоистой толщи с достоверно установленной бурением мощностью около 2 км — это, вероятнее всего, обычная фиксируемая методом ОГТ в осадочных бассейнах сейсмостратиграфия. Неожданность ее в сплошном вулканогенном массиве логично объяснима: данный разрез в отличие от всех смежных формировался при устойчивом морском режиме осадконакопления в локальном грабене [5], занимающем всю внутреннюю часть Тагильского прогиба. По данным ранее выполненного Ю.С.Каретинным, затем А.И.Глушковым с соавторами картирования флишеидной толщи, размеры околоствольного грабена ареала ее распространения на поверхности 18×70 км. Были установлены и встречные направления падения слоистости в обоих бортах грабена при почти горизонтальных залеганиях слоев в перекрывающих толщах в его центральной части, в т. ч. в скважинах на глубинах 700–1350 м (см. рис. 3). То есть вариант [10] профиля ОГТ согласуется с независимыми геологическими данными. На нем нижний отражатель в западной при- бортовой части палеорифта становится прерывистым, неотчетливым, видимо, соответствует типовой картине развития нарушенности бортов большим количеством мелких сбросов, развивающихся в процессе растяжения и погружений днища палеорифта. В случае нижнего отражателя восточнее СГ-4 вероятна совмещенность с осадочной пачкой послонной тектонической

нарушенности. В керне это проявлено в виде дискования очень жестких силицитов в результате развития грубого послойного кливажа в зоне мощностью 5–8 м, расположенной на 2–3 м выше литологического контакта силицитов с массивными тектоническими ненарушенными породами офиолитового основания. Видимые на том же профиле ОГТ системы встречно падающих мелких кососекущих разрывных нарушений местами дают четко видимые, но очень незначительные по амплитудам (10–20 м) смещения вышеупомянутых протяженных отражателей, и нигде до показанных на профиле глубин 12 км не дают крупных тектонических усложнений разреза.

На том же информационном массиве ОГТ получены и отстройки, на которых описанные выше отражатели просматриваются фрагментарно, вследствие нарушенности их системами очень частых субпараллельных кососекущих нарушений, более всего похожие на системы грубого кливажа. Наиболее развитая из них — с западными падениями под углами 60–70°. Она отмечена ранее в скальных обнажениях площади.

По имеющимся в районе профилям ГСЗ, МПВ-МОВ и ОГТ, геологическую природу подавляющего большинства более коротких *пологопадающих* отражающих элементов, в т. ч. отвечающих границам крупных стратиграфических подразделений верхней части разреза коры, никому не удалось угадать по собственно сейсмической информации. Только бурение дало достоверные результаты. Геологическая природа и значимость многочисленных пологих и крутопадающих систем отражающих элементов на детализационных профилях ГСЗ и на всех прочих в районе СГ-4 ясны из того, что они не нарушают заметным образом геологический разрез, а породы монолитны во всем объеме без проявлений расщеливания и катаклаза. Поэтому несмотря на то, что многие из систем отражающих элементов на сейсморезах четкое выражение, большинство их, видимо, соответствуют лишь обычным в любом скальном массиве системам трещиноватости и незначительным по амплитудам перемещений разрывам — их слишком много и они разно ориентированные, тогда как тектоническая структура в районе СГ-4 простая и, по геологическим данным, не имеет значительных разломных усложнений.

На таком фоне по-новому выглядит проблема выделения по сейсмическим данным геологически значимых разломов и контактовых поверхностей разных толщ и комплексов. Наиболее крупные выдержанные по распространенности структурно-вещественные мегакомплексы коры удается выделять и проследивать достаточно уверенно только по совокупности данных, прежде всего, о скоростных параметрах среды, положению в общем разрезе коры, с учетом данных по отражающим элементам и геологии поверхности, поскольку, как показал выполненный анализ всей системы профилей ГСЗ по Уралу, такие мегакомплексы характеризуются выдержанностью скоростных характеристик и их типовых вариаций [3, 4]. Опоненты обычно указывают на различные неоднозначности вследствие влияния на физические параметры в коре вариаций давлений, напряженного состояния, флюидного режима и других

трудно учитываемых факторов. Подобное влияние имеет место в частности, но в целом интегральные скоростные характеристики крупных распространенных на больших площадях единиц разреза определяются надежно, а их латеральные вариации закономерно согласуются с особенностями геологии поверхности.

Выполненные сопоставления наземных и скважинных геолого-геофизических данных, как и на СГ-3, вместе с данными работ [8–10] указывают на реальные возможности познания глубинного строения литосферы сложных складчатых поясов с помощью комплекса геолого-геофизических, в первую очередь сейсмических исследований, выполненных до и в процессе сверхглубокого бурения. Уже полученные результаты эксперимента проверки глубоким бурением геофизических глубинных отстроек дают объективный материал для оценок информативности и эффективности разных сейсмических и других геофизических методов. Дальнейшее углубление скважины для них имеет важнейшее параметрическое значение.

Работа выполнена при финансовой поддержке фонда РФФИ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Башта К.Г., Васильев Г.П., Шахторина Л.Н. Некоторые результаты бурения и исследований Уральской сверхглубокой скважины СГ-4 // Геология и минерагения подвижных поясов. Екатеринбург, 1997. С. 149–158.
2. Дружинин В.С., Кашибин С.Н., Сивкова Л.В. и др. Опыт глубинных сейсмических зондирований на Урале. — Свердловск: НТО Горное ПГО «Уралгеология» МГ РСФСР, 1982.
3. Дружинин В.С., Каретин Ю.С., Автонеов С.В., Рыжский Б.П. Геолого-геофизическая модель земной коры района Уральской сверхглубокой скважины // Докл. РАН. 1993. Т. 333. № 4. С. 507–511.
4. Дружинин В.С., Каретин Ю.С., Автонеов С.В. и др. Главные структуры коры и верхней мантии Уральского региона // Докл. РАН. 1998. Т. 360. № 3. С. 397–401.
5. Иванов К.С., Абдуазимова З.М., Каретин Ю.С., Карстен Л.А. Биостратиграфическое обоснование возраста вулканогенных толщ по разрезу Уральской сверхглубокой скважины СГ-4 // Уральская сверхглубокая скважина. Ярославль, 1992. С. 175–183.
6. Каретин Ю.С. Структурная позиция и фациально-формационная принадлежность вулканогенных образований Уральской сверхглубокой скважины СГ-4 // Уральская сверхглубокая скважина. Ярославль, 1992. С. 158–165.
7. Каретин Ю.С. Особенности геохимии и геодинамической природы вулканогенных образований разреза Уральской сверхглубокой скважины СГ-4 // Ежегодник-1994. Екатеринбург, 1995. С. 134–137.
8. *Сейсмо-геологическая модель литосферы Северной Европы: Лапландско-Печенгский район* / Под ред. Н.В. Шарова. — Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 1997.
9. Juhlin C., Knapp J., Kashubin S., Bliznetsov M. Evolution of the Middle Urals based on seismic data // Tectonophysics. 1996. Vol. 264. P. 21–34.
10. Juhlin C., Bliznetsov M., Pevzner L. et al. Seismic imaging of reflectors in the SG4 borehole, Middle Urals, Russia // Tectonophysics. 1997. Vol. 276. P. 1–18.

УДК 552.32

© В.П.Водолазская, Ю.П.Шергина, К.Н.Котов, 1999

Возраст и генезис гранитоидов Приполярного Урала

В.П.ВОДОЛАЗСКАЯ, Ю.П.ШЕРГИНА, К.Н.КОТОВ (ВСЕГЕИ)

В приводораздельной части и на западном склоне Приполярного Урала закартировано около 30 гранитоидных массивов различной формы и размеров (до 600 км²), приуроченных к Ляпинскому антиклинорию Центрально-Уральской мегазоны. Наиболее крупные из них показаны на рис.1. Массивы локализованы преимущественно в осадочно-вулканогенных комплексах рифейско-вендского возраста, метаморфизованных в условиях зеленосланцевой и амфиболитовой фаций, реже — контактируют с терригенными раннепалеозойскими отложениями.

Изучением гранитоидов в течение десятилетий занимались многочисленные исследователи, начиная с А.Н.Алешкова (1937) и Н.А.Сирина (1941). Среди них, прежде всего, следует назвать М.Б.Фишмана, Б.А.Голдина, Е.П.Калинина, Л.В.Махлаева [4–6, 13, 17–20]. Значительный вклад в позна-

ние особенностей состава, генезиса и формационной принадлежности гранитоидов внесли В.Г.Вигорова и Д.С.Штейнберг [22], Н.П.Юшкин [23], В.Н.Пучков (1968–1980). Гранитоидному магматизму Приполярного Урала посвящены обширные разделы в геолого-съемочных фондовых отчетах различных авторов, среди которых Л.Т.Белякова, А.М.Пыстин, В.Н.Иванов и Н.А.Кузенков и др. На основании опубликованных и фондовых материалов, а также наших собственных исследований ниже приведены некоторые сведения о характерных особенностях гранитоидов, которые представлены в широком спектре пород — от кварцевых диоритов и гранодиоритов до лейкократовых гранитов при преимущественном распространении лейкократовых и двуслюдяных разновидностей. Контактные зоны у одних массивов представлены гнейсо-

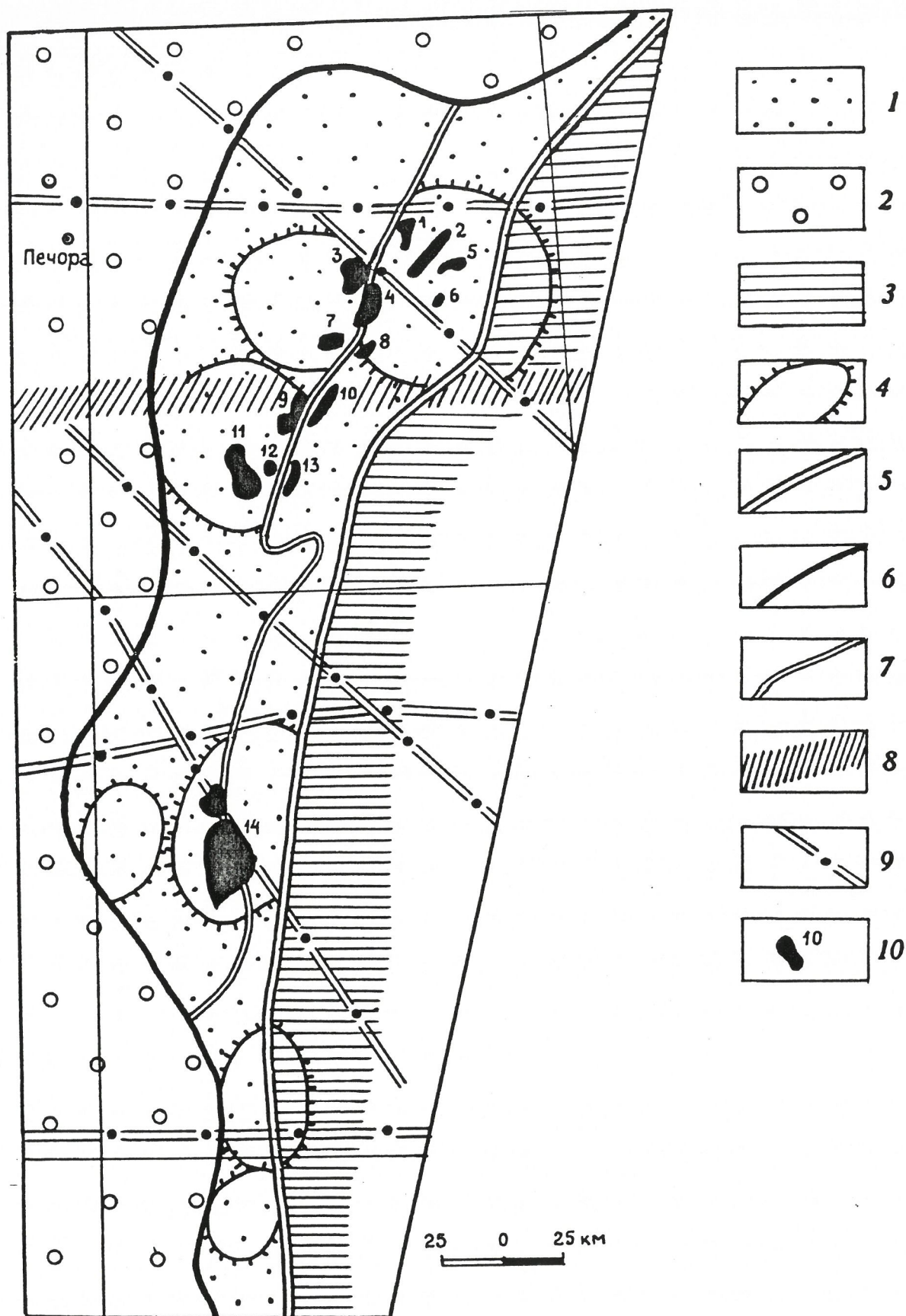


Рис. 1. Схема районирования Приполярного Урала по типу глубинного строения земной коры, по материалам Н.Г.Берлянд:

кора континентального типа: 1 — рифтового подтипа (соответствует Центрально-Уральской мегазоне), 2 — перикратонного подтипа; 3 — кора островодужного типа; 4 — гранитогнейсовые купола; 5 — главный глубинный шов, разделяющий области с разным типом коры; 6 — глубинный шов, разделяющий мегазоны с разным подтипом коры; 7 — система глубинных разломов внутри палеорифта, разделяющая его на зоны преимущественных прогибаний и поднятий; секущие глубинные разломы: 8 — трансрегиональные, 9 — региональные; 10 — массивы гранитоидов (1 — Лапчавожский, 2 — Хаталамба-Лапчинский, 3 — Малдинский, 4 — Народинский, 5 — Игшорский, 6 — Николайшорский, 7 — Вангырский, 8 — Парнукский, 9 — Неройской-Патокский, 10 — Сальнерский, 11 — Малопатокский, 12 — Центральный, 13 — Торговский, 14 — Маньхамбовский)

видными породами и мигматитами, а у других — роговиками и скарноидами [17—19]. Граниты в основном относятся к нормальному известково-щелочному или субщелочному типу, реже отмечаются разности, пересыщенные щелочами. Характерна неоднородность минерального и петрохимического составов даже в пределах отдельных массивов, большое количество и разнообразие аксессуаров. Массивы имеют вытянутую пластообразную (Сальнерский, Яротский, Хатамба-Лапчинский и др.) или неправильную, батолито- или штокообразную в плане форму (Малопатокский, Малдинский, Мань-Хамбо и др.). Пластообразные массивы, как правило, согласны с вмещающими породами, содержат многочисленные ксенолиты последних и чаще всего окружены ореолами гранитоидных и мигматитов, тогда как массивы неправильной формы нередко оказывают термально-контактовое воздействие на вмещающие породы с образованием роговиков и скарноидов [17, 23]. Многие массивы, в первую очередь неправильной формы, считаются многофазными. По содержанию петрогенных компонентов, в частности — нормативного кварца (в среднем 40%) граниты близки к производным сухих магм, по Д.С.Штейнбергу и Г.Б.Ферштатеру [16, 22].

Традиционно, вслед за М.В.Фишманом [17], гранитоиды Приполярного Урала объединяют в два комплекса: сальнерско-маньхамбовский гранодиорит-гранитный, завершающий байкальский тектономагматический цикл, и кожимский гранитный, каледоно-герцинский. Это деление весьма условно ввиду близости и непостоянства [19, 22] составов выделяемых комплексов. По-видимому, в основу разделения был положен преимущественно возрастной критерий: было установлено, что граниты сальнерско-маньхамбовского комплекса имеют в ряде случаев «активные» контакты с позднерифейско-вендскими осадочно-вулканогенными отложениями; возраст их, по данным калий-аргонового датирования, составлял 544—490 млн. лет [17]. Возраст гранитов кожимского комплекса устанавливался на основании прорывания ими отложений тельпооской свиты (E_3-O_1) и калий-аргоновых датировок (380—225 млн. лет).

По геологическим данным, глубина формирования гранитоидов Приполярного Урала не превышает 5 км [17]. Б.А.Голдин и Е.П.Калинин считали, что главная масса гранитов, относившихся к сальнерско-маньхамбовскому комплексу, кристаллизовалась на глубинах, близких по условиям к глубинам формирования низкотемпературной эвтектики ($P_{H_2O} 10^2$ кПа, $T 640-650^\circ C$). Близкие представления излагали Д.С.Штейнберг и В.Г.Вигорова [22], определившие диапазон формирования гранитов «западной зоны» (именно она является объектом нашего внимания) областью давления водяного пара $(0,5-1)10^2$ кПа. По мнению этих исследователей, граниты формировались в гипабиссальных или приповерхностных условиях, о чем свидетельствует широкое развитие микропегматита и порфировых структур. Исследования породообразующих минералов также подтверждают представления о гипабиссальной природе приполярноуральских гранитов.

Вместе с тем, по составу, облику, повышенному содержанию редких и рассеянных элементов, наличию гнейсов и мигматитов в контактовых зонах и другим признакам граниты большинства массивов отвечают сложившимся представлениям об абиссальных гранитах синорогенной стадии развития геосинклиналей. Как отмечал М.В.Фишман, гранитоиды Приполярного Урала обнаруживают двойственность, противоречивость признаков, с одной стороны, свойственных формации батолитовых гранитов, по Ю.А.Кузнецову, а с другой — формации субвулканических гранитов [17]. При определении эрозионного среза отдельных массивов А.П.Сивовым и В.И.Ромашевой (1984) выявлено несоответствие получаемой глубины их формирования петрохимическим особенностям гранитоидов. Подобное несоответствие отмечалось И.Н.Бушляковым и И.Д.Соболевым и для Восточно-Уральской мегазоны. Противоречивость признаков приполярноуральских гранитов порождает сомнения в справедливости традиционных представлений об их связи с геосинклинальным процессом. Прежде всего это относится к гранитоидам, выделяемым в сальнерско-маньхамбовский комплекс, которые до сих пор считаются синорогенными байкальскими, исходя из преиму-

щественного распространения их среди рифейско-вендских осадочно-вулканогенных комплексов и традиционной концепции байкальской (раннеуральской) геосинклинали. Имеющиеся для этих гранитоидов К-Аг датировки (544—490 млн.лет) дают основание одним геологам считать байкальскую эпоху тектогенеза на Урале отличной от сибирского тектонотипа, пролонгированной во времени; другим — сомневаться в полученных датировках, считая их омоложенными. Для Rb-Sr изохронного датирования пород и минералов нами были отобраны пробы из семи гранитоидных массивов: Малопатокского, Центрального, Малдинского, Неройско-Патокского, Лапчавожского, Народинского и Хатамба-Лапчинского. Следует сразу же оговориться, что датирование этих массивов представляло очень сложную задачу. К-Аг датировки, которыми располагали авторы работы [22] и которые впоследствии были в основном подтверждены Rb-Sr методом, свидетельствовали о многократных активизационных процессах в гранитоидах (рис. 2). Это означало, что мы могли рассчитывать на сохранность Rb-Sr изотопных систем лишь в значительном объеме проб. Поскольку отбор больших штучных проб сопряжен со значительными трудностями, было решено перейти на точечное опробование обнажений с отбором небольших проб максимально свежего облика на площади от 50×50 до 100×100 м и получение в результате сборной, сравнительно небольшой, пробы, характеризующей, тем не менее, большой объем породы [5]. Подобный прием был с успехом применен нами ранее для получения истинной, рифейской, датировки гранитов Восточного Забайкалья, подвергшихся многократной активизации.

Все Rb-Sr данные были получены в лаборатории ВСЕГЕИ. Rb и Sr были выделены из проб после их разложения смесью кислот HF и HNO_3 на колонках с ионообменной смолой Даукс 50×8 [14]. Содержания Rb и Sr в большинстве проб были определены методом изотопного разбавления со смешанным трассером $^{85}Rb + ^{84}Sr$ [5, 9]. Погрешность составляла $\pm 1\%$ и меньше. В ряде проб Rb/Sr было измерено рентгено-спектральным методом с использованием специальных процедур (методические разработки И.В.Серикова, И.Н.Крылова, В.Н.Топорского и др.), обеспечивающих воспроизводимость анализа не хуже $\pm 3\%$. В предлагаемой таблице такие значения имеют индекс (р). Измерения изотопного состава Rb и Sr выполнены на масс-спектрометре МИ 1201Т, погрешность определения $^{87}Sr/^{86}Sr$ составляла $\pm 0,05\%$ и менее. В качестве эталона использован стандарт NBS USA SRM 987. Содержания Sr и Rb в холостом опыте, как правило, составляли 4—5 и 1—2 нг соответственно. Расчет изохрон был выполнен на ЭВМ типа IBM-PC по программе Isoplot [9]. Все аналитические погрешности в определении возраста и первичного изотопного состава стронция (Sr_0) приведены с доверительным интервалом 0,95 (2 σ).

Полученные Rb-Sr данные представлены в таблице и на рис. 2, 3. Для всех изученных массивов за исключением Народинского, возраст по Rb-Sr датировкам составляет 460—521 млн.лет. Наблюдаемые значительные погрешности в датировании индивидуальных массивов при соответствии, тем не менее, получаемых прямых изохронным зависимостям (среднеквадратичное взвешенное отклонение СКВО не превышает 1,26) мы объясняем, прежде всего, малым числом проб, низкими Rb/Sr и, как следствие, малыми приращениями радиогенного Sr (Лапчавожский массив) и явным отсутствием гомогенности в первичном изотопном составе стронция (Sr_0) остальных массивов (в первую очередь, Неройско-Патокского), что, по-видимому, обусловлено автохтонным характером гранитов.

У нас нет оснований сомневаться в том, что полученные раннепалеозойские датировки отвечают реальному событию и что этим событием является процесс гранитообразования, а не метаморфическое преобразование каких-то более древних гранитов. Попытки объяснить позднекембрийско-ордовикские датировки искажением (омоложением) Rb-Sr систем в венд-раннекембрийских гранитах представляются нам неубедительными по следующим причинам.

1. Значительный объем Rb-Sr ячейки должен был обеспечить максимальную сохранность Rb-Sr изотопной системы изучаемой пробы [5].

2. Массивы, заметно различающиеся и по составу и, главное, по сохранности пород, идентичны в пределах погрешности анализа по возрасту.

3. Гранодиориты Лапчавожского массива и породы экзоконтакта имеют близкий возраст (см. рис. 2).

4. Полученный А.А.Соболевой и В.Л.Андреичевым (1997) Rb-Sr возраст для гранодиоритов Лапчавожского массива 513 ± 9 млн. лет подтверждает достоверность наших результатов.

С учетом того, что возраст 460 ± 15 млн. лет получен только по Малопатокскому массиву, мы вправе утверждать, что наибольшую интенсивность процессы гранитообразования на Полярном Урале имели в период 485—521 млн. лет (см. таблицу). Отнесение датированных в этом диапазоне гранитов к кембрию или ордовику зависит во многом от выбранной стратиграфической шкалы. Существующие шкалы указывают границу кембрий — ордовик в интервале 510—495 млн. лет [21, 24]. Такой разброс объясняется чрезвычайной скудностью достоверных геохронологических данных именно для этого интервала. По последним данным, эта граница отвечает рубежу 495 млн. лет [24].

Таким образом, возраст изученных нами гранитоидов соответствует концу позднего кембрия — раннему ордовику, и они едва ли могли завершать байкальский тектономагматический цикл, от образований которого отделены региональным метаморфизмом, дислокациями, а главное — длительным (весь средний — часть позднего кембрия) периодом платформенной стабилизации. Мы считаем, что гранитоиды формировались в ином, нежели вулканогенно-осадочные комплексы позднего рифея — венда, геодинамическом режиме, и их специфичность обусловлена таковой условий становления.

Полученные в последнее время для региона Rb-Sr, U-Pb и K-Ag геохронологические данные соответствуют друг другу, а все вместе они позволяют пересмотреть скептическое отношение к ранее полученным K-Ag датировкам [3, 20] и, более того, во многом реабилитировать сам метод. Все опубликованные K-Ag данные были приведены нами к современным константам. Из рассмотрения были исключены, как некорректные, результаты, полученные по валовым пробам. Гистограмма, демонстрирующая распределение K-Ag датировок для слюд из гранитоидов Полярного и Приполярного Урала, приведена на рис. 3. На наш взгляд, K-Ag датировки очень наглядно и вполне достоверно выделяют главные эндогенные события в регионе, начиная с рубежа кембрий — ордовик. Наиболее древний, статистически достоверный возраст 505 ± 15 млн. лет, по существу, совпадает с нашими данными и отвечает времени раннепалеозойской гранитизации. Симптоматично, что вовлечение в расчет данных для гранитоидов Северного Тимана [1], параллелизуемых с гранитоидами Приполярного Урала, по сути дела, не меняет этой даты. Очень близкий возраст (480 ± 20 млн. лет) был получен А.А.Краснобаевым U-Pb методом для цирконов из биотитовых гнейсов и гранитогнейсов уфалейского и мурзинского комплексов. Следующий максимум эндогенной активности, датруемый K-Ag геохронологией 405 ± 15 млн. лет (см. рис. 3), также находит свое отражение и в наших данных (см. таблицу, рис. 2), и в результатах Н.А.Кузнецова (1993—1995), и в цирконовой геохронометрии для гранитизированных биотитовых гнейсов уфалейского комплекса (А.А.Краснобаев, 1986). Мы связываем с этим этапом мусковитизацию с образованием двуслюдяных гранитов. K-Ag возраст слюд гранитоидов (310—340 млн. лет) близок Rb-Sr датировкам, маркирующим время вторичных изменений в вулканитах саблаторской свиты (360 ± 9 млн. лет), установленное А.А.Соболевой и В.Л.Андреичевым (1997), и отвечает началу герцинской активизации региона. Наибольшее число K-Ag дат фиксируют эндогенное событие на уровне 275 ± 25 млн. лет (см. рис. 3). Близкий этой дате диапазон (240—260 млн. лет) был получен Rb-Sr методом по внутренним (минеральным) изохорам изученных гранитоидов (см. рис. 2) и, что особенно убедительно, обоими методами по минералам многочисленных кварцевых жил.

Проведенные нами исследования подтвердили условность разделения приполярноуральских гранитоидов на два комплекса: в целом ряде массивов, относившихся к кожимскому

комплексу, получены позднекембрийские — ордовикские датировки (Неройско-Патокский, Лапчавожский и др.).

Как отмечает В.Н.Охотников (1985), раннепалеозойские гранитоиды широко распространены на Полярном Урале (сыдаятинский, харбейский, гердызский комплексы). Отмечаются они и в более южных районах Урала (Наслединский, Уфалейский, Ахмеровский и другие массивы), и в Канино-Тиманском регионе [1]. Как отмечалось выше, в соответствии с полученными датировками эти гранитоиды не могут принадлежать байкальской тектономагматической эпохе. Что касается палеозойского этапа развития, то гранитоиды Приполярного Урала, безусловно, «доокеанические» (догеосинклинальные), т. е. первые геосинклинальные (натровые) граниты появляются значительно позже. Приполярноуральские гранитоиды, выделявшиеся в сальнерско-маньхембовский комплекс, очевидно, относятся к разряду внутриплитных, «внегеосинклинальных». Ранее к такому выводу пришел Л.В.Махлаев (1993) на основании петрохимических исследований и общегеологических соображений, позволивших ему сделать вывод о том, что геосинклинальная схема магматизма к байкальскому тектономагматическому циклу не приложима [13]. Еще ранее на внегеосинклинальную природу гранитоидов Приполярного Урала указывал А.П.Сигов (1984).

Вопросы генезиса и формационной принадлежности гранитоидов Приполярного Урала до сих пор остаются дискуссионными. По поводу генезиса существует несколько концепций, нередко прилаговых к одному конкретному массиву гранитов, трактуемых то как аллохтонные магматические, то как автохтонные магматические (анатектиты), то как автохтонные метасоматические образования. Большинство исследователей, в т. ч. Л.В.Махлаев [13], считает все гранитоидные массивы Приполярного Урала отчетливо интрузивными, ссылаясь на наличие у каждого массива участков с четкими интрузивными контактами, секущими апофиз, зон скарирования и ороговикования. Разделяя представления о гипабиссальном и приповерхностном уровнях становления массивов, эти исследователи считают, что исходная магма генерировалась на глубинах не менее 10 км в результате анатектического плавления глубинных горизонтов коры.

Представления об автохтонном характере отдельных массивов гранитоидов Приполярного и Полярного Урала, образовавшихся путем метаматического замещения вмещающих их пород, излагались в разные годы различными исследователями, обосновывавшими свои представления конформностью и конкордантностью массивов и наличием постепенных переходов от гранитов к вмещающим породам через гнейсовидные образования, гнейсы и магматиты [6, 19 и др.].

На основании многочисленных публикаций, а также наших собственных наблюдений мы предполагаем, что большинство гранитоидных массивов Приполярного Урала сформировалось *in situ*, т. е. на месте генерации расплавов; некоторые из них, вероятно, являются параавтохтонными. В пользу автохтонного характера массивов, наряду с практически постоянной их конформностью, свидетельствует, прежде всего, отсутствие глубинных ксенолитов, которые нередко довольно многочисленные, всегда представлены вмещающими породами и не обнаруживают признаков плавления или ассимиляции. Против интрузивного происхождения гранитоидов также свидетельствует целый ряд других их особенностей, присущих многим массивам: безусловная зависимость их состава от состава вмещающих пород; минералогическое и химическое непостоянство; гнейсовидный облик экзоконтактовых пород с постепенными переходами к гранитам, нередко через зоны мигматитов; высокое и переменное значение первичного изотопного состава Sr и ряд других признаков. На первый взгляд кажется парадоксальным, что ореолы гнейсов и мигматитов характерны главным образом для массивов пластообразной вытянутой формы, локализуемых в разломных зонах (Сальнерский, Яротский, Неройско-Патокский и др.), а не для батолитообразных и более крупных, для которых отчетливая связь с трещинной тектоникой отсутствует. Контакты пластообразных (согласных, как правило) массивов представляют собой постепенные переходы к вмещающим породам через зоны гранитизации и метасоматические (?) мигматиты [17] с чередующимися полосами гранитного состава и гранитизированного в той или иной мере суб-

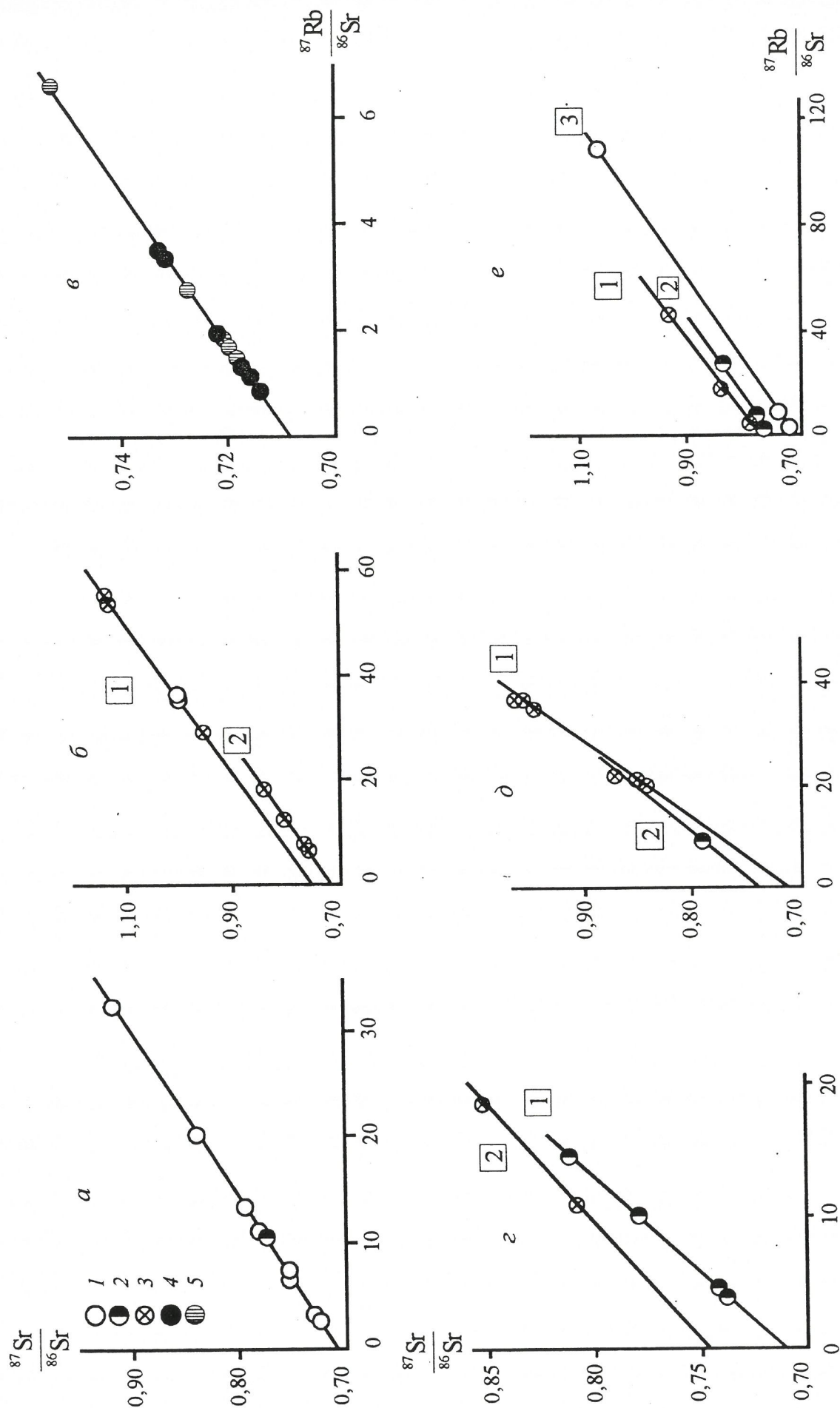


Рис. 2. Рубидий-стронциевые изохронные графики для гранитоидов Приполярного Урала:

массивы: а — Малопатокский, 7460 ± 15 млн. лет, б — Неройско-Патокский (1), 7489 ± 17 млн. лет, Центральный (2), 7503 ± 19 млн. лет, в — Лапчавожский, 7490 ± 12 млн. лет, г — Малдинский (1), 7485 ± 13 млн. лет, Народинский (2), 7405 ± 22 млн. лет, д — Хаталамба-Лачинский, 7492 ± 15 млн. лет, е — внутренние (минеральные) изохроны, 7248 ± 5 млн. лет, 7237 ± 5 млн. лет, 7240 ± 4 млн. лет; 1 — лейкократовые граниты; 2 — биотитовые граниты; 3 — двуслюдяные граниты; 4 — гранодиориты; 5 — породы экзоконтакта Лапчавожского массива; цифры в квадратах — номера изохрон

Рубидий-стронциевые данные для гранитоидов Приполярного Урала

Номер пробы	Порода, минерал	Rb, мкг/г	Sr, мкг/г	$\frac{87\text{Rb}}{86\text{Sr}}$	$\frac{87\text{Sr}}{86\text{Sr}}$	Параметры изохрон
1	2	3	4	5	6	7
Малопатокский массив						
23/1	БИ гранит, порода	239	59	10,20 (р)	0,7754	T 460±15 млн. лет Sr _o 0,7089±24
28	Лейкогранит, порода	294,2	78,9	10,86	0,7806	
28/5	«	158	67	7,06 (р)	0,7537	
20/2	«	271	23,8	31,72 (р)	0,9179	
439301	«	172	35	13,26 (р)	0,7935	
43752354	«	123	111	3,14 (р)	0,7301	
43721792	«	182,3	83,2	6,37	0,7530	T 240±4 млн. лет Sr _o 0,7154±4 СКВО 0,71
43730220	Лейкогранит, порода	120	143,8	2,42	0,7238	
43730220	То же, КПШ	186,3	71,05	7,61	0,74125	
43730220	То же, биотит	609	17,3	105,7	1,0780	
Неройско-Патокский массив						
8/3	Гранит двуслюдяной, порода	249	112	53,04 (р)	1,1300	T 489±17 млн. лет Sr _o 0,7587±88 СКВО 1,01
Повтор		266,9	114,5	55,39	1,1451	
8/4	«	168	112	29,07 (р)	0,9640	
Повтор		175,3	117,4	29,95	0,9662	
12Б	Лейкогранит, порода	232,4	119,3	35,80	1,0060	
Центральный массив						
7/8	Гранит двуслюдяной, порода	167	333	11,81 (р)	0,80031	T 503±19 млн. лет Sr _o 0,7163±21 СКВО 0,83
7/9	«	131	90	5,90 (р)	0,75895	
10	«	115	40	7,51 (р)	0,7693	
				7,34 (р)	0,7684	
10/1	«	124	55	5,81 (р)	0,7585	
6/7	«	154	21	17,95 (р)	0,84655	
Лапчавожский массив						
4/1	Гранодиорит, порода	117	239	1,27 (р)	0,71644	T 502±17 млн. лет
4/5	«	175	142	3,30 (р)	0,73086	Sr _o 0,7072±4
4/5	Гранодиорит, амфибол			3,50 (р)	0,73196	СКВО 0,43
157	Гранодиорит, порода 8	81,7	221,1	1,07	0,71486	T 490±12 млн.лет
157	То же, амфибол			1,88 (р)	0,72046	
69	Гранодиорит, порода	67,7	242,8	0,807	0,71285	
1/1	Экзоконтакт, метаморфическая порода	178	76	6,53 (р)	0,7520	Sr _o 0,7075±3
1/5	То же	164	192	2,69 (р)	0,72634	СКВО 0,77
1/6	«	139	175	1,80 (р)	0,71982	T 477±18 млн. лет
1/6	«	132,1	282,7	1,35	0,71703	
1/7	«	172	324	1,54 (р)	0,71829	Sr _o 0,7078±5
Малдинский массив						
11/4	Биотит, гранитная порода	250	74	9,61 (р)	0,77833	T 485±13 млн. лет Sr _o 0,7117±10 СКВО 1,26
12/4	«	183	134	3,71 (р)	0,7379	
				3,80 (р)	0,7378	
19/4	«	239	1159	4,43 (р)	0,7416	

1	2	3	4	5	6	7
<i>Народинский массив</i>						
102/6	Биотитовый гранит, порода	141,1	28,8	14,34	0,8096	
		193,6	39,3	14,40	0,81219	
102/2	Двуслюдяной гранит, порода	171	45,5	10,98	0,80818	$T 405 \pm 22$ млн. лет
102/10	Мусковитовый гранит, порода	132,6	35,8	10,84	0,80706	$Sr_o 0,7447 \pm 38$
						СКВО 0,11
102/7	Двуслюдяной гранит, порода	174,9	27,9	18,37	0,85063	$T 248 \pm 5$ млн. лет
102/7	То же, КПШ	228,2	14,5	46,57	0,94951	$Sr_o 0,7855 \pm 6$
102/7	Двуслюдяной гранит, ПЛ	83,3	52,9	4,60	0,8017	СКВО 0,24
<i>Хаталамба-Лапчинский массив</i>						
83/10	Двуслюдяной гранит, порода	140,4	21,2	19,42	0,8459	$T 492 \pm 15$ млн. лет
83/10	«	195,6	28,1	20,40	0,8514	$Sr_o 0,7091 \pm 57$
83/9	Мусковитовый гранит, порода	155	12,8	35,79	0,9578	СКВО 1,25
		155,1	13,37	34,33	0,94815	
		148,5	12,27	35,89	0,96434	
		179,1	24,6	21,41	0,87158	$T 430 \pm 11$ млн. лет
83/7	Двуслюдяной гранит, порода	179,2	24,6	21,44	0,8726	$Sr_o 0,7407 \pm 19$
83/4	Биотитовый гранит, порода	124,5	46,3	7,89	0,7891	СКВО 0,20
	То же, КПШ	146,6	16,1	26,65	0,85213	$T 237 \pm 5$ млн. лет
	То же, ПЛ	53,7	70,5	2,20	0,7699	$Sr_o 0,7625 \pm 5$ СКВО 0,22

страта мощностью первые миллиметры. Объяснение такого характера контакта наложенным катаклазом [13] кажется нам неубедительным. Вероятнее всего, причина подобных взаимоотношений гранитоидов и вмещающих пород в том, что разломные зоны служили путями миграции щелочных горячих флюидов, а не расплавов. Что касается более крупных массивов неправильной в плане формы, считающихся многофазными (Маньхамбовский, Малдинский, Малопатокский), то и их аллохтонный характер не является бесспорным несмотря на отсутствие или слабую проявленность вышеперечисленных признаков и локальные интрузивные взаимоотношения с вмещающими породами. Формирование этих массивов происходило, на наш взгляд, в сводовых частях купольных структур и в надкупольных зонах, представлявших собой обширные области с максимальной интенсивностью тепловых и флюидных потоков и, следовательно, значительными

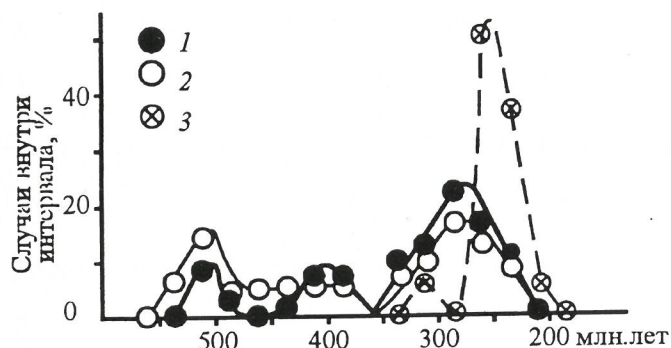


Рис. 3. Результаты калий-аргонового датирования гранитоидов Приполярного Урала, с использованием материалов М.А.Гаррис, Л.Н.Овчинникова, М.В.Фишмана и др.:

1 — распределение К-Аг датировок биотитов и мусковитов из гранитоидов Приполярного Урала; 2 — то же, с данными по Северному Тиману; 3 — то же, для минералов кварцевых жил

ареалами метасоматических и анатектических преобразований пород. Процессы гранитизации реализовались в выплывании более или менее гомогенного расплава, который, не претерпевая сколько-нибудь существенных перемещений, раздвигал стенки вновь образованной камеры, захватывая вмещающие породы (интрузивные контакты, зоны ороговения и скарнирования) и интрузируя в них при последующих динамических подвижках с образованием апофиз.

Таким образом, наличие интрузивных контактов и апофиз едва ли может быть свидетельством сколько-нибудь существенного перемещения гранитного расплава, образованного путем магматического замещения субстрата, на что еще в 60-х годах указывали Ю.А.Кузнецов и А.Л.Яншин [10, 11]; с другой стороны, по нашему мнению, сам факт существования крупных массивов батолито- или штокообразной формы с признаками малой глубины формирования свидетельствует в пользу их автохтонной природы (дефицит пространства). Предположение об автохтонном характере малоглубинных приполярноуральских гранитоидов хорошо решает проблему пространства, но, как отмечал Ю.А.Кузнецов [10], взамен появляется проблема источника тепла и гранитизирующих щелочных флюидов. Предлагаемая нами модель, базирующаяся на полученных датировках гранитов, логично объясняет причину аномального теплового и флюидного режимов в верхних горизонтах коры в раннем палеозое, «накануне» ее разрыва и раздвиг плит. Мы предполагаем, что после длительного (средний — часть позднего кембрия) этапа платформенной стабилизации начались предрифтовые куполовидные поднятия приосевой зоны Урала, обусловленные подъемом разуплотненной мантии, повышением флюидного и общего давления. Подъем мантийных диапиров сопровождался базификацией коры с мощнейшим опережающим тепловым фронтом, «всплыванием» древних гранитогнейсовых ядер. В условиях сокращающейся мощности сиалической коры и все нарастающих напряжений в верхней ее части (4—9 км, по С.Н.Иванову) образовывались многочисленные расколы с формированием грабеновых структур. Разломы резко увеличили степень проницаемости коры для щелочных мантийных флюидов, способствовали быстрому продвижению тепло- и

флюидопотоков и резкому повышению их температуры. Следующие вдоль разломных зон тепловые потоки открыли пути широкой инфильтрации щелочных растворов, диффузии их компонентов, вызывавших глубокие метасоматические преобразования пород и появление после определенного критического уровня гранитных расплавов. Эти выплавки генерировали на разных глубинах зоны дисъюнктивных дислокаций массивы гранитоидов различного состава, иногда со щелочным уклоном. Кажется бесспорным, что в этих структурных и геодинамических условиях интенсивное гранитообразование могло иметь место в самых верхних горизонтах коры и только до тех пор, пока в нижней части коры существовали крупные очаги базальтовой магмы, не имевшей выхода на поверхность.

В формировании гранитоидов Приполярного Урала несомненно позитивная роль древних гранитогнейсовых куполов (см. рис. 1). Эти структуры играли роль своеобразных теплофлюидогенераторов, формировавших метаморфическую зональность, флюидопотоки, очаги гранитоидных расплавов как в самих древних ядрах, так и по периферии, в наиболее проницаемых участках зоны сланцевого обрамления [2].

Наши исследования подтверждают представления М.В.Фишмана о полихронности и многоэтапности проявления процессов гранитизации на Приполярном Урале (см. таблицу, рис. 3). Судя по полученным результатам, наиболее масштабным было гранитообразование позднекембрийско-ордовикского этапа, которое протекало в аномальных геодинамических и структурно-тектонических условиях, а именно: в условиях нарастающего растяжения (а не сжатия) сиалической коры при резком уменьшении ее мощности, на фоне регрессивного метаморфизма высокотемпературных метаморфитов протерозоя и узколокального градиентного метаморфизма, связанного с перегретыми щелочными флюидами. С учетом представлений С.Н.Иванова (1979) об эволюции приосевой зоны Урала, раннепалеозойские гранитоиды формировались в коре, утоненной на месте будущего разрыва, в «шейке». На основании этого, если гранитоиды Приполярного Урала относятся к западному клину последней, то естественно предполагать наличие разновозрастных образований такого состава и в восточном клине, в области современного Восточно-Уральского поднятия.

В более поздние этапы (400—430, 310—340, 240—260 млн. лет) происходило преобразование раннепалеозойских гранитоидов, наиболее интенсивное в позднем палеозое. Следует отметить, что хотя наиболее древняя из полученных нами датировок соответствует границе кембрия и ордовика, мы допускаем существование более древних гранитоидов, которые, по-видимому, частично были денудированы, о чем свидетельствует наличие гранитных галек в лаппайской свите, а частично — подверглись реоморфизму в раннем палеозое.

Вышеизложенное позволяет сделать следующие основные выводы.

1. Раскрытию Уральского палеоокеана предшествовало интенсивное гранитообразование, вызванное подъемом мантийных диапиров и происходившее в утоненной на месте будущего разрыва континентальной коре.

2. Раннепалеозойские гранитоиды, считающиеся син- или посторогенными байкальскими, являются внутриплитными образованиями и характеризуют предрифтовую стадию развития континентальной рифтовой зоны, эволюция которой началась сводовым поднятием в конце кембрия, а завершилась разрывом коры и раздвигом плит в конце ордовика — силуре.

Гранитоиды, сходные с североуральскими по условиям образования и возрасту, широко распространены в Кузнецком Алатау, северном и северо-западном Казахстане, Юго-Западном Забайкалье [12]. Предрифтовые граниты различного возраста со щелочным уклоном, сопряженные в своем становлении со сводовыми воздыманиями литосферы, установлены в ряде молодых рифтовых зон «активного типа», в

частности Рейнской, Кенийской, Красноморской [8]. По нашему мнению, к этому же типу относятся допермские граниты грабена Осло, обнаруживающие признаки автохтонного залегания и малой глубины формирования [7].

Выражаем искреннюю благодарность Б.К.Львову за полезные критические замечания.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андреев В.Л. Калий-аргоновое изотопное датирование гранитоидов Северного Тимана // Геология магматических образований севера Урала и Тимана: Тр. ин-та геологии Коми ФАН СССР. 1984. Вып. 48. С. 51—58.
2. Водлазская В.П., Берлянд Н.Г., Котов К.Н., Лелис В.Ю. О роли древних купольных структур Уральской складчатой системы в эндогенном рудообразовании (на примере Приполярного Урала) // Докл. РАН. 1997. Т. 356. № 3. С. 362—366.
3. Гаррис М.А. Этапы магматизма и метаморфизма в доюрской истории Урала и Приуралья. — М.: Наука, 1977.
4. Голдин Б.А., Фишман М.В. Интрузивные комплексы центральной части Ляпинского антиклинория. — Л.: Наука, 1967.
5. Горохов И.М. Рубидий-стронциевый метод изотопной геохронологии. — М.: Энергоатомиздат, 1985.
6. Калинин Е.П., Пучков В.Н. Анализ сложно построенного гранито-гнейсового комплекса (Тынаготский район Приполярного Урала) // Докембрий и нижний палеозой Урала. Свердловск, 1978. С. 72—83.
7. Континентальные рифты / Под ред. И.Б.Рамберга и Э.Р.Неймана. — М.: Мир, 1981.
8. Континентальный и океанский рифтогенез / Под ред. Ю.М.Пущаровского. — М.: Наука, 1985.
9. Костицин Ю.А., Журавлев А.З. Анализ погрешностей и оптимизация метода изотопного разбавления // Геохимия. 1987. С. 1024—1035.
10. Кузнецов Ю.А. О главных формах гранитоидного магматизма и механизме образования гранитных тел // Геология и геофизика. 1996. № 6. С. 3—15.
11. Кузнецов Ю.А., Янин А.Л. Гранитоидный магматизм и тектоника // Геология и геофизика. 1967. № 10. С. 108—121.
12. Кузнецов Ю.А., Богнинов В.И., Дистанова А.Н., Сергеева Е.С. Раннепалеозойская гранитоидная формация Кузнецкого Алатау. — М.: Наука, 1971.
13. Махлаев Л.В. Гранитоиды севера Центрально-Уральского поднятия. Полярный и Приполярный Урал. — Екатеринбург, 1996.
14. Методические рекомендации по определению возраста горных пород. — Л.: ВСЕГЕИ, 1983.
15. Рублев А.Г. Современное состояние изотопно-геохронологической шкалы фанерозоя // Стратиграфия, геологическая корреляция. 1996. Т. 4. № 6. С. 3—13.
16. Ферштатер Г.Б. Главные типы гранитоидов Урала, их геологическая позиция и металлогения // Магматизм, метаморфизм и рудообразование в геологической истории Урала. Свердловск, 1974. С. 107—122.
17. Фишман М.В. Гранитоиды приосевой зоны Приполярного Урала в связи с проблемой эволюции магматизма подвижных поясов земной коры. — Сыктывкар, 1971.
18. Фишман М.В. Гранитоиды Севера Урала // Магматизм, метаморфизм, металлогения Севера Урала и Пай-Хоя. Сыктывкар, 1972. С. 3—7.
19. Фишман М.В., Голдин Б.А. Гранитоиды центральной части Приполярного Урала. — Л., 1963.
20. Фишман М.В., Юшкин Н.П., Голдин Б.А., Калинин Е.П. Основные этапы магматизма и метаморфизма в центральной зоне Полярного и Приполярного Урала // Геохимия, минералогия и петрография Севера Урала и Тимана. Сыктывкар, 1969. С. 7—24.
21. Харланд У.Б., Кокс А.В., Ллевеллин П.Г. и др. Шкала геологического времени. — М.: Мир, 1985.
22. Штейнберг Д.С., Вигорова Б.Г. Глубинные и гипабиссальные граниты в Центрально-Уральском поднятии на Приполярном Урале // Магматизм, метаморфизм, металлогения западного склона Урала. Уфа, 1976. С. 100—106.
23. Юшкин Н.П., Фишман М.В., Голдин Б.А. и др. Металлогенический очерк вольфрамовой минерализации Севера Урала. — Л.: Наука, 1972.
24. Tucker P.D. and Mckerrow W.S. Early Paleozoic chronology: a review in light of new U-Pb zircon ages from Newfoundland and Britain // Canadian Journal of Earth Sciences. 1995. Vol. 32. № 4. P. 368—379.

Глобальная эволюция Земли и металлогения раннего докембрия

О.Г. СОРОХТИН (Институт Океанологии им. П.П. Ширшова РАН), С.А. УШАКОВ (Музей землеведения МГУ им. М.В. Ломоносова), Н.О. СОРОХТИН (Геологический институт КНЦ РАН)

Проблемам металлогении докембрия и, в частности, раннего протерозоя посвящено много работ, напечатанных в многочисленных сборниках: «Докембрий континентов» (1975—1978 гг.), «Проблемы металлогении докембрия» (1978 г.), а также в работах [1, 3, 5, 12]. В данной статье металлогению раннего докембрия мы рассмотрим с точки зрения разработанной нами теории глобальной эволюции Земли. Основы такой теории и количественные расчеты протекавших в Земле тектонических процессов приведены в наших работах [19, 20, 23], а количественный расчет изменений климатов Земли — в работах 1991, 1997 и 1998 гг. Учитывая это и ограниченные объемы статьи, мы не будем вдаваться в детали решения проблемы и количественные расчеты, отсылая интересующихся читателей к упомянутой литературе. Отметим лишь, что в построениях мы старались принимать как можно меньше исходных предположений и как можно шире использовать обобщенные геологические данные по эволюции Земли. Кроме того, мы рассматривали все известные нам глобальные процессы, управляющие геологическим развитием Земли и зафиксированные в геологической летописи события только с единых теоретических позиций разработанной концепции. Фактически в основе нашего теоретического подхода лежат только две исходные гипотезы: предположение о гомогенной аккреции Земли и гипотеза об оксидно-железном составе земного ядра. Отсюда сравнительно просто можно найти состав первичного вещества Земли и запасенный в нем энергетический потенциал, а учет полного «провала памяти» в геологической летописи Земли за первые 600—800 млн. лет ее жизни позволяет определить первичный теплозапас молодой Земли. Вспомогательной гипотезой может служить предположение о захвате растущей Землей, т.е. планетой с переменной массой, массивного спутника — Протолуны, разрушенного затем на пределе Роша Земли (современная Луна — лишь остаток этого более массивного спутника). В основе же энергетического подхода рассматриваемой здесь концепции глобальной эволюции Земли лежат первое начало термодинамики и принцип, согласно которому наибольший вклад в развитие нашей планеты вносили те процессы, которые в максимальной степени снижали потенциальную энергию Земли и системы Земля — Луна.

Земля в катархее. По нашей модели развития Земли, подробно изложенной в работах [15, 19], в раннем докембрии следует выделять три крупных зоны: катархей (4,6—3,8 млрд. лет назад), архей (4,0—2,6 млрд. лет назад) и ранний протерозой (2,6—1,8 млрд. лет назад). Все они по-своему уникальны.

В катархее (в переводе «ниже архея») Земля оставалась еще сравнительно холодной и тектонически пассивной планетой. Тем не менее, она интенсивно сотрясалась экзогенными приливными землетрясениями, поскольку Луна в те далекие времена находилась на близких к Земле орбитах и вызываемые ею приливы в Земле были весьма значительными [18]. В недрах Земли тогда не существовало расплавов, и поэтому не происходили магматическая дифференциация ее вещества и формирование земной коры, а ее поверхность была сложена только реголитом первозданного земного вещества. Последнее было резко ультраосновного состава с содержанием кремнезема около 31%, но зато концентрация железа в нем достигала 13,2%, а FeO — почти 24%. В первичном веществе Земли были повышены также и концентрации многих сидерофильных и халькофильных элементов (никель, хром, платина, медь, свинец и другие полиметаллы), в настоящее время опустившиеся в земное ядро.

Не было в катархее у Земли ни гидросферы, ни плотной атмосферы, поскольку реголит ультраосновного состава весьма эффективно поглощал и погребал под собой все химически активные летучие элементы и соединения (например, H₂O, CO₂ и др.), выделявшиеся при падениях на земную поверхность планетезималей еще при аккреции самой планеты. Именно по

этой причине катархейская атмосфера должна была состоять только из азота с небольшими добавками благородных газов и быть разреженной. По нашим оценкам [22], давление азотной атмосферы в катархее достигало 67 кПа, а земная поверхность тогда сковывалась морозом почти -27°C. Не могли в катархее существовать и месторождения полезных ископаемых, т.к. все рудные элементы тогда были равномерно рассеяны по всему объему Земли в первично-кларковых содержаниях.

Поскольку в катархее не было земной коры и она не формировалась, то никаких следов этой эпохи в геологической летописи Земли не могло и сохраниться. Данная эпоха выделяется только по «провалу памяти» в истории Земли длительностью около 600—800 млн. лет, т.е. от момента ее образования около 4,6 млрд. лет до начала архея 4,0—3,8 млрд. лет назад, когда только и началось формирование земной коры.

Развитие Земли в раннем докембрии. В самом конце катархей — начале архея из-за выделения в Земле приливной и радиогенной энергий ее температура на глубинах верхней мантии уже поднялась до уровня плавления земного вещества. Сразу же после этого начался процесс дифференциации земного вещества с выделением плотных элементов и соединений (железа и его оксидов), сформировавших затем (в самом конце архея) земное ядро. С этого же момента началось формирование и земной коры — главного носителя геологической летописи Земли. Отсюда видно, что и документальная история Земли у нас начинается только с архея, а не с момента ее образования.

В катархее наибольшая часть приливной энергии выделялась в экваториальном поясе Земли, поскольку в то далекое время Луна еще обращалась вблизи нашей планеты и в плоскости экватора [18]. В данном поясе возникла и первая кольцевая зона дифференциации земного вещества с постепенно погружающимся слоем расплавленного железа и его оксидов (рис. 1). Поэтому тектоническая активность Земли первоначально должна была также проявиться только в ее экваториальном поясе. Интересно отметить, что вместе с железом и его оксидами в кольцевой слой расплавов преимущественно переходило и большинство сидерофильных и халькофильных элементов. Следовательно, конвектирующая мантия над погружающимся кольцевым слоем зонной дифференциации земного вещества в архее была обеднена и железом, и этими элементами. По этой причине, вероятно, архейские континентальные щиты не отличаются повышенным металлогенетическим потенциалом.

По мере продвижения фронта дифференциации в глубь Земли постепенно расширялась кольцевая зона дифференциации земного вещества. При этом расплавленное железо и его оксиды не могли стекать к центру Земли из-за очень большой вязкости холодного земного вещества в ее центральных областях ($\eta > 10^{30}$ пуаз). В результате возникла ситуация резкой гравитационной неустойчивости планеты, когда тяжелые железные расплавы оказались расположенными над менее плотной, но очень жесткой «сердцевинной» Земли. Такая неустойчивость должна была, в конце концов, разрешиться катастрофическим событием — всплыванием жесткой земной «сердцевины» в экваториальной зоне одного из полушарий Земли и опусканием тяжелых расплавов к центру Земли со стороны противоположного полушария, как это и показано на рис. 1. Такой процесс должен был сопровождаться выделением огромной энергии, порядка 10^{30} Дж, возникновением интенсивных конвективных течений в мантии, полностью и радикально перестроивших весь существовавший до этого режим тектонического развития нашей планеты, и формированием первого в истории Земли суперконтинента Моногея. Произошло данное событие, вероятнее всего, в самом конце архея. Именно таким путем, по-ви-

димому, можно объяснить и образование земного ядра около 2,6 млрд. лет назад. О таком развитии сценария, в частности, свидетельствуют и палео-магнитные данные, показывающие, что дипольное магнитное поле современного типа у Земли появилось только около 2,6 млрд. лет назад [31], т.е. как раз на рубеже архея и протерозоя (рис. 2).

Климатические условия в архее. Безусловно, архей — уникальная и выдающаяся эпоха в развитии Земли, т. к. именно в это время сформировались все древние шиты современных континентальных платформ, образовались гидросфера, плотная атмосфера и, что очень важно, возникла и укоренилась на Земле жизнь. В архее же появились и первые месторождения полезных ископаемых, хотя интенсивность рудопроявлений тогда еще оставалась довольно слабой [1, 3, 5, 12]. Вместе с тем, геологические и экологические обстановки в архее были весьма необычными и специфичными. Однако они во многом предопределили дальнейшее развитие экзосферы Земли, жизни на ее поверхности, геологических процессов и проявлений металлогении в земной коре. Например, металлогения раннего протерозоя во многом оказалась тесно связанной с историей развития архейских океанов и атмосферы.

О большом влиянии атмосферы и гидросферы на развитие металлогенических обстановок на поверхности Земли, в т. ч. и в раннем докембрии, было известно давно [4, 5, 24—26 и др.]. Однако только в последние годы, после широкого распространения идей тектоники литосферных плит и разработки основ теории глобальной эволюции Земли оказалось возможным оценить всю масштабность этих процессов и даже выяснить природу их влияния на эндогенную металлогению Земли.

Судя по изотопным сдвигам кислорода в морских кремнях раннего архея, высокая температура атмосферы возникла уже около 3,8 млрд. лет назад [36]. К середине архея, около 3,4 млрд. лет назад, относительная изотопная плотность кислорода $\delta^{18}\text{O}$ в породах зеленокаменного пояса формации Онвервайт в Южной Африке опускалась до уровней около 18—21‰ (при современных 28—37‰), а это значит, что температура океанских вод в середине архея достигала 70°C [32]. По другим определениям, температура океанских вод в начале позднего архея около 3,2 млрд. лет назад уже достигала даже 90°C [37]. К аналогичным результатам приводит изучение изотопных отношений кислорода в антигоритах гидратированных лав коматитового состава зеленокаменного пояса Барбертон и формации Комати. Так, по этим определениям, температура воды в архейском океане понижалась до 100°C [11], а по изотопному составу кремнистых сланцев из того же пояса Барбертон — до 70 и 100°C [32]. Причем такие высокие температуры на Земле существовали несмотря даже на то, что в те далекие времена светимость Солнца была приблизительно на 20—30% ниже современной [30].

Поэтому единственной причиной повышения температуры на поверхности Земли в архее должна была быть только плотная атмосфера, давление которой могло достигать $n \cdot 10^5$ Па и более. Из всех возможных газовых составляющих только углекислый газ мог создавать столь плотную атмосферу. Следовательно, азота на Земле для этого слишком мало, газы типа метана или аммиака — неустойчивы и быстро разлагаются под влиянием солнечного излучения (с полной потерей водорода), а свободного кислорода тогда вообще еще практически не существовало, о чем, в частности, свидетельствуют архейские осадки, отложившиеся в явно восстановительных условиях. Углекислого же газа на Земле более чем достаточно, поскольку общее давление CO_2 , сейчас связанного в карбонатах (но когда-то находившегося в атмосфере), могло бы достигать 9—10 МПа.

Для оценки наиболее вероятного давления атмосферы в архее, при котором средняя температура земной поверхности повышалась до 70°C, необходимо использовать адиабатическую теорию парникового эффекта. Напомним, что под парниковым эффектом понимается разность температур $\Delta T = T_s - T_e$, где T_s и T_e — соответственно средняя температура земной поверхности и радиационная (эффективная) температура Земли, под которой она видна из космоса.

В качестве основного параметра, характеризующего осредненный глобальный климат Земли, удобнее всего выбрать среднюю по земной поверхности температуру T_s (для современных условий $T_s = 288 \text{ K} \approx 14,8^\circ\text{C}$). Поскольку у планет с плотной атмо-

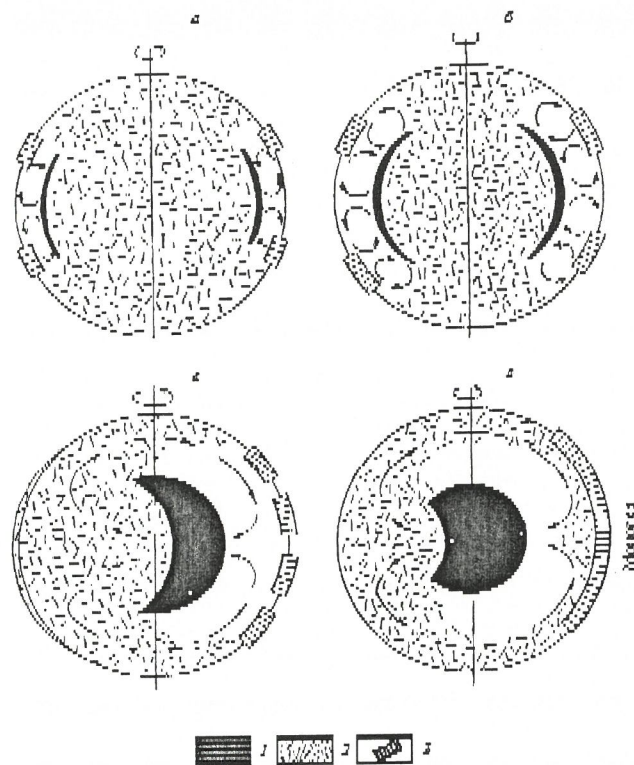


Рис. 1. Последовательные этапы развития процесса зонной дифференциации земного вещества и формирования ядра Земли:

этапы, млрд. лет: а — 3,8—3,6, б — 3—2,9, в — 2,7, г — 2,6; 1 — расплавы железа и его оксидов; 2 — первичное земное вещество; 3 — континентальные массивы

сферой (давлением $P > 0,02$ МПа) основным механизмом выноса тепла с поверхности является конвективный массоперенос воздуха в тропосфере, то и распределение температуры в ней должно быть адиабатическим. Согласно адиабатической теории парникового эффекта, изложенной в работах [21, 23], средняя температура тропосферы зависит от солнечной постоянной S , давления атмосферы P , эффективного показателя адиабаты α (определяемого составом и влажностью тропосферы) и альбедо планеты A . Данная теория была успешно проверена по средним распределениям температуры в тропосферах Земли и Венеры, что позволило использовать ее и для изучения эволюции климатов Земли. Однако для этого необходимо было предварительно определить перечисленные выше пара-

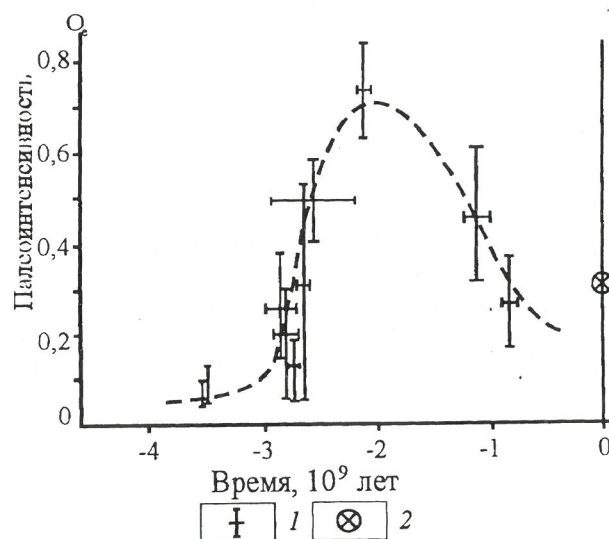


Рис. 2. Изменения интенсивности магнитного поля Земли по палеомагнитным данным [31]:

1 — интервалы измерений; 2 — интенсивность современного геомагнитного поля

Для накопления в атмосфере заметных количеств CO_2 необходимо было, чтобы процессы гидратации силикатов по реакциям (1) и (2) тогда протекали заметно медленнее, чем в последующие эпохи, но в архее именно такие условия и существовали. Так, в раннем архее воды в гидросфере было еще мало, и вместо единого океана тогда существовали только мелководные морские бассейны (рис. 4). Рифтовые же зоны на гребнях срединно-океанических хребтов, в которых глав-



После связывания в карбонатах почти всего CO_2 архейской атмосферы в дальнейшем его парциальное давление в атмосфере протерозоя и фанерозоя уже регулировалось только средними температурами океанских вод и законом Генри. В эпохи оледенения, как и сейчас, оно снижалось до 4—5 кПа,

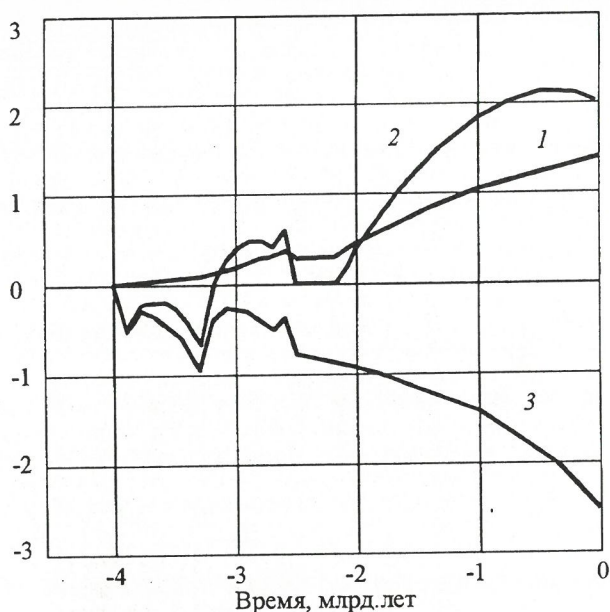


Рис. 4. Эволюция океанов:

1 — накопление воды в океанах, 10^{24} г; 2 — изменение поверхности океанов по отношению к среднему уровню стояния гребней срединно-океанических хребтов, км; 3 — глубины океанических впадин по отношению к тому же уровню, км

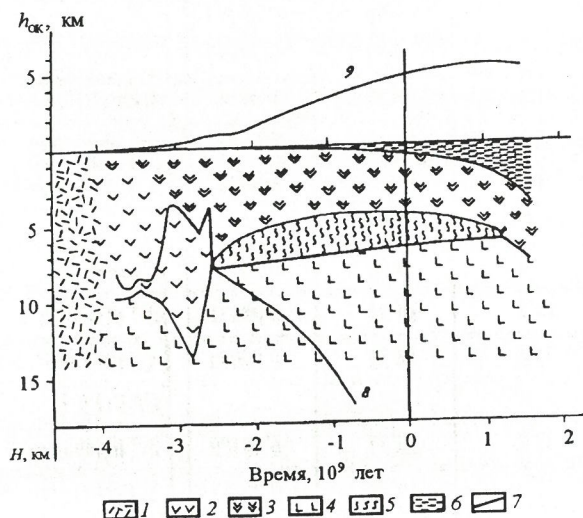


Рис. 5. Эволюция строения и состава океанской коры:

1 — первичное вещество Земли; 2 — базальты; 3 — водонасыщенные базальты океанской коры; 4 — перидотиты мантии; 5 — серпентиниты океанской коры; 6 — океанические осадки; 7 — граница Мохоровичича (в протерозое и фанерозое ее положение определяется реологическими свойствами серпентинитов [9]); 8 — геотерма критической температуры воды $T_{кр}$, 374°C (глубже нее океанские воды не могли проникать в породы, подстилающие океанскую кору); 9 — средняя глубина океанов, км

а в эпохи межледниковья и, особенно в теплом мезозое, наоборот оно повышалось до 7–10 кПа.

Металлогения раннего протерозоя. В архее, как уже отмечалось, судя по изотопно-кислородным сдвигам в морских кремнях, кремнистых сланцах и антигорите гидратированных коматиитовых лав климат был исключительно жарким. По нашим теоретическим оценкам, температура тогда поднималась до $75\text{--}85^\circ\text{C}$, такую же среднюю температуру имели и воды архейских морей и океанов. Кроме того, вследствие исключительно высокого парциального давления CO_2 в архейской атмосфере (достигавшего 0,9 МПа) воды гидросферы того времени были насыщены угольной кислотой H_2CO_3 и характеризовались кислой реакцией (рН около 3–5). Но горячие и кислые воды, как известно, весьма агрессив-

ные реагенты и растворяют многие рудные элементы и соединения. Следовательно, можно ожидать, что воды архейского океана были насыщены многими рудными элементами, в т. ч. золотом, ураном, сульфидами железа, меди, свинца, цинка, оксидами марганца, двухвалентными оксидами железа и т.д. Вероятнее всего, все эти соединения поступали в гидросферу при гидратации базальтов океанской коры и взаимодействии горячих и кислых дождевых вод с породами зеленокаменных поясов и гранитоидами континентов.

В течение большей части протерозоя атмосфера Земли в основном оставалась азотной, а температурный режим данного эона был равномерно прохладным со средними температурами земной поверхности от 7 до 10°C , т. е. светимость Солнца тогда еще была заметно ниже современной. Парциальное же давление CO_2 в протерозое, вероятно, не поднималось выше 5–6 кПа, а давление кислорода, по-видимому, только около 1,1 млрд. лет назад достигло уровня 10 кПа. По этим причинам воды раннепротерозойского океана также были холодными, бескислородными и нейтральными по окислительно-восстановительному потенциалу. Это привело к тому, что в раннем протерозое произошло массовое выпадение из океанского раствора многих рудных элементов, растворенных прежде в горячих и кислых водах архейского океана. Именно таким путем, по нашему мнению, в раннем протерозое около 2,5–2,4 млрд. лет назад сформировались крупнейшие стратиформные скопления золота, урана, меди, полиметаллов, кобальта, сульфидов и карбонатов железа, оксидов марганца и других элементов в месторождениях типа Витватерсранда (золото, уран) в Африке, Удокана (медь) в Сибири и раннепротерозойских рудоносных конгломератов на других древних платформах.

Мы уже отмечали, что в раннем архее, когда происходила зонная дифференциация металлического железа, конвектирующая мантия была обеднена железом и сидерофильными элементами (см. рис. 1). В позднем архее, после перехода дифференциации земного вещества на механизм сепарации значительно более легкоплавких эвтектических сплавов Fe-FeO, концентрация металлического железа в активной мантии несколько повысилась. Однако наиболее радикально состав конвектирующей мантии изменился в самом конце архея — начале протерозоя, во время выделения земного ядра. Именно в это время произошло добавление в мантию вещества бывшей сердцевины Земли с первозданными концентрациями в нем железа и его оксидов (около 13 и 24%), сидерофильных элементов, сульфидов халькофильных металлов и других рудных элементов, в т. ч. платиноидов (см. рис. 1, 9).

Прямыми свидетелями такого явления служат уникальные дифференцированные интрузии и внедрения основных и ультраосновных пород раннепротерозойского возраста на многих древних щитах. Наиболее яркие и классические комплексы этого типа — знаменитый Бушвельдский расслоенный интрузивный массив в ЮАР (железо, титан, платина, хром). Другие примеры интрузий данного типа — Великая Дайка в Зимбабве (хром, платина); внедрения норитов Садбери в Канаде (кобальт, никель, медь, платина). У нас в России — Бураковский интрузив в юго-восточной части Балтийского щита с хромитовой, никелевой, ванадиевой, платиновой и, возможно, золотой металлогенией [2]. К близкому типу образований, по-видимому, следует отнести габбро-норитовый комплекс Печенги (кобальт, никель, медь), Панской интрузии на Кольском полуострове и магматические образования Олонгской группы в Карелии (платина). Подчеркнем здесь, что интрузивные образования такого типа с достаточно высокими концентрациями рудных элементов никогда более, ни до раннего протерозоя, ни после него не возникали. Это еще раз подчеркивает уникальность раннепротерозойской металлогенической эпохи и свидетельствует о приведенной здесь модели обогащения мантии в эту эпоху первичным земным веществом, поднявшимся из центральных областей Земли в процессе формирования земного ядра в самом конце архея, как это и показано на рис. 1.

Дополнительным, но тоже веским подтверждением принятой модели образования земного ядра и «выжимания» первичного вещества земной сердцевины в конвектирующую мантию на рубеже архея и раннего протерозоя могут служить $^{187}\text{Os}/^{186}\text{Os}$ в породах Бушвельдского комплекса. Действи-

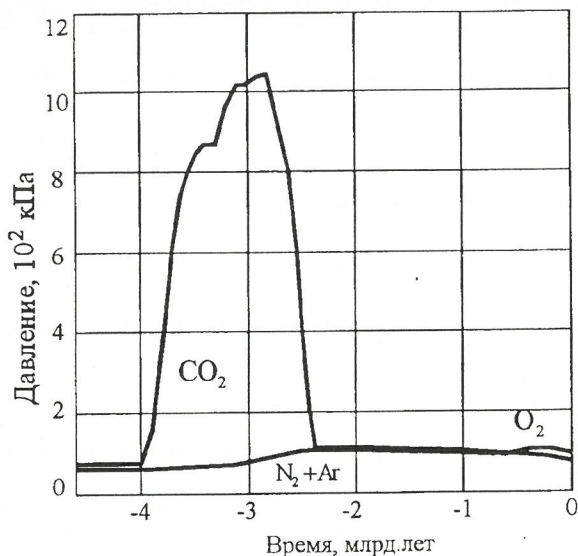


Рис. 6. Эволюция состава и давления атмосферы Земли [22]

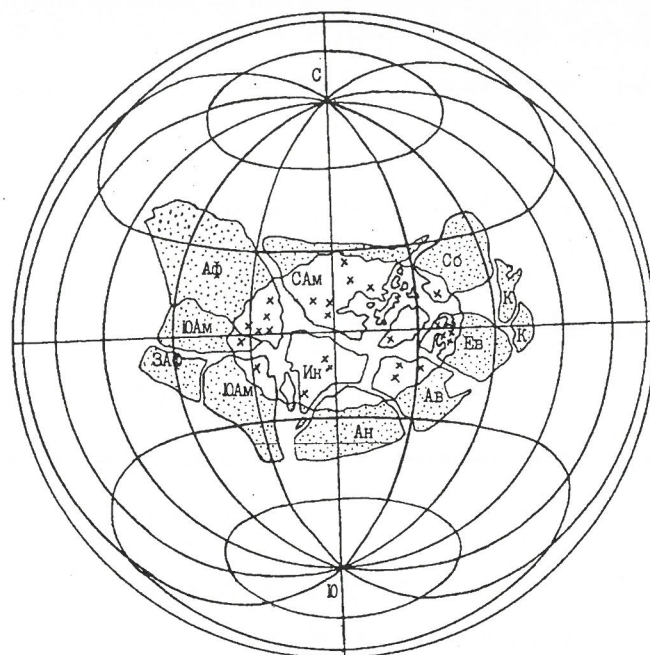


Рис. 8. Реконструкция суперконтинента Монгея, помещенная на экваторе Земли, в проекции Ламберта:

белое поле в пределах континентов — области распространения покровных ледников; крестики — находки раннепротерозойских тиллитов и тиллоидов ледникового происхождения; древние платформы: Ав — Австралийская; Ан — Антарктическая, Аф — Африканская, ЗАф — Западно-Африканская, Ев — Европейская (Русская платформа), Ин — Индийская, К — Китайская, САМ — Североамериканская, ЮАм — Южноамериканская

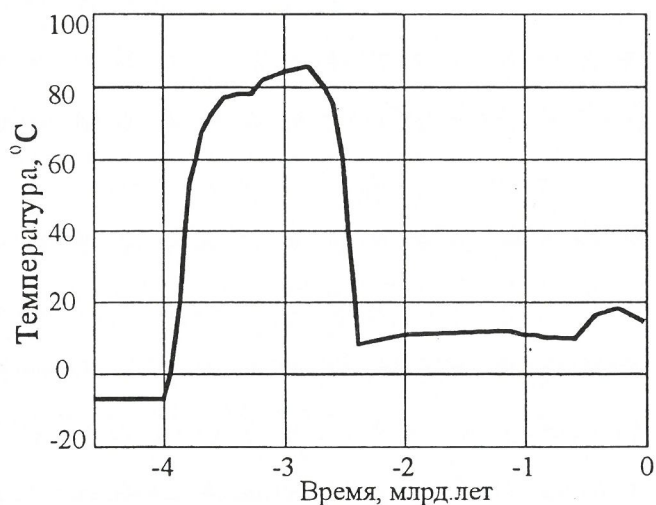


Рис. 7. Эволюция температуры земной поверхности [22]

тельно, радиогенный ^{187}Os возникает за счет β -распада ^{187}Re , но Os — резко выраженный сидерофильный элемент, относится к группе железа и вместе с ним переходит в земное ядро, а Re относится к группе марганца и в большей мере концентрируется в земной коре. В связи с этим, и со сравнительно большим временем полураспада Re ($4,56 \cdot 10^{10}$ лет) мантийные отношения $^{187}\text{Os}/^{186}\text{Os}$ в конвектирующей мантии изменялись сравнительно мало: от характерного для железных метеоритов 0,8 до 1,05 в мезозойских перидотитах, тогда как для Бушвельдского массива это отношение равно 1,45 [29, 33]. Такое повышенное отношение изотопов осмия в явно мантийной интрузии можно объяснить только тем, что незадолго до ее внедрения в континентальную кору, в конвектирующую мантию было добавлено первичное и еще не прошедшее дифференциацию земное вещество с заметными концентрациями ^{187}Re , распад которого и привел к появлению избыточных количеств радиогенного ^{187}Os . Интересно было бы в этом отношении проверить изотопные отношения осмия и в других мантийных интрузиях раннего протерозоя.

По нашим оценкам, в раннем протерозое средняя концентрация металлического железа в мантии могла достигать 5,5%, а двухвалентного железа — 15%. В океанических рифтовых зонах горячее железо вместе с его сульфидами и сульфиды других металлов (меди, цинка, свинца) поднималось к поверхности Земли и вступало там в контакт с океанскими водами. Контакт с водой в бескислородной среде, характерной для раннего протерозоя, горячее железо окислялось до

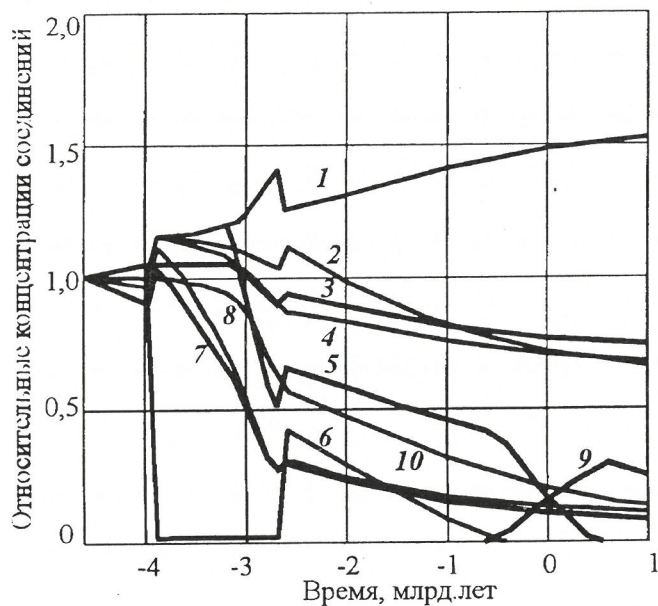


Рис. 9. Эволюция химического состава конвектирующей мантии относительных концентрациях (за единицу принята концентрация данного элемента в первичном веществе Земли):

1 — SiO_2 , MgO , CaO , Al_2O_3 , Na_2O ; 2 — H_2O ; 3 — K_2O ; 4 — Pb (в сумме, мантия + кора); 5 — FeO ; 6 — Fe ; 7 — U ; 8 — Th ; 9 — Fe_3O_4 ; 10 — «ядерное вещество» — железо и оксиды железа в пересчете на Fe_2O_3 ; изменения концентрации сидерофильных рудных элементов в мантии по своему виду близки к 6

растворимого двухвалентного гидроксида и разносилось течениями по всему океану. В приповерхностных условиях двухвалентное железо благодаря жизнедеятельности микробов и микроводорослей окислялось до трехвалентного состояния и выпадало в осадок, постепенно формируя уникальные железорудные формации докембрия.

Очевидно, что массовый вынос железа и других металлов из

мантии в гидросферу мог происходить только тогда, когда в мантийном веществе содержалось заметное количество этих металлов, и когда поверхность океана перекрывала средний уровень рифтовых зон на гребнях срединно-океанических хребтов. Важно подчеркнуть, что только сочетание этих двух факторов могло обеспечить вынос железа из мантии в гидросферу и далее в осадочную оболочку Земли. Помимо этого, существенное значение имел и состав океанской коры. Так, в базальтовой коре архея содержание железа было существенно ниже, чем в раннепротерозойских серпентинитах, возникших в результате гидратации реситовых участков мантийного вещества. Учитывая все эти факторы, мы постарались оценить [19] относительную скорость накопления железа в железорудных формациях докембрия. Результат такой оценки приведен на рис. 10.

Как видно из рис. 10, в докембрии могли наблюдаться четыре периода массового накопления железорудных осадков. Одна из таких выдающихся эпох железнакопления — позднеархейская, во время которой отлагались осадочно-вулканогенные железорудные толщи Киватинского типа, а у нас в России — руды Костамукши и других районов Карелии и Кольского полуострова. Однако самым выдающимся периодом железорудного накопления, безусловно, был конец раннего протерозоя от 2,2 до 1,9 млрд. лет назад. В этот период, занимающий всего 5—7% общего времени геологического развития Земли, сформировалось 80—90% мировых запасов железных руд. Железорудные отложения конца раннепротерозойской эпохи известны практически на всех континентах и многие из них отлагались почти одновременно. К образованиям этого возраста относятся уникальные месторождения джеспилитов Кривого Рога на Украине, Курской Магнитной Аномалии в России, Карсакпая в Казахстане, Хамерсли в Западной Австралии, месторождения района оз. Верхнее в США и Канаде, в Гайане (Южная Америка) и др.

Характерная особенность этой уникальной эпохи железнакопления то, что она началась на всех континентах практически одновременно (около 2,2 млрд. лет назад). В рассматриваемой здесь модели все понятно — сказалась общая причина — именно в это время океанская кора полностью «насытилась» водой, после чего произошло перекрытие поверхности океана гребней срединно-океанических хребтов (см. рис. 4, кривая 2), и растворимые гидроксиды железа из рифтовых зон стали поступать в океан. Вместе с железом тогда обильно выносился из рифтовых зон и кремнезем, освобождавшийся при гидратации пироксенов. Окисляясь на мелководьях до трехвалентного состояния или (под влиянием метаболизма бактерий) до стехиометрии магнетита [10], оксиды железа вместе с кремнеземом отлагались на дно, формируя железорудные толщи джеспилитов.

Интересно отметить, что к концу раннего протерозоя (около 2,0—1,9 млрд. лет назад) массовое накопление осадочных железных руд почти столь же резко прекратилось, как и началось. Скорее всего, это было связано с тем, что 2,0 млрд. лет назад уровень океана уже поднялся над гребнями срединно-океанических хребтов приблизительно на 400 м. Океан же в среднем протерозое и рифее, вероятнее всего, характеризовался устойчивой стратификацией со стагнацией глубинных вод океанов, о чем, в частности, свидетельствует широкое развитие в это время черных сланцев. В результате, начиная с этого возраста, поступающие из рифтовых зон гидроксиды двухвалентного железа попадали только в застойные глубинные воды и не могли там окисляться до нерастворимого состояния. Застойная стратификация вод Мирового океана, по-видимому, продолжалась до нового импульса оледенения, охватившего в конце рифея ряд континентов Лавразии и Гондваны. В периоды же оледенений, как известно, происходит перемешивание океанских вод и, следовательно, в конце рифея оксиды железа из рифтовых зон вновь смогли попадать в деятельный слой океана. Однако к этому времени свободного железа в мантии осталось значительно меньше 1% (т. к. большая его часть уже успела перейти в растущее земное ядро). В результате последний из докембрийских импульсов железорудного накопления оказался наиболее слабым (см. рис. 10).

Помимо формирования отмеченных уникальных эндогенных (мантийно-магматических) и экзогенных месторождений полезных ископаемых раннего протерозоя в эту эпоху

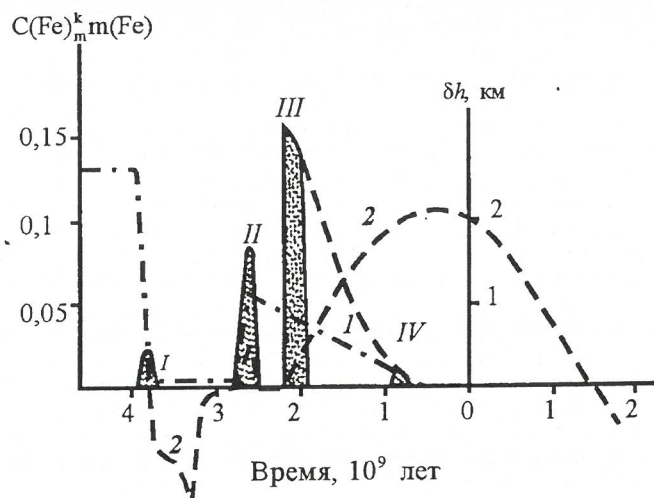


Рис. 10. Скорости накопления железорудных формаций докембрия, в относительном масштабе.

I—IV — главные эпохи железорудного накопления в докембрии (теоретический расчет); 1 — концентрация металлического железа в конвектирующей мантии Земли; 2 — уровень стояния поверхности океана по отношению к гребням срединно-океанических хребтов, км

впервые ярко проявилась металлогения зон поддвига литосферных плит, связанная с известково-щелочным и гранитоидным магматизмом. В это время впервые появились парные пояса метаморфизма, формировались и достигли расцвета пегматитовые формации с мусковит-редкометалльной и флогопит-апатитовой минерализациями, появились хрустальные, золото-урановые, полиметаллические и колчеданные формации [12].

Происхождение и этого выдающегося импульса «геосинклиальной» металлогении вполне понятно с точки зрения рассматриваемой здесь концепции. Действительно, именно в раннем протерозое начала «действовать» тектоника литосферных плит и возникли первые зоны поддвига плит или зоны субдукции (в архее существовали только зоны скупивания тонких базальтовых пластин с преобладанием обдукции, а не субдукции). В это же время резко возросла степень гидратации океанской коры, о чем уже говорилось, поэтому и выплавка континентальной коры над зонами субдукции стала проходить в условиях избытка воды, освобождавшейся в этих зонах при дегидратации океанской коры. Однако состав мантии в раннем протерозое, а, следовательно, и океанской коры, как мы видели, был существенно обогащен первичным земным веществом, поднявшимся из центральных областей Земли при образовании земного ядра (см. рис. 1). При этом в зонах субдукции большинство сидерофильных элементов вновь уходило в мантию, а литофильные и частично халькофильные элементы и соединения вместе с освобожденными перегретыми водами поднимались вверх и входили в состав континентальной коры, формируя в ней уникальные пегматитовые и полиметаллические месторождения.

Отметим здесь же еще один весьма специфический тип глубинных формаций, теснейшим образом связанный с процессами океанического седиментогенеза, происходившими в раннем протерозое. Мы имеем в виду происхождение алмазоносных кимберлитов, лампроитов, карбонатитов и родственных им щелочно-ультраосновных пород (включая Хибинские апатитоносные нефелиновые сиениты). Проблема происхождения этих экзотических пород более подробно изложена в работах [14, 16], здесь же мы отметим лишь ее главные выводы.

Согласно представленной в этих работах модели, алмазоносные кимберлиты и родственные им породы возникли за счет затягивания по древним зонам субдукции на большие глубины (200—250 км) под архейские шиты тяжелых (железистых) океанических осадков раннего протерозоя (железистые пелагические осадки становились тяжелее континентальной литосферы еще в самых верхних участках зон поддвига плит после уплотнения и отжима из них поровых вод). Тем-

пература литосферных плит на таких глубинах достигает 1400—1500°C (при температуре плавления мантийных пород на этих же глубинах около 1700—1800°C) и существенно превышает температуру плавления водонасыщенных осадков (приблизительно 700—800°C). Поэтому затянутые в зоны субдукции на большие глубины осадки неизбежно плавятся и дифференцировались путем ликвации расплавов (рис. 11). При этом тяжелая железистая фракция осадков погружалась в мантию, а их более легкая карбонатно-силикатная матрица надолго сохранялась в низах литосферы в виде очагов глубинных магм. Сами же алмазы образовывались путем восстановления углерода по экзотермической реакции взаимодействия углекислого газа с метаном и другими углеводородами органического происхождения, затянутыми вместе с осадками на большие глубины. Углекислый газ освобождался вследствие температурной диссоциации карбонатов. При возникновении в последующие геологические эпохи тектонических условий растяжения древних щитов образовавшиеся таким путем глубинные магмы вместе с кристаллами алмазов стремительно извергались на дневную поверхность, формируя там диаатремы алмазоносных пород.

В рассматриваемой модели момент формирования глубинных расплавов строго ограничен эпохой второй половины раннего протерозоя. Связано это с тем, что в архее еще не существовало условий для генерации магм рассматриваемого типа, поскольку исключительно высокая тектоническая активность Земли и очень большие тепловые потоки не допускали тогда увеличения мощности континентальных литосферных плит выше 60—80 км (вместе с континентальной корой). Зон же субдукции в то время вообще не существовало, т.к. их заменяли зоны скупивания и торошения сравнительно тонких океанских литосферных пластин существенно базальтового состава (рис. 12). Лишь после выделения земного ядра в конце архея возникли первые зоны субдукции, а мощность архейских континентальных литосферных плит стала быстро возрастать. Уже к концу раннего протерозоя она достигла 250 км, что и создало условия для возможности формирования глубинных (алмазоносных) расплавов. Однако эта возможность реализовалась только тогда, когда на дне океанов около 2,2 млрд. лет назад стали отлагаться тяжелые железорудные осадки типа джеспилитов.

В рамках описываемой модели с единых позиций удалось объяснить большинство специфических черт, а иногда и тонкие детали состава алмазоносных и родственных им пород, включая сами алмазы и минеральные включения в них. Так, по этой модели кимберлиты и лампроиты действительно глубинные породы, но возникли они из пелагических осадков. Отсюда следует вывод, что углерод, фосфор, азот, большинство литофильных элементов (Li, B, F, Cl, K, Ti, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Cs, Ba, Ta, Pb, Th, U), вода и другие флюиды в алмазоносных породах не мантийного, а первично осадочного, т.е. чисто экзогенного происхождения. Об этом же свидетельствуют высокие концентрации и спектры редкоземельных элементов, K/Na, Th/U, изотопы водорода, кислорода, серы и стронция в кимберлитах, а также газово-жидкие включения в алмазах (H₂O; H₂; CH₄; CO₂; CO; N₂; Ar; C₂H₄ и даже спирт C₂H₅OH [34]). О том же говорят и сдвиги изотопных отношений углерода в кристаллах алмазов, вно несущие на себе биогенные метки. Возраст же кимберлитов, судя по стронциевым и свинцово-изотопным отношениям в амфацитах и включениям в алмазы, также оказывается раннедокембрийским и

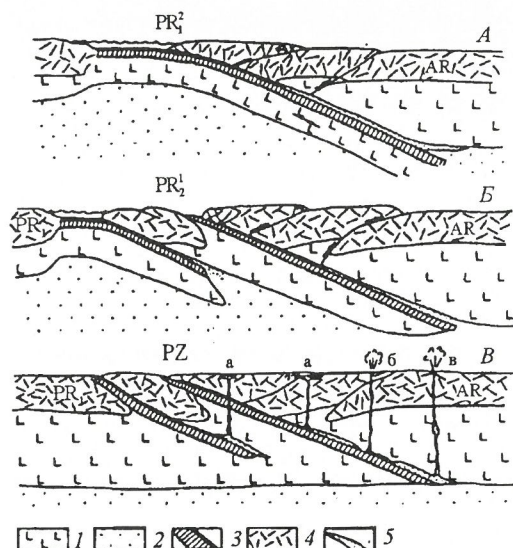


Рис. 11. Формирование глубинных расплавов щелочно-ультраосновного, лампроитового и кимберлитового составов [16]:

А — конец раннего протерозоя; Б — ранний — средний протерозой; В — рифей или фанерозой (показан момент прорыва глубинных магм к поверхности и образования: а — щелочно-ультраосновных интрузий, б — меллилитовых и в — алмазоносных лампроитовых или кимберлитовых субвулканических комплексов); 1 — литосфера; 2 — астеносфера; 3 — раннепротерозойская океанская кора с перекрывающими ее тяжелыми железистыми осадками; 4 — континентальная кора; 5 — глубинные расплавы

близким к 2—2,5 млрд. лет [7], как это и следует из рассмотренной здесь модели образования этих экзотических пород.

Аналогичными геохимическими особенностями отличаются и многие менее глубинные, но также явно магматические щелочно-ультраосновные породы. Например, в минералах Хибинских сиенитов и апатитов (в нефелине, эвдиалите и полевых шпатах) обнаружены углеводородные газы. Встречаются и высокомолекулярные (до C₂₀) битумоиды парафинового ряда, нафтеновые и ароматические углеводороды, производные сложных эфиров, насыщенных стероидов и карбоновых кислот. Фактически в составе битумоидов этих щелочных пород установлены соединения всех классов, характерных для битумоидов осадочных пород: масла, бензолные и спиртобензолные смолы, асфальтены [8].

Свидетельства первично приповерхностного происхождения несут в себе и встречающиеся в кимберлитах ксенолиты эколотов: несмотря на явно глубинные ассоциации минералов, их валовый состав неплохо соответствует океаническим толеитовым базальтам, выплавляемым лишь на небольших глубинах (до 35 км) под рифтовыми зонами океанов. Все это вместе взятое, по нашему мнению, убедительно свидетельствует о сравнительно приповерхностном уровне формирования всего комплекса рассматриваемых пород, последующего их погружения на большие глубины и нового стремительного подъема к поверхности (со скоростями 30—50 м/с) в более молодые геологические эпохи.

В заключение следует отметить, что металлогеническая эпоха раннего протерозоя действительно представляется выдающейся, но условия для проявления ее металлогенического

потенциала во многом были заложены еще в архее. Так, экзогенные стратиформные месторождения золота, урана и меди типа Витватерсранд и Удокан сформировались из-за резкой смены плотной углекислотной атмосферы и жаркого климата архея на азотную атмосферу умеренного давления и холодный климат раннего протерозоя. Эндогенные мантийно-магматические месторождения платины, хрома, меди и никеля в расслоенных комплексах типа Бушвельдского массива или Великой Дайки могли образоваться только

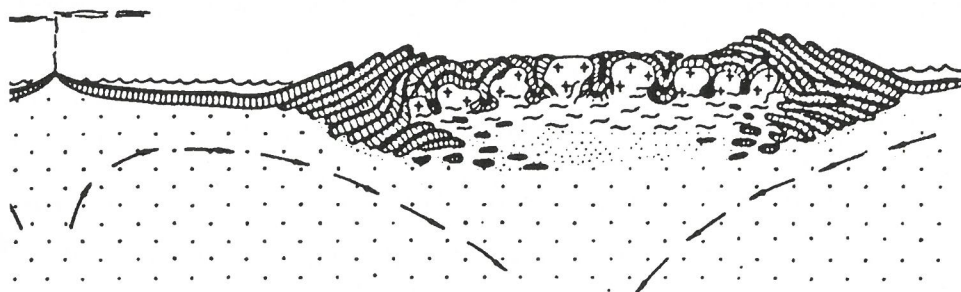


Рис. 12. Формирование континентальной коры в архее

после формирования в конце архея земного ядра и подъема из центра Земли богатого рудными элементами первичного земного вещества. То же относится и к железорудным формациям раннего протерозоя. Однако их отложение стало возможным только после перекрытия во второй половине раннего протерозоя поверхностью океана гребней срединно-океанических хребтов, из рифтовых зон которых оксиды железа поступали в воды открытого океана. Оказалось также, что формирование глубинных кимберлитовых и родственных им расплавов могло происходить только при затягивании по древним зонам субдукции тяжелых железорудных осадков раннепротерозойских океанов на большие глубины под архейские континенты. Наконец, с погружениями по зонам субдукции свекофенского возраста раннепротерозойской водонасыщенной океанской коры и осадков, обогащенных тогда и многими литофильными элементами, следует связывать значительный всплеск пегматитовой минерализации и редкометалльной металлогении, наблюдавшихся в самом конце уникальной раннепротерозойской металлогенической эпохи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Билибина Т.В., Кратц К.О., Лаверов Н.П. и др. Металлогения докембрия и металлогенические эпохи // Проблемы металлогении докембрия. Л., 1978. С. 3—29.
2. Богатилов О.А., Симон А.К. Магматизм и геодинамика главных возрастных этапов истории Земли // Вестник ОГПГН РАН. 1998. № 1 (3).
3. Быховер Н.А. Распределение мировых ресурсов минерального сырья по эпохам рудообразования. — М.: Недра, 1984.
4. Виноградов А.П. Газовый режим Земли // Химия земной коры. Т. 2. М., 1964. С. 5—21.
5. Войткевич Г.В., Лебедев Г.И. Полезные ископаемые и металлогения докембрия. — М.: Недра, 1975.
6. Гаррелс Р., Маккензи Ф. Эволюция осадочных пород. — М.: Мир, 1974.
7. Доусон Дж. Кимберлиты и ксенолиты в них. — М.: Мир, 1983.
8. Костылева-Лабунцова Е.Е., Боруцкий Б.Е., Соколова М.Н. и др. Минералогия Хибинского массива. Т. 1. — М.: Наука, 1978.
9. Лобковский Л.И., Николаевский В.Н., Каракин А.В. Геолого-геофизические следствия серпентинизации океанической литосферы // Бюлл. МОИП. Отд. Геология. 1986. Т. 61. Вып. 4. С. 3—11.
10. Слободкин А.И., Ерошев-Шак В.А. и др. Образование магнетита термофильными анаэробными микроорганизмами // Докл. РАН. 1995. Т. 345. № 5. С. 694—697.
11. Смит Х.С., О'Нил Дж.Р., Эрлинг А.Дж. Изотопный состав кислорода минералов и горных пород и характер химического изменения подущечных лав зеленокаменного пояса Барбертон, Южная Африка // Геохимия архея. М., 1987. С. 147—172.
12. Соколов Ю.М., Кратц К.О. Металлогенические импульсы эндогенной активизации земной коры в докембрии // Металлогения раннего докембрия СССР. Л., 1984. С. 4—14.
13. Сорохтин Н.О., Сорохтин О.Г. Высота стояния континентов и возможная природа раннепротерозойского оледенения // Докл. РАН. 1997. Т. 354. № 2. С. 234—237.
14. Сорохтин О.Г. Тектоника литосферных плит и происхождение

- алмазоносных кимберлитов // Общая и региональная геология. М., 1985.
15. Сорохтин О.Г. Модель образования планет В.С. Сафронова и глобальная эволюция Земли // Вестник ОГПГН РАН. 1998. № 3 (5).
 16. Сорохтин О.Г., Митрофанов Ф.П., Сорохтин Н.О. Происхождение алмазов и перспективы алмазоносности восточной части Балтийского щита. — Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 1996.
 17. Сорохтин О.Г., Ушаков С.А. О трех этапах тектонического развития Земли // Докл. АН СССР. 1989. Т. 307. № 1. С. 77—83.
 18. Сорохтин О.Г., Ушаков С.А. Происхождение Луны и ее влияние на глобальную эволюцию Земли. — М.: Изд-во МГУ, 1989.
 19. Сорохтин О.Г., Ушаков С.А. Глобальная эволюция Земли. — М.: Изд-во МГУ, 1991.
 20. Сорохтин О.Г., Ушаков С.А. Природа тектонической активности Земли // Итоги науки и техники. Сер. Физика Земли. М., 1993.
 21. Сорохтин О.Г., Ушаков С.А. Адиабатическая теория парникового эффекта атмосферы // Вестник МГУ. Сер. 5. География. 1996. № 5. С. 27—37.
 22. Сорохтин О.Г., Ушаков С.А. Эволюция климатов Земли // Вестник ОГПГН РАН. 1997. № 2/97. Т. 1.
 23. Сорохтин О.Г., Ушаков С.А. Природа парникового эффекта // Вестник ОГПГН РАН. 1998. № 1—3).
 24. Страхов Н.М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. — М.: Госгеолтехиздат, 1963.
 25. Тузаринов А.И., Войткевич Г.В. Докембрийская геохронология материков. — М.: Недра, 1970.
 26. Фолинсби Р.Э. Докембрийские металлогенические эпохи — атмосферные или центросферные // Очерки современной геохимии и аналитической химии. М., 1972. С. 253—268.
 27. Хаин В.Е., Божко Н.А. Историческая геотектоника, докембрий. — М.: Недра, 1988.
 28. Чумаков Н.М. Докембрийские тиллиты и тилоиды. — М.: Наука, 1978.
 29. Allegre J.C., Luck J.M. Osmium isotopes as petrogenic and geologic tracers. Earth Planet. Sci. Lett. 1980. Vol. 48. P. 148—154.
 30. Bachall J.N. et al. Standard solar models and the uncertainties in predicted capture rates of solar neutrinos // Rev. Mod. Phys. 1982. Vol. 54. P. 767.
 31. Hale C.J. Palaeomagnetic data suggest link between the Archaean—Proterozoic boundary and inner—core nucleation // Nature. 1987. Vol. 329. N 6136. P. 233—236.
 32. Knauth L.P., Lovwe D.R. Oxygen isotopic composition of cherts from the Onverwacht Group (3,4 b. yrs), South Africa, with implications for secular variations. The isotopic composition of cherts, Geological Society of America, Abstracts with Programs 10. 1978. P. 436—438.
 33. Luck J.M., Allegre J.C. ¹⁸⁷Re—¹⁸⁷Os systematics in meteorites and cosmological consequences // Nature. 1983. Vol. 302. P. 130—132.
 34. Melton C.E., Giardini A.A. The composition and significance of gas released from natural diamonds from Africa and Brazil // Amer. Mineral. 1974. Vol. 59. P. 775—782.
 35. Melton C.E., Giardini A.A. Experimental results and a theoretical interpretation of gaseous inclusions found in Arkansas natural diamonds // Amer. Mineral. 1975. Vol. 60. P. 413—417.
 36. Perry E.C., Jr., Ahmad S.N., Swulius T.M. The oxygen isotope composition of 3,800 m.y. old metamorphosed chert and iron formation from Isukasia, West Greenland // J. Geol. 1978. Vol. 86. P. 223—239.
 37. Perry E.C. Jr., Tan F.C. Significance of oxygen and carbon isotope variations in early Precambrian cherts and carbonate rocks of South Africa // Geol. Society of America Bulletin. 1972. Vol. 83. P. 647—664.

Гидрогеология и инженерная геология

УДК 556.314

© В.Г.Попов, Р.Ф.Абдрахманов, 1999

Ассинские минеральные воды на Южном Урале

В.Г. ПОПОВ (Новочеркасский государственный технический университет), Р.Ф. АБДРАХМАНОВ (Институт геологии Уфимского научного центра РАН)

Гидрогеохимия глубоких частей горных сооружений — одна из слабоизученных проблем современной гидрогеологии. Региональными исследованиями последних десятилетий (В.В. Колодий, А.В. Кудельский, В.А. Кирюхин, И.К. Зайцев, С.А. Вересов и др.) установлено, что складчатые области независимо от их возраста и местоположения (Уральская, Донецкая, Енисейская, Казахская, Кавказская, Копетдагская и др.) не являются гидрогеохимически однозональными структурами.

Инфильтрационным водообменом в них охвачена только верхняя часть разреза (0,8—1 км, иногда более), пресные кислородно-азотные воды которой разгружаются в виде источников на их периферии и во внутригорных впадинах. Ниже расположена многокилометровая толща слабопроточных осадочных и вулканогенно-осадочных пород, насыщенных солеными и рассольными водами.

Так, крепкие (250—300 г/л) высокометаморфизованные

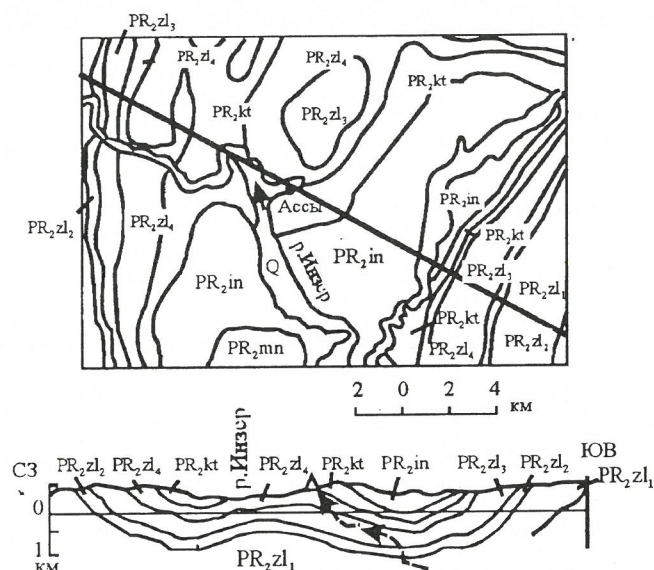


Рис. 1. Геологическая схема и профиль Инзерского синклиория:

Q — четвертичный аллювий (гравийно-галечниковые отложения); верхний протерозой: PR₂ in — инзерская свита (алевролиты, песчаники, сланцы), PR₂ kt — катавская свита (известняки, мергели), PR₂ zl₄ — бедерышинская подсвита (песчаники, алевролиты, аргиллиты), PR₂ zl₃ — лемезинская подсвита (песчаники кварцитовидные, прослой сланцев), PR₂ zl₂ — нугушская подсвита (алевролиты, аргиллиты, песчаники), PR₂ zl₁ — бирьянская подсвита (песчаники, прослой конгломератов); пунктирная стрелка — направление движения подземных вод

рассолы (rNa/rCl 0,4—0,7) хлоркальциевого типа были установлены на глубине 0,8—2,8 км в девонских и каменноугольных породах, слагающих Западно-Уральскую зону линейной складчатости (Кизеловско-Губахинский район, Асташевская, Иштугановская и другие площади). Подобные же метановые рассолы были вскрыты в нижнем карбоне на глубине 2—3,9 км и на восточном склоне Урала, в пределах Магнитогорского мегасинклиория.

Глубокие части структур Центрально-Уральского поднятия, сложенного древнейшими осадочными толщами протерозоя, практически не изучены в гидрогеохимическом отношении. Поэтому каждое проявление аномальных по составу вод заслуживает особого рассмотрения.

Ассинское месторождение минеральных вод расположено в западной бортовой части Инзерского синклиория, являющегося одной из структур Центрально-Уральского поднятия. Синклиорий сложен породами каратауской серии позднего протерозоя (рифей), состоящей снизу вверх из зильмердакской, катавской и инзерской свит, согласно залегающих друг на друге (рис. 1). Зильмердакская свита мощностью 750—2800 м разделена на бирьянскую, нугушскую, лемезинскую и бедерышинскую подсвиты, сложенные кварцевыми и кварцитовидными песчаниками, алевролитами и аргиллитами с прослоями конгломератов и сланцев. Катавская свита (150—650 м) представлена известняками и мергелями, а инзерская (100—1000 м) — алевролитами, песчаниками и сланцами.

Ширина синклиория по контуру выхода на поверхность подошвы Нугушской подсвиты достигает 20—25 км. Углы падения нугушских пород на крыльях структуры, обеспечивающие их погружение 800—1000 м в центральной части синклиория, изменяются от 10 до 35°.

Месторождение представлено восходящими источниками естественного происхождения (их число 20, суммарный дебит около 30 л/с) в основании левого склона долины р. Юрмаш (правый приток р. Инзер) и двумя неглубокими скважинами (10 и 43 м). Одна из них находится на правобережной пойме р. Юрмаш, а вторая — в нижней части правого склона долины р. Инзер (у ныне существующего санатория). Минеральные воды приурочены к контакту катавских известняков с бедерышинскими песчано-глинистыми сланцами, слагающими крылья и ядро небольшой брахиантиклинали, осложняющей западный борт Инзерского синклиория.

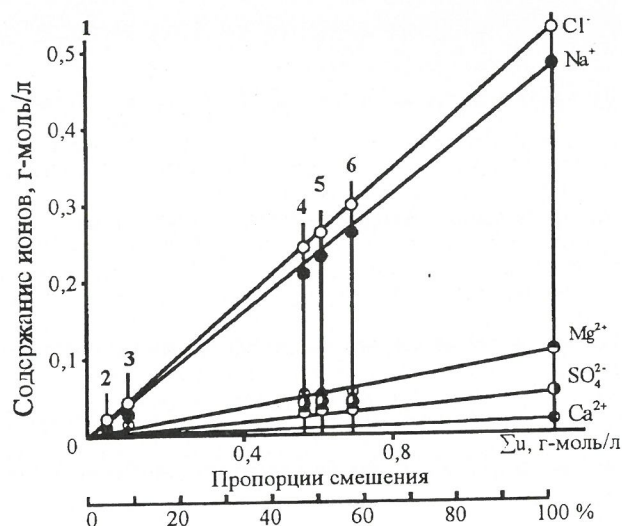


Рис. 2. График смешения Ассинских минеральных вод:

1 и 7 — исходные воды; 2—6 — минеральные источники

Ассинские минеральные источники изучаются уже более 100 лет. Несмотря на столь длительную историю, еще целый ряд вопросов, касающихся их химического состава и условий формирования, выяснен недостаточно. Это вызвало необходимость постановки детальных гидрогеохимических исследований, которые были выполнены нами в период летней межени 1995 и 1996 гг.

Установлено, что по термогидрогеохимическим показателям минеральные источники отчетливо подразделяются на две группы. К первой относятся источники с водой хлоридного натриевого состава. Они имеют наиболее высокие минерализацию (16,8—20,5 г/л) и температуру (15—15,3°C). Представителем этой группы служит, в частности, источник, используемый в санатории «Ассы» для приготовления лечебных ванн:



В солевом составе минеральных вод, помимо доминирующего среди солей NaCl (74,6—76,5%), присутствуют CaSO₄ (14,1—14,9%), MgCl₂ (6,5—8%), MgSO₄ 1,7—3,1%) и Ca(HCO₃)₂ (0,4—0,9%). Минеральные источники имеют геохимический тип морской воды (хлормagneвий) и близкий к ней коэффициент rNa/rCl (0,89—0,91). Газовый состав вод азотный, содержание CO₂ до 20 мг/л. В некоторых выходах в невысоких концентрациях (0,5—1,7 мг/л) обнаруживается H₂S. Окислительно-восстановительный потенциал Eh относительно низкий (+20...+40 мВ), pH 7—7,4. Из биологически активных микрокомпонентов установлены (в мг/л): бром (7,6—8,5), бор (H₃BO₃ 4,4—10,1), кремнезем (H₂SiO₃ 14,6—22,9), фтор (0,3), мышьяк (0,004—0,008).

Вторая группа включает источники с кислородно-азотными мало минерализованными водами (1,1—3,4 г/л) хлоридного и гидрокарбонатно-хлоридного кальциево-натриевого, иногда более сложного катионного состава, слабо выраженного хлоркальциевого типа. Среди водорастворенных солей присутствуют NaCl (28,1—68,1%), Ca(HCO₃)₂ (7,3—33,5%), CaSO₄ (10,8—16,3%), MgCl₂ (1,5—24%) и CaCl₂ (2,7—6%). Термогеохимическая среда характеризуется следующими параметрами: Eh +200...+220 мВ, pH 6,8—7,7; T 7—8,5°C. Концентрации биологически активных микроэлементов несколько ниже, чем в воде источников первой группы: брома 4,5; бора (H₃BO₃) 0,8; фтора 0,1 мг/л. Формула химического состава вод одного из источников этой группы следующая:



Особенность распределения главных ионов в водах с различной минерализацией заключается в том, что ее прирост практически всецело обеспечивается за счет хлора и натрия,

увеличивающихся соответственно от 0,3 до 10,8 г/л (55,7—84,6%) и от 0,2 до 6,1 г/л (28,1—76,5%). С увеличением минерализации возрастают также концентрации сульфатного (от 0,05 до 0,38 г/л) иона. Исключение составляет гидрокарбонат-ион, концентрация которого имеет тенденцию к некоторому снижению (от 0,34 до 0,13 г/л).

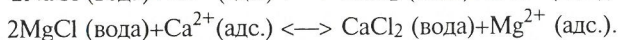
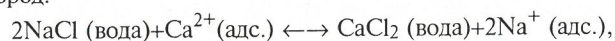
Участие процессов смешения природных растворов с различной степенью минерализации в формировании геохимической гаммы Ассинских минеральных вод вполне очевидно. Судя по всему, исходными для них служат маломинерализованные метеогенные воды катавских и инзерских отложений и талассогенные (морские) соленые воды (возможно, слабые рассолы), выдавливаемые под влиянием гидростатического давления из наиболее погруженных частей Инзерского синклинория.

Особенности процесса смешения показаны на графике (рис. 2), для построения которого в качестве исходных (№ 1 и 7) приняты пресная (0,2 г/л) вода катавских карбонатных пород и морская вода с нормальной соленостью (36 г/л).

Как уже указывалось и следует из приведенного графика, с ростом минерализации наблюдается увеличение содержания ионов Cl^- , SO_4^{2-} , Na^+ , Mg^{2+} и Ca^{2+} . Однако детальный анализ гидрогеохимических данных показал, что характер распределения компонентов в промежуточных водах более сложен, чем это следует из линейного закона смешения А.Н.Огильви [2]: $y = ax + b$, где x — минерализация воды; y — концентрация отдельного иона; a и b — параметры, общие для исходных и смешанных вод*.

Как видно, линейному закону полностью отвечает распределение только хлоридного иона, который обладает наиболее высокими миграционными возможностями в подземной гидросфере, поскольку не сорбируется коллоидными системами и не накапливается биогенным путем. Фигуративные точки хлора в промежуточных водах находятся на прямой, соединяющей соответствующие точки исходных вод с минимальной и максимальной минерализациями.

Отклонение от корреляционных прямых точек натрия и магния (в сторону уменьшения концентрации) и кальция (увеличение содержания), по всей вероятности, связано с обменно-адсорбционными процессами между разгружающимися с глубины хлоридными магниевыми-натриевыми водами и кальцием поглощенного комплекса глинистых терригенных пород:



Если эти реакции реализуются одновременно или в близких реальных рамках, то сумма молярных концентраций натрия и магния, адсорбированных породой из воды, должна быть равной таковой десорбированного и поступившего в раствор кальция. Это условие, как видно из графика смешения (см. рис. 2, № 2—6), соблюдается $\text{rCa} \approx \text{rNa} + \text{rMg}$.

Не вполне отвечает линейному закону смешения и поведение сульфат-иона в промежуточных водных смесях (см. рис. 2, № 4—6). Концентрация SO_4^{2-} в них при линейном распределении должно быть на уровне 20—25 ммоль/л, фактически же она составляет 45—50 ммоль/л (2,2—2,7 г/л). Причина такого несоответствия заключается скорее всего в различном состоянии серы в глубинных и приповерхностных условиях. В первом случае она представлена в виде H_2S и SO_4^{2-} . По мере восходящей разгрузки сульфидного газового флюида происходит последовательное окисление сероводорода и его продукта серы по схеме: $2\text{H}_2\text{S} + \text{O}_2 = 2\text{H}_2\text{O} + \text{S}$; $2\text{S} + \text{SO}_2 = \text{SO}_4^{2-} + 4\text{H}^+$. В результате в растворе увеличивается концентрация сульфат-иона и снижается содержание сероводорода, что соответствует геохимической среде Ассинских минеральных вод.

С помощью графика легко устанавливаются пропорции смешения. Так, в водах источников первой группы содержатся примерно равные доли метеогенной и талассогенной составляющих, тогда как в водах источников второй группы количество глубинного рассола не превышает 10%.

Присутствие глубинной составляющей в минеральных

водах подтверждается также и результатами изучения их гелиеисности.

Гелий, как известно, является инертным газом, образующимся за счет альфа-распада урана, тория, радия и некоторых других элементов. Масштабы генерации гелия горными породами определяются как количеством содержащихся в них радиоактивных элементов, так и длительностью распада последних (т.е. возрастом водовмещающих пород). Перенос и накопление гелия в подземных водах как платформенных, так и орогенных структур, обуславливающих формирование гелиевых полей на различных уровнях, связаны с восходящей конвективно-фильтрационной миграцией.

Доказано, что основным флюидом-носителем гелия служат подземные воды. При этом в естественных условиях односторонний восходящий перенос водорастворенного гелия из глубоких частей геологических структур в приповерхностную зону и формирование в ней дифференцированного поля гелия ($n = n \cdot 10^{-5}$ мл He/л) вызваны гидрогеодинамическим, геотектоническим и литолого-фациальным факторами [3].

Первый из них обуславливает энергетику разгрузки гелиеносных вод, а второй и третий — контролируют размещение проницаемых зон, по которым и осуществляется восходящая миграция глубинных гелиеносных растворов.

Имея в виду использование гелия для выяснения особенностей формирования месторождений минеральных вод, следует подчеркнуть, что гелий, обладающий высокими градиентами в подземной гидросфере, дает наиболее интенсивные аномалии в верхних горизонтах земной коры и поэтому является наиболее четким индикатором глубинных процессов. По пути восходящей миграции гелий, являясь самым инертным элементом, к тому же обладающим низкими адсорбционными свойствами, не вступает во взаимодействие с породами, газами и ОВ, т.е. дает «истинные» поля, не искаженные вторичными явлениями.

С учетом указанных особенностей гидрогеохимии гелия выполнена гелиевая съемка района Ассинского месторождения минеральных вод. На содержание гелия было опробовано около 40 водопунктов, в т. ч. 10 минеральных источников. Определение концентрации гелия выполнено с помощью магниторазрядного индикатора ИНГЕМ-1.

Как установлено, приповерхностные поля гелия Инзерского синклинория в районе Ассинского месторождения отличаются сильной изменчивостью: амплитуда содержания элемента в подземных водах достигает трех порядков, т.е. $n(10^{-5} \div 10^{-3})$ мл/л. Минимальная (фоновая) концентрация гелия $(4 \div 8) \cdot 10^{-5}$ мл/л, равновесная с атмосферной $(5,2 \cdot 10^{-5})$ мл/л, свойственна водам зоны экзогенной трещиноватости катавских и зильмердакских отложений, не связанных с глубинным источником притока вещества. Это пресные гидрокарбонатные кальциевые и натриево-кальциевые воды, формирование химического состава которых всецело осуществляется за счет процессов выщелачивания и гидролиза карбонатно-терригенных пород верхнего протерозоя.

В противоположность им Ассинские минеральные воды

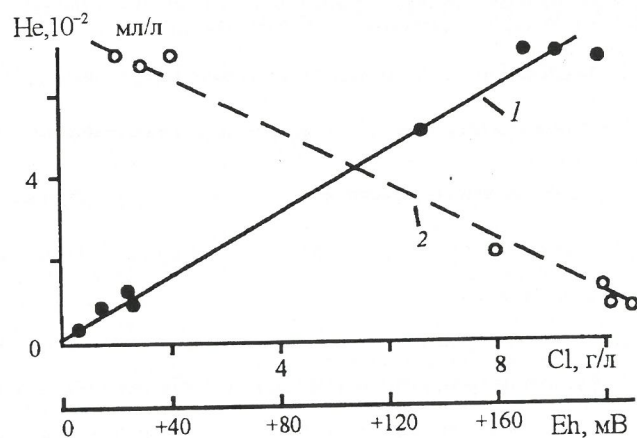


Рис. 3. Связь гелия с хлором (1) и Eh (2)

* В связи с весьма низкой минерализацией одной из участвующих в смешении вод «b» близко к нулю и уравнение приводится к виду $y = ax$.

характеризуются аномальными концентрациями гелия; $(4,9 \pm 1,1)10^{-2}$ мл/л для источников первой группы, $(1,7 \pm 1,5)10^{-3}$ мл/л для источников второй. Связь гелия с хлором (минерализацией), температурой и Eh — прямая (рис. 3). Это, с одной стороны, свидетельствует о разбавлении субтермальных глубинных соленых вод, формирующихся в восстановительной геохимической обстановке, холодными пресными кислородсодержащими водами, а с другой — о совместных путях миграции с глубины гелия и подземных вод в виде единого хлоридного газодонного флюида (азот, сероводород, гелий).

В ходе восходящей разгрузки, помимо его простого разубоживания, судя по всему, происходит слабая метаморфизация воды за счет обменно-адсорбционных процессов в глинистых породах, в результате чего в наименее минерализованных слоях появляется в небольших количествах хлористый кальций.

Геотермический градиент для Башкирского мегантиклинория составляет 1,1 град/100 м [5], глубина залегания 25 м и температура нейтрального слоя 4°C. Исходя из этих данных, а также принимая во внимание температуру минеральных

источников (15—15,5°C), можно рассчитать глубину формирования питающих источники струй. Она составляет 950—1000 м и соответствует максимальному погружению зильмердакской свиты в Инзерском синклинии.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кирюхин В.А., Никитина Н.Б., Сударинов С.М. Гидрогеохимия складчатых областей. — Л.: Недра, 1989.
2. Огильви А.Н. К вопросу о методике изучения минеральных источников // Труды Бальнеол. Ин-та КМВ. 1925. Т. 2. С. 3—7.
3. Попов В.Г., Егоров Н.Н. Гелиевые исследования в гидрогеологии. — М.: Наука, 1990.
4. Попов В.Г., Абдрахманов Р.Ф., Тугуши И.Н. Обменно-адсорбционные процессы в подземной гидросфере. — Уфа: УНЦ УрО РАН. 1992.
5. Сальников В.Е., Попов В.Г. Геотермический режим и гидродинамические условия Южного Урала и Приуралья // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1982. № 3. С. 128—135.

Принята редколлегией 26 июня 1998 г.

УДК 556.3

© В.Н.Островский, 1999

Двойственное содержание понятия «бассейн подземных вод»

В.Н.ОСТРОВСКИЙ (ВСЕГИНГЕО)

Понятие *бассейн подземных вод* — одно из фундаментальных в гидрогеологии. Более 200 лет используется термин *артезианский бассейн*, под которым обычно понимается крупная синклинальная структура, содержащая пластовые напорные воды. Термин *бассейн* также широко применяется по отношению к гидрогео-логическим массивам — структурам типа горноскладчатых поясов или платформенных щитов, содержащим трещинные воды [3]. В последние годы некоторые гидрогеологи используют вместо термина *гидрогеологический массив* термин *бассейн трещинных вод* и вместо термина *артезианский бассейн* — *бассейн пластовых вод* [6, 7, 10]. Как показал Е.В.Пиннекер [8], в этом есть определенный резон, но мы будем пользоваться традиционной терминологией.

Большинство гидрогеологов рассматривало бассейны подземных вод как геологические тела, заполненные водой гидрогеологические емкости, однако при этом а-приори принималось, что в пределах бассейна должны завершаться ветви гидрогеологического цикла, связанного с климатическим круговоротом воды в природе (питание, сток и разгрузка подземных вод).

В этом отношении характерно определение бассейна, данное еще в 1963 г. И.К.Зайцевым и Н.И.Толстихиным [3, с. 16]: «Под бассейном подземных вод понимается ... участок земли, который характеризуется преобладающим распространением того или иного типа подземных вод ..., общностью условий формирования подземных вод и отличается в этом отношении от соседних участков. Бассейн подземных вод — это гидрогеологическая структура, природный резервуар, заполненный водами, в пределах которого происходит питание, накопление и разгрузка подземных вод».

В определении подчеркивается в первую очередь роль бассей-

на как резервуара подземных вод. Но при этом считается, что в его пределах происходит цикл формирования подземных вод, т.е. бассейн рассматривается и как динамическая система. Таким образом, в приведенном определении понятие *бассейн подземных вод* имеет двойственное содержание. Аналогичной интерпретации термина придерживается подавляющее большинство гидрогеологов.

Такое положение отчасти объясняется этимологией слова *бассейн* в русском языке. Согласно работе [11], термин *бассейн* происходит от позднелатинского *васса* (сосуд для воды), т.е. в первоначальном значении это резервуар. Однако в термин вкладывается более широкое содержание: область накопления и погружения осадков (осадочный бассейн), часть атмосферы (воздушный бассейн), часть земной поверхности, по которой воды стекают в реки и водоемы (водосборный или речной бассейн) и т.д. Следовательно, неоднозначность содержания понятия *бассейн* имеет место и в других науках о Земле.

Но допустимо ли во всех случаях одновременное рассмотрение бассейна как резервуара подземных вод и как динамической системы, приуроченной к определенной гидрогеологической структуре? Вопрос решается утвердительно лишь по отношению к гидрогеологическим массивам. Что касается артезианских бассейнов, то пространственное совмещение резервуара подземных вод и динамической гидрогеологической системы возможно лишь при выполнении следующих условий.

1. Подземные воды бассейна гидравлически взаимосвязаны.

2. Области питания, стока и разгрузки подземных вод локализованы внутри гидрогеологической структуры, к которой приурочен бассейн.

Вопрос о гидравлическом единстве подземных вод крупных

Сопоставление артезианских бассейнов и гидрогеодинамических систем

Гидрогеологические характеристики	Артезианские бассейны	Гидрогеодинамические системы (бассейны стока подземных вод)
Геологическая и географическая приуроченность Нижняя граница	Синклинальные структуры чехла платформ, предгорные и межгорные впадины Фундамент платформ	Бассейны стока поверхностных и подземных вод Мощный региональный водоупор, реже фундамент платформ
Длительность процессов формирования подземных вод	Определяется геологической историей бассейна	Определяется процессами, происходящими в современную эпоху
Генетические группы подземных вод (по Е.В.Пиннекеру [7])	Инфильтрационная, седиментогенная, метаморфогенная, магматогенная	Инфильтрационная, значительно реже седиментогенная
Факторы, определяющие движение подземных вод	Гидростатическое, геостатическое давление, температура недр, процессы метаморфизма, тектонические напряжения, ГГД-поле	Гидростатическое, реже геостатическое давление и тектонические напряжения, ГГД-поле

артезианских бассейнов до сих пор является дискуссионным, но преобладают представления об отсутствии такого единства.

И.К.Зайцев, Н.И.Толстихин и другие авторы выделяли в артезианских бассейнах два этажа — осадочный чехол и фундамент, причем считалось, что формирование подземных вод нижнего этажа не зависит или очень мало зависит от процессов, протекающих на дневной поверхности в современную эпоху. Но при этом допускалось, что наличие тектонических разломов в фундаменте и чехле обуславливает более или менее совершенную связь между гидродинамическими зонами. Следовательно, указанные авторы преимущественно стояли на позиции гидродинамического единства подземных вод артезианских бассейнов.

Иных взглядов придерживались В.А.Всеволожский [2] и некоторые другие исследователи. В.А.Всеволожский считал, что формирование ресурсов подземных вод артезианских бассейнов почти исключительно осуществляется в верхнем и среднем гид-

родинамических этажах осадочного чехла; нижний этаж, включающий фундамент и нижнюю часть разреза осадочного чехла, практически изолирован от влияния процессов, происходящих на дневной поверхности. Таким образом, В.А.Всеволожский также рассматривает артезианский бассейн как гидрогеологическую структуру, состоящую из двух этажей, но в отличие от И.К.Зайцева и Н.И.Толстихина к нижнему этажу относит не только фундамент, но и зону весьма замедленного водообмена. В.А.Всеволожский допускает существование гидравлической связи (но не единства) верхнего и нижнего этажей бассейна, считая, что вопрос не является бесспорным.

Новые представления о механизмах гидравлической связи подземных вод артезианских бассейнов развивает Г.С.Вартанян [1]. Он выделил новый тип движения подземных вод — восходящую геодинамическую миграцию, которая происходит под влиянием изменений гидрогеодинамического (ГГД) поля Земли, формирующего короткоживущие деформационные

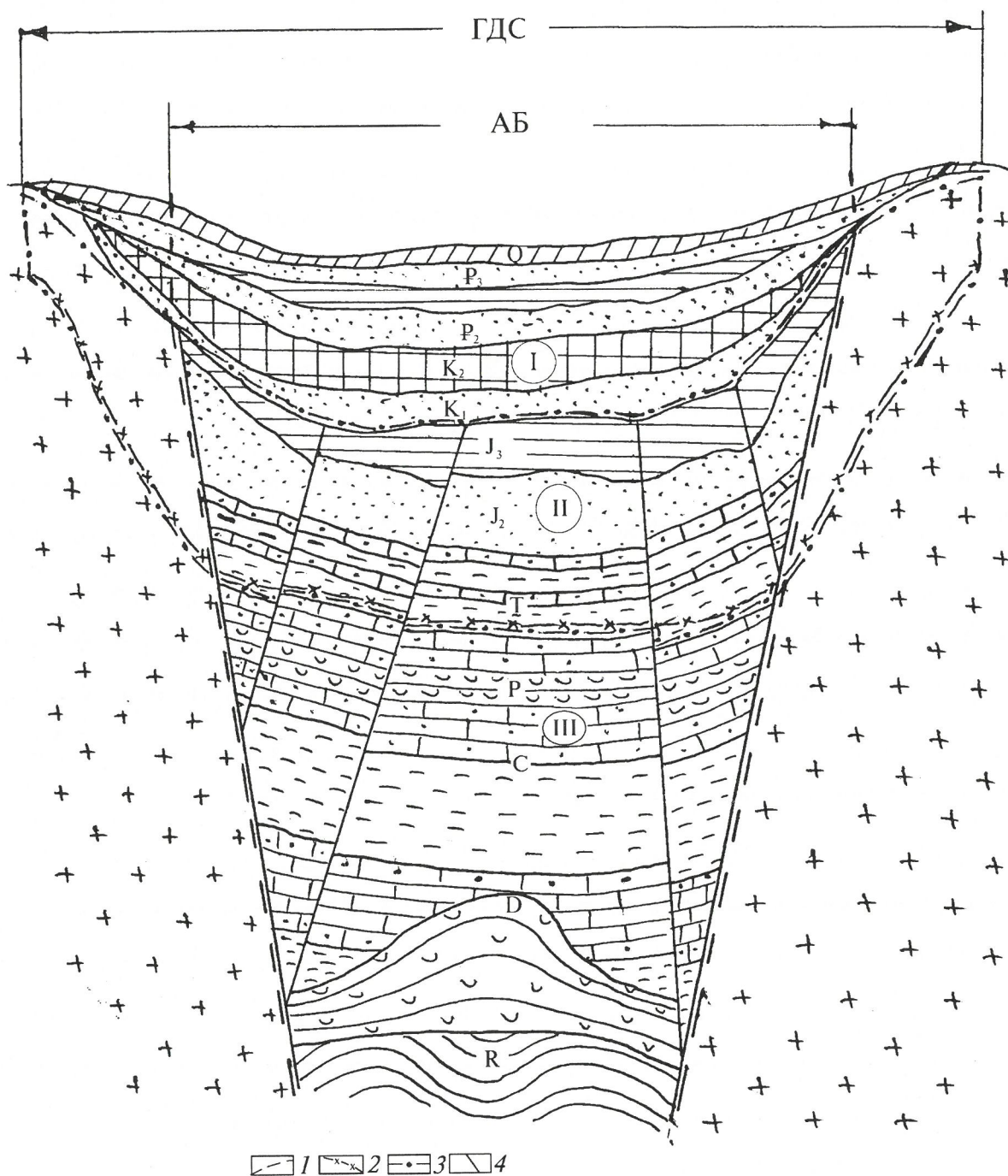


Схема взаимоотношения артезианских бассейнов (АБ) и гидрогеодинамических систем (ГДС):

границы: 1 — артезианских бассейнов, 2 — гидрогеодинамических систем, 3 — гидрогеодинамических зон; 4 — тектонические нарушения; римские цифры — гидрогеодинамические зоны водообмена: I — свободного, II — замедленного, III — весьма замедленного

структуры. Геодинамическая миграция, безусловно, способствует гидравлической связи нижнего и верхнего этажей артезианских бассейнов, но количественно она не оценена.

Мнения о гидравлической автономии нижнего этажа артезианских бассейнов придерживается и большинство зарубежных специалистов в области подземной гидравлики, хотя существуют и иные мнения, что видно из дискуссии, развернувшейся в 1995 г. на страницах «Hydrogeology Journal».

Представления о гидравлической непрерывности крупных седиментационных бассейнов развивал И.Тот [14]. Возражая ему, Е.Мазор [13] и А.Ц.Лэйг [12] обратили внимание на то, что гидравлической непрерывности бассейнов противоречат неравномерность распределения давления и температуры, концентрации различных ионов и изотопов, газов, разновозрастность подземных вод, а также сохранение в течение миллионов лет залежей нефти и газа.

Следовательно, с большой долей вероятности можно утверждать, что артезианские бассейны не являются гидрогеологическими структурами, в пределах которых наблюдается повсеместная гидравлическая взаимосвязь подземных вод.

По-нашему мнению, понятие бассейна подземных вод, как гидрогеологической емкости, имеет в большей степени геологическое, чем гидрогеодинамическое содержание. Именно геологическая история подземных вод и водовмещающих пород позволяет рассматривать артезианские бассейны как единое целое и применять по отношению к бассейну классическое определение формирования подземных вод бассейна Б.Л.Личкова [4] как совокупности геологически длительных природных процессов, которые привели к созданию этих вод как динамических скоплений внутри земной коры со всеми их признаками.

Что касается локализации в границах геологических структур чехла, к которым приурочены артезианские бассейны, областей питания стока и разгрузки подземных вод, то в результате многочисленных региональных гидрогеологических исследований, проведенных на территории СССР и других районов мира, можно считать установленным, что пространственное размещение этих областей в первую очередь определяется современным рельефом, который совпадает со структурой далеко не повсеместно. В качестве одного из возможных примеров можно привести Московский артезианский бассейн, где области питания, стока и разгрузки естественных ресурсов подземных вод локализованы в границах водосборных бассейнов Днепра, Волги и их крупных притоков, границы которых полностью не совпадают с таковыми резервуара подземных вод — Московской синеклизы.

Поэтому при проведении работ по региональной оценке подземного стока (естественных ресурсов подземных вод) и некоторых других исследований в качестве бассейнов подземных вод выделялись не гидрогеологические структуры (резервуары подземных вод), а бассейны подземного стока, совпадающие, как правило, с аналогичными бассейнами поверхностных вод определенного ранга [2, 5].

В соответствии с подходами Н.А.Маринова, Б.И.Куделина в верхнем и среднем гидродинамических этажах (зонах) В.А.Всеволожский [2] предложил выделять гидрогеодинамические системы — гидрогеологические обособленные бассейны подземного стока с общими направлениями движения поверхностных и подземных вод, определяемыми положениями общего базиса стока.

В отличие от артезианского бассейна формирование подземных вод гидрогеодинамической системы представляет собой геологически современный процесс, связанный с гидрогеологическим циклом круговорота воды в природе. Составление гидрогеодинамических систем и артезианских бассейнов приведено в таблице.

Поскольку термин *бассейн подземных вод* имеет двойственное значение и содержит неопределенность, предлагается использовать его лишь в общем собирательном смысле, а для конкретных условий употреблять термин *артезианский бассейн* (если речь идет о геологической структуре как резервуаре подземных вод) или *гидрогеодинамическая система* или *бассейн стока* (если рассматривается формирование подземных вод и динамика в современных условиях).

Приведенные соображения нельзя считать лишь терминологическими упражнениями, они имеют практическое значение при проведении гидрогеологического районирования и

определении положения границ гидрогеологических районов. В этом деле отсутствует единообразие, что объясняется прежде всего различными толкованиями термина *бассейн подземных вод*. Авторы схем гидрогеологического районирования, руководствуясь принципом единства природных вод В.И. Вернадского, пытались совместить в одном таксономическом ряду и артезианские бассейны, и гидрогеодинамические системы [2, 3, 6, 10].

Так, И.К. Зайцев и Н.И. Толстихин [3] предлагали выделить гидрогеологические районы платформенных областей I порядка по геоструктурному принципу, а районы II порядка — по водоразделам подземных вод, т. е. в границах бассейнов стока. В.А. Всеволожский [2], напротив, рекомендовал обособлять гидрогеологические районы I порядка по бассейнам поверхностных и подземных вод, а II порядка — по геоструктуре. Оба подхода невозможно повсеместно реализовать, т. к. границы геоструктур и гидрогеодинамических систем (бассейнов стока) могут не совпадать (особенно на древних платформах).

Имеется и другая тенденция, заключающаяся в отходе от чисто геоструктурного принципа при определении границ артезианских бассейнов, как гидрогеологических районов. Примером может служить схема гидрогеологического районирования, предложенная Н.В.Роговской [10]. Границы артезианских бассейнов (бассейнов пластовых вод, по ее терминологии) Н.В.Роговская нередко проводит по водоразделам стока.

Представляется оптимальным проводить границы артезианских бассейнов по геоструктурному принципу, не включая в них полностью гидрогеодинамические системы, которые являются самостоятельным таксоном гидрогеологического районирования.

Предлагаемый подход проиллюстрирован рисунком, где отображены взаимоотношения границ артезианских бассейнов и гидрогеодинамических систем на примере Днепровско-Донецкого бассейна и смежных с ним бассейнов преимущественно трещинных вод Украинского кристаллического щита и Воронежской антеклизы.

Днепровско-Донецкий бассейн приурочен к одноименному авлакогену, выполненному толщей терригенных, карбонатных и галогенных пород мощностью более 12 км, где развита сложная система водоносных, слабоводоносных, водоупорных горизонтов и комплексов с характерной гидрогеологической зональностью [9].

На подземные воды Днепровско-Донецкого бассейна существенно влияют элизионные процессы, галогенные толщи пермского и девонского возрастов и другие факторы, которые не проявляются на смежных гидрогеологических структурах. Процессы формирования подземных вод Днепровско-Донецкого артезианского бассейна и примыкающих к нему бассейнов трещинных вод существенно различны, поэтому артезианский бассейн предлагается выделять в границах Днепровско-Донецкого авлакогена. Верхняя часть разреза Днепровско-Донецкого бассейна и смежные склоны бассейнов трещинных вод образуют гидрогеодинамическую систему, за нижнюю границу которой условно принята кровля зоны весьма замедленного водообмена.

Следует заметить, что разрабатываемые некоторыми авторами постоянно действующие математические гидрогеологические модели артезианских бассейнов (Московского, Азово-Кубанского и др.) по существу нельзя так называть, т. к. в них не моделируются процессы, происходящие в нижней гидрогеологической зоне, обусловленные сложным взаимодействием в течение геологической истории ряда факторов, которые пока изучены недостаточно. Правильнее рассматривать их как модели гидрогеодинамических систем.

В заключение отметим следующее. Понятие *бассейн подземных вод* не имеет четко определенного содержания. К ним большинство авторов относит и гидрогеологические структуры (резервуары подземных вод), и бассейны стока (гидрогеодинамические системы), границы которых пространственно могут не совпадать. Поэтому разработка единой таксономии гидрогеологического районирования путем совмещения гидрогеологических структур и бассейнов стока, как это делается некоторыми авторами, возможна лишь в районах распространения прямых морфоструктур, характеризующихся совпадением рельефа с геоструктурой (молодые платформы, области новейшего тектонизма и др.).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вартанян Г.С. Роль гидрогеодеформационного поля в эволюции подземной гидросферы // Отечественная геология. 1993. № 1. С. 91—108.
2. Всеволожский В.А. Подземный сток и водный баланс платформенных структур. — М.: Недра, 1983.
3. Зайцев И.К., Толстухин Н.И. Основы структурно-гидрогеологического районирования СССР // Материалы по региональной и поисковой гидрогеологии: Тр. ВСЕГЕИ. Новая серия. Т. 101. 1963. С. 5—35.
4. Личков Б.Л. Формирование природных вод и единство природных вод // Тр. лаборатории гидрогеологических проблем АН СССР. 1958. Т. 16. С. 27—33.
5. Маринов Н.А. Принципы и схема гидрогеологического районирования Азии // Подземные воды Сибири и Дальнего Востока. М., 1971. С. 33—43.
6. Методические основы гидрогеологического районирования территории СССР / Сост. Л.А.Островский, Б.Е.Антышко, Т.А.Коновалова. — М.: Недра, 1990.
7. Пиннекер Е.В. Генетические подразделения подземных вод // Основы гидрогеологии. Общая гидрогеология. Новосибирск, 1980. С. 75—79.
8. Пиннекер Е.В. Подземные водоносные системы // Основы гидрогеологии. Общая гидрогеология. Новосибирск, 1980. С. 99—119.
9. Подземные воды Днепровско-Донецкого артезианского бассейна // Гидрогеология СССР. Т. V. М., 1971. С. 130—179.
10. Роговская Н.В. Схема и принципы гидрогеологического районирования территории СССР // Гидрогеология СССР. Сводный том. Вып. 1. 1976. С. 12—20.
11. Четырехязычный энциклопедический словарь терминов по физической географии / Под ред. А. И. Спиридонова. — М.: Советская энциклопедия, 1980.
12. Comment by A. C. M Laing on Toth «Hydraulic continuity in large sedimentary basins» // Hydrogeologic Journal. 1996. Vol. 3. № 4. P. 96.
13. Comment by E. Mazar on Toth «Hydraulic continuity in large sedimentary basins» // Hydrogeologic Journal. 1996. Vol. 3. № 4. P. 98—102.
14. Toth J. Hydraulic continuity in large sedimentary basins // Hydrogeologic Journal. 1995. Vol. 3. № 4. P. 4—16.

Геоэкология

УДК 549.752/757:553.64

© А.С.Соколов, А.А.Краснов, 1999

Эколого-геохимическая оценка фосфатных руд

А.С.СОКОЛОВ, А.А.КРАСНОВ (ГИГХС)

В числе обостряющихся экологических проблем существенное значение имеет входение потенциально-токсичных элементов (ПТЭ) в фосфатные руды, из которых они переходят в фосфорные удобрения, с ними — в почвы, усваиваются растениями, по пищевой цепи — животными и человеком, создавая угрозу его здоровью. Это требует внимательного рассмотрения количества и характера входения ПТЭ в фосфатные руды и эколого-промышленной их оценки.

Перечень ПТЭ, некоторые геохимические сведения о них, группировка по степени опасности приведены в табл. 1. Содержание и формы входения ПТЭ в фосфатных рудах разных типов существенно различны. Поэтому, прежде всего, необходимо кратко охарактеризовать основные типы фосфатных руд, концентрируя внимание на особенностях входения в них ПТЭ; здесь существенную роль играет минералогическая природа фосфата — главного компонента руд, с которым как раз связаны многие ПТЭ.

Литолого-генетические и геолого-промышленные типы фосфатных руд; минералогическая природа фосфата. Фосфатные руды и их месторождения разделены на две основные группы: апатитовые, преимущественно эндогенные, и фосфоритовые — экзогенные. Для апатитовых руд единой общепринятой классификации нет. Для каждого месторождения или группы аналогичных разработана своя классификация с выделением типов и разновидностей. Исходя из генетического подхода, апатитовые месторождения и их руды разделены на три основных типа: магматогенные, карбонатитовые и коры выветривания.

Магматогенные месторождения апатитовых руд связаны с формациями апатитовых нефелиновых сиенитов, анортозитовыми, щелочно-габброидными. Соответственно выделяются типы руд: апатит-нефелиновый, апатит-ильменит-титано-магнетитовый, апатитовый. Крупнейшая в мире группа месторождений апатит-нефелиновых руд — уникальная Хибинская в России. Апатитовые месторождения, связанные с анортозитами, габброидами имеют подчиненное значение.

Апатитовые руды карбонатитовых месторождений распространены наиболее широко и по общим запасам в мире в группе апатитовых руд занимают ведущее место. Их месторождения связаны с формацией ультраосновных щелочных пород и карбонатитов. В России к этому типу отнесены: Ковдорское, Белозиминское месторождения, очень крупное месторождение Томтор и др. Типизация апатитовых руд

карбонатитовых месторождений, как правило, подчинена рудной минерализации, сопутствующей апатиту.

Апатитовые руды коры выветривания формируются в основном на карбонатитовых. Выщелачивание карбонатитов обогащает руду остаточным апатитом, а инфильтрационные процессы приводят к выделению фторкарбонатапатита.

Для фосфоритовых руд у нас широко признано выделение следующих литолого-генетических и одновременно геолого-промышленных типов: микрозернистые, зернистые, желваковые, ракушечные и остаточно-метасоматические. Эта типизация принята за основу в государственном балансе запасов. Подробная характеристика указанных типов имеется во многих работах [4, 23, 32] и здесь повторять ее не будем.

Для экологической оценки фосфатных руд важнейшее значение, как уже отмечалось, имеет минералогическая природа содержащегося в них фосфата. Ряд ПТЭ изоморфно входит в его молекулу, другие адсорбируются фосфатом, поэтому минералогической природе фосфата, которая у разных типов фосфоритов различная, следует уделить особое внимание.

В апатитовых рудах главным, наиболее распространенным минералом является фторапатит $\text{Ca}_{10}\text{P}_6\text{O}_{24}\text{F}_2$. Однако в чистом виде он встречается редко. Обычно в него изоморфно входят различные примеси. Как показано в работе [12], основной катион Ca^{2+} в той или иной части замещается Sr^{2+} , Tl^{3+} , гораздо реже другими. Фосфор (P^{5+}) комплексного фосфатного аниона может замещаться C^{4+} , S^{6+} , Mn^{7+} , а дополнительный анион (F^-) частично или даже полностью на $(\text{OH})^-$, O_2^{2-} , Cl^- . Этими замещениями обусловлено многообразие разновидностей апатита.

Для апатита самых крупных в мире Хибинских месторождений специфическая особенность — высокое содержание изоморфных примесей: SrO 2—4%, в среднем 2,7%; сумма TR 0,9—1,2%, в среднем 0,95%.

В широко распространенных в мире карбонатитовых месторождениях характерная особенность апатита многих месторождений — замещение F^- на группу $(\text{OH})^-$, иногда даже полностью с появлением специфического минерала гидроксилapatита $\text{Ca}_{10}\text{P}_6\text{O}_{24}(\text{OH})_2$. Однако чаще всего присутствует промежуточная разновидность, получившая название фторгидроксилapatита. Для Ковдорского месторождения его примерная формула $\text{Ca}_{10}(\text{PO})_6(\text{OH}_{0,7}\text{F}_{0,3})_2$. Содержание P_2O_5 в нем 41—41,75%, а F всего лишь 1,08—1,81% [12].

1. Перечень и основные сведения по потенциально-токсичным элементам и некоторым другим примесям

Элемент	Кларк по А.П.Виноградову [14]		Класс опасности		Для жизнедеятельности организмов		Вводится в почвы в виде микроудобрений
	земной коры	осадочных пород — глины и сланцы	ГОСТ 17.4.1.02.89	Справочник [24]	необходим	вероятно необходим	
1	2	3	4	5	6	7	8
As	1,7	6,6	1	II			
Hg	0,083	0,4	1	I			
Cd	0,13	0,3	1	I			
Pb	16		1	II			
Se	0,05	0,6	1			+	
Zn	83	80	1	II	+		+
F	660	500	1	II	+		
B	12	100	2				
Co	18	20	2	II	+		+
Ni	58	95	2	II		+	+
Mo	1,1	2	2			+	+
Cu	47	57	2	II	+		+
Sb	0,5		2				
Cr	83	100	2	III			
Ba	660	800	3				
V	90	190	3	II			
W	1,3		3				
Mn	1000	67	3	II	+		+
Sr	340	450	3	III		+	
U	2,5			I			
Th	13			I			
Cl	170						
J						+	
Br	2,1					+	
La	49						
Sn	2,5						

В фосфоритовых рудах, которыми представлено более 90% мировых запасов фосфатных руд, фосфат тоже относится к минералогической группе апатит и характеризуется значительными вариациями изоморфных замещений. Главная особенность всех фосфоритов — постоянное изоморфное замещение той или иной части фосфора на углерод и фтора на гидроксильную группу. Поэтому характерными показателями разновидности фосфата фосфоритов являются $\text{CO}_2/\text{P}_2\text{O}_5$ и $\text{F}/\text{P}_2\text{O}_5$.

А.И.Смирнов [31] обосновал и предложил выделять как самостоятельные «минеральные виды» фосфаты желваковых, ракушечных, зернистых и микрозернистых фосфоритов, показав их существенное различие не только по степени вхождения в молекулу углерода, но и по комплексу физико-химических свойств. Он даже подчеркнул, что диагностика фосфатных минералов фосфоритов должна базироваться не столько на их химическом составе, сколько на показателях физических и кристаллохимических свойств.

Фосфаты фосфоритов разных типов по изменению физико-химических свойств, обусловленные изоморфным вхождением углерода, выстраиваются в ряд, крайними членами которого являются без- или слабокарбонатные фторапатит и курсит, который характеризуется максимальным содержанием CO_2 6,5% с замещением 1/4 атомов фосфора, что является пределом изоморфизма в минералах данного ряда.

Указанный ряд фторапатит — курсит теоретически непрерывный. Однако практически огромное и все пополняющееся число химических анализов проб совершенно определенно устанавливает, что в этом ряду по содержанию CO_2 в фосфате четко выделяются несколько интервалов, в которых концентрируется подавляющее число реальных проб фосфатов. Эти интервалы условно можно назвать «сгустками» реальных проб, характеризующими тот или иной литогенетический тип фосфоритов. Отклонения от этих «сгустков» очень редкие, единичные.

Такие интервалы содержания CO_2 в фосфате («сгустки») имеют не только минералогическое, но и генетическое, и весьма большое практическое значение для технологии обогащения фосфоритов, переработки их в удобрения, а также для оценки эффективности непосредственного использования в качестве фосфоритной муки. Все это обусловлено заметными различиями физико-химических свойств, и в т.ч. реакционной

способности фосфатов разных типов фосфоритов, убедительно показанными в работе М.А.Вейдерма [13].

Здесь следует сказать, что утверждение В.З.Блисковского [3, 4] о нецелесообразности выделения и терминологического обозначения фосфатов этих «сгустков» сыграло негативную роль. Все разновидности фторкарбонатапатит с содержанием CO_2 от 0,8% и выше до курсита В.З.Блисковский предложил считать одним минеральным видом, называемым франколит. Это, к сожалению, было широко воспринято, и в результате существенно различные по физико-химическим свойствам фосфаты весьма отличных друг от друга типов фосфоритов получили единое минералогическое название — франколит, за которым скрываются весьма разные по свойствам и особенностям минеральные виды или разновидности.

Однако изоморфизм в фосфатах фосфоритов не ограничивается вхождением в молекулу CO_2 . Изоморфных вариаций множество. Среди них особое внимание надо обратить на такие, которые имеют массовый характер, присущий фосфатам определенных типов фосфоритов. К ним относится изоморфное вхождение во фторкарбонатапатиты группы SO_3 с замещением части P^{5+} на S^{6+} и группы $(\text{OH})^-$, замещающей часть F.

На огромном материале установлено, что изоморфное вхождение SO_3 постоянно фиксируется для зернистых фосфоритов африканских, селеукского и других месторождений; что позволило фосфат данного типа фосфоритов назвать фторсульфаткарбонатапатитом.

Весьма характерная кристаллохимическая особенность фосфата ракушечных фосфоритов — вхождение в его молекулу гидроксильной группы $(\text{OH})^-$, замещающей ту или иную часть F⁻. Такая особенность фосфата ракушечных фосфоритов весьма постоянна и закономерна, что позволяет назвать фторгидроксилкарбонатапатитом.

Следовательно, полностью разделяя предложение А.И.Смирнова о необходимости выделения минеральных видов фосфата основных типов фосфоритов, характеризующихся заметными различиями их физико-химических свойств, предлагается классификация минеральных видов фосфата основных типов фосфатных руд, представленная в табл. 2, в которой приведены главные особенности их химического состава, кристаллохимических и физических

2. Минеральные виды фосфата основных типов фосфатных руд; характерные особенности химического состава, кристаллохимических и физических свойств

Серия	Группа	Типы фосфатных руд	Минеральный вид фосфата	Содержание, %			Кристаллохимические параметры		Показатели физических свойств			
				P ₂ O ₅	CO ₂	F	Параметр «а» кристаллической решетки, 10 ⁻¹ нм	Размеры блоков когерентного рассеяния, 10 ⁻¹ нм	Плотность, г/см ³	Удельная поверхность, м ² /г	Показатель преломления	
Эндотенная	Магматическая	Апатит-нефелиновый, ильменит-титановый и др.	Фторапатит	40,5 40—41	0,2 0,1—0,3	3,4 3—3,8	9,375 9,3—9,355	540 —	3,2 3,17—3,23	0,6 0,3—0,9	1,632 1,629—1,639	
	Карбонатитовая	Апатит-магнетит-редкометалльный	Фторгидроксиапатит	41,5 41—42	0,5 0,3—0,7	1,7 1,1—2,3	9,38 —	465 374—556	3,14 3,10—3,18	0,2 —	1,639 1,637—1,641	
Метаморфогенная	Метаморфизованная		Слабокарбонатный фторапатит	39,5 38—41	0,7 0,4—1	3,2 3—3,4	9,35 —	577 —	3,18 3,16—3,20	1 1—2	1,627 —	
Экзотенная	Осадочная	Фосфоритовые руды	Микрозернистый	37 35—39	2,3 1,5—3,1	3,5 3,3—3,7	9,34 9,32—9,36	444 388—500	3,10 3,05—3,15	2,2 1,8—2,6	1,618 1,615—1,621	
				36 35—37	2,7 2—3,4	2,4 2—2,8	9,33 9,32—9,34	365 285—445	3,05 3—3,1	4,5 4—5	1,614 1,607—1,621	
				36 35—37	3,3 3—3,6	3,25 3—3,5	9,32 9,31—9,33	370 298—442	3 —	12,5 10—15	1,606 1,603—1,609	
		Желваковый	Зернистый	30 29—31	6,1 6—6,2	3,1 2,6—3,6	9,305 9,3—9,31	350 320—380	2,95 2,9—3	20 18—22	1,603 1,602—1,604	
				29,75 29—30,5	6 5,8—6,2	3,1 2,7—3,5	9,302 9,3—9,304	405 280—530	2,9 2,85—2,95	19,5 18—21	1,601 1,6—1,602	

П р и м е ч а н и е: числитель — средний показатель; знаменатель — интервал колебания измеренного показателя.

свойств, подтверждающих обоснованность этой классификации.

Содержание ПТЭ в типах фосфатных руд России и ряда зарубежных стран. Нами собраны сведения о содержании ПТЭ в разных типах фосфатных руд месторождений России и некоторых зарубежных стран из литературных источников и неопубликованных материалов за последние 15 лет. В большинстве источников, к сожалению, методы определения содержания не указаны, так же как не раскрыта степень представительности анализировавшихся проб. Несмотря на это, обильность сведений по большей части объектов позволяет укрупненно-усредненно оценить показатели содержания интересующих нас ПТЭ (табл. 3).

Чтобы, используя данные табл. 3, подойти к сравнительной оценке содержания ПТЭ в разных типах фосфатных руд, мы условно выделили четыре группы показателей содержания каждого ПТЭ: низкое, среднее, высокое и очень высокое, и значения показателей, соответствующие таким груп-

пам для каждого ПТЭ, представили в табл. 4. Используя эту группировку и данные табл. 3, можно сделать следующие выводы.

1. Самые «чистые» — апатитовые руды. Большая часть ПТЭ, в т. ч. наиболее вредные из них (Cd, As, U и др.), имеют в них низкое содержание. Средних содержаний достигают лишь Pb, Th, Mn, высоких V, а очень высокие Sr и PЗЭ.

2. Наиболее загрязненными ПТЭ выступают зернистые и ракушечные фосфориты; к ним приближаются микрозернистые и глинисто-глауконитовый подтип желваковых фосфоритов.

3. Для производства фосфоритной муки (прямое внесение в почву) наиболее приемлем — песчанистый подтип желваковых фосфоритов и остаточно-метасоматических кор выветривания. Большая часть ПТЭ в них, особенно в первых, имеет низкое и среднее содержания.

Геохимические условия и формы вхождения ПТЭ в фосфатные руды. Фосфатные руды состоят из фосфатных и нефосфатных минералов. Изучая характер вхождения ПТЭ в состав фосфатных

3. Укрупненно-усредненные содержания в главных типах фосфатных руд, г/т.

ПТЭ	Апатиты	Фосфориты							Средние показатели для всех типов
		Микрозернистые	Зернистые	Фосфатно-зернистые породы	Желваковые		Ракушечные	Остаточно-метасоматические	
					Глинисто-глауконитовые	Песчанистые			
Hg	$\frac{0,2}{0,1-0,3}$	$\frac{0,2}{0,1-0,3}$	$\frac{0,3}{0,3-0,5}$	—	$\frac{0,1}{—}$	$\frac{0,05}{—}$	$\frac{0,1}{—}$		0,2
Cd	$\frac{1}{0,5-3}$	$\frac{2,5}{0,3-50}$	$\frac{20}{2-35}$	$\frac{0,5}{0,1-0,9}$	$\frac{0,4}{0,1-5}$	$\frac{0,3}{0,1-4}$	$\frac{3}{1-6}$	$\frac{20}{4,5-45}$	1—20
As	$\frac{4}{4-5}$	$\frac{25}{15-40}$	$\frac{30}{5-37}$	$\frac{5}{3-5}$	$\frac{40}{5-40}$	$\frac{5}{3-50}$	$\frac{20}{5-30}$	$\frac{5(20)}{3-35}$	5—25
Pb	$\frac{15}{12-38}$	$\frac{15}{6-30}$	$\frac{10}{1-30}$	$\frac{60}{20-60}$	$\frac{15}{10-50}$	$\frac{20}{2-25}$	$\frac{20}{2-40}$	$\frac{10}{0-40}$	15
Zn	$\frac{20}{17-30}$	$\frac{40}{10-300}$	$\frac{250}{5-300}$	$\frac{80}{70-90}$	$\frac{40}{10-100}$	$\frac{30}{20-50}$	$\frac{25}{5-50}$	$\frac{250}{1,5-615}$	30(300)
U	$\frac{15}{10-50}$	$\frac{20}{20-40}$	$\frac{100}{50-300}$	$\frac{45}{—}$	$\frac{25}{18-30}$	$\frac{40}{20-50}$	$\frac{40}{40-45}$	—	40
Th	$\frac{10}{9-20}$	$\frac{4}{1-10}$	$\frac{5}{4-20}$	$\frac{40}{—}$	$\frac{7}{6-8}$	$\frac{5}{4-12}$	$\frac{9}{8-10}$	—	10
Y	$\frac{12}{10-110}$	$\frac{200}{7-290}$	$\frac{200}{30-325}$	—	$\frac{50}{40-50}$	$\frac{30}{—}$	—	—	50(200)
Co	$\frac{5}{—}$	$\frac{30}{9-130}$	$\frac{15}{10-25}$	—	$\frac{40}{30-50}$	$\frac{20}{15-30}$	$\frac{15}{—}$	$\frac{6}{2-7}$	10
Ni	$\frac{10}{5-14}$	$\frac{50}{10-100}$	$\frac{25}{15-35}$	$\frac{30}{—}$	$\frac{50}{10-70}$	$\frac{20}{5-50}$	$\frac{15}{10-120}$	—	30
Mo	—	$\frac{15}{2-90}$	$\frac{10}{—}$	—	$\frac{5}{—}$	$\frac{3}{1-4}$	$\frac{10}{1-22}$	$\frac{1}{0,1-7}$	5
Cu	$\frac{15}{13-35}$	$\frac{20}{7-40}$	$\frac{30}{17-40}$	—	$\frac{15}{5-17}$	$\frac{15}{15-20}$	$\frac{25}{8-40}$	$\frac{55}{14-79}$	25
Cr	$\frac{15}{11-23}$	$\frac{50}{40-1000}$	$\frac{100}{30-200}$	$\frac{200}{—}$	$\frac{20}{5-100}$	$\frac{80}{10-150}$	$\frac{25}{5-120}$	$\frac{50}{—}$	20(100)
Mn	$\frac{240}{200-260}$	$\frac{1300}{80-1600}$	$\frac{15}{10-35}$	—	$\frac{100}{80-500}$	—	$\frac{900}{700-1100}$	—	100(500)
V	$\frac{50}{33-300}$	$\frac{40}{18-60}$	$\frac{40}{35-110}$	—	$\frac{40}{—}$	$\frac{23}{—}$	$\frac{35}{30-1000}$	$\frac{28}{5-29}$	40
Sr	$\frac{25\ 000}{20\ 000-32\ 000}$	$\frac{1000}{600-1600}$	$\frac{1000}{600-2000}$	$\frac{350}{250-450}$	$\frac{400}{100-700}$	$\frac{350}{150-1800}$	$\frac{3000}{2000-4000}$	$\frac{250}{90-300}$	300(2000)
TR ₂ O ₃	$\frac{2250}{—}$	$\frac{200}{90-1500}$	$\frac{800}{200-1100}$	—	—	—	$\frac{1500}{1000-2000}$	—	1000

Примечание: числитель — общие ориентировки, крайние величины показателей из всех использованных источников; знаменатель — крайние значения, встреченные в использованные материалах, в основном для месторождений России.

4. Группировка разной степени концентрации ПТЭ в фосфатных рудах

ПТЭ	Содержание, г/т			
	Низкое	Среднее	Высокое	Очень высокое
As	<2	2—5	5—20	>20
Hg	<0,1	0,1—0,2	0,2—0,5	>0,5
Cd	<0,5	0,5—1	1—5	>5
Pb	<15	15—20	20—60	>60
Zn	<30	30—60	60—100	>100
U	<20	20—40	40—50	>50
Th	<5	5—10	10—30	>30
Co	<15	15—20	20—100	>100
Ni	<10	10—30	30—700	>70
Mo	<2	2—5	5—20	>20
Cu	<20	20—30	30—80	>80
Cr	<20	20—50	50—200	>200
V	<25	25—50	50—200	>200
Mn	<30	30—100	100—500	>500
Sr	<300	300—500	500—2000	>2000

5. ПДК металлов и их соединений

Элемент, соединение	Воздух, мг/м³	Вода, мг/л	Почва, мг/кг
V	0,02	0,1	150
Cd и соединения	—	0,001	3
Co	0,001	—	5
Mn	0,01	0,1	1500 (валентный)
Cu и соединения	—	1	3 (подвижный)
As и соединения	0,003	0,05	2 (валентный)
Ni (растворимые соединения)	0,0002	0,1	4 (подвижный)
Hg	0,0003	0,005	2,1 (валентный)
Pb и соединения	0,0003	0,03	32 (валентный)
Sb и соединения	—	0,05	20 (общесанитарный)
Cr	0,0015	0,1	4,5 (валентный)
Zn	—	5	6 (подвижный)
			23 (подвижный)

руд, важно прежде всего выяснить, в какую из этих двух минеральных групп входит тот или иной ПТЭ, что представляет интерес еще и потому, что ПТЭ, связанные с нефосфатными минералами, при обогащении могут частично или даже почти полностью выводиться в отходы и в составе фосфатного сырья (концентратах) окажутся в заметно меньших содержаниях, чем в исходной руде. Элементы, изоморфно или сорбционно связанные с фосфатом в концентратах обогащения, будут вместе с ним концентрироваться, и содержания их будут возрастать по сравнению с содержанием в исходной руде.

Следующий важный вопрос — характер, форма вхождения того или иного ПТЭ в минералы фосфатных руд. Главными формами, процессами вхождения могут быть:

изоморфное вхождение в молекулу того или иного минерала, в т. ч. фосфатного; последнее, например, свойственно U, Sr, PЗЭ; сорбционный захват ПТЭ тем или иным минералом или веществом; он, например, проявляется наряду с изоморфным вхождением, захватом U фосфатом; ряд ПТЭ сорбируется глинистыми минералами, органическим веществом (ОВ), в т. ч. содержащимся в фосфате;

ряд ПТЭ связан с такими нефосфатными минералами, как глауконит и, особенно, пирит; с последним обычно ассоциируют халькофильные ПТЭ, такие как Mo, Cu, As, Zn, Se, Pb. Именно наличие пирита обуславливает, например, повышенные содержания As, Mo в неокисленных ракушечных фосфоритах Прибалтики;

некоторые ПТЭ связаны не только с пиритом, но и другими минеральными железосодержащими формами. Так например, повышенное содержание железа в глинисто-глауконитовых желваковых фосфоритах обуславливает вхождение в них As, Co. С глинистым и органическим веществом нередко связаны повышенные содержания V, Cr;

ряд ПТЭ, такие как Zn, U, Cu, проявляются в повышенных и обычно в весьма неравномерных содержаниях в фосфоритах коры выветривания.

В апатитовых рудах содержание большей части ПТЭ обычно пониженное, а вот Sr и PЗЭ высокое, что связано с их изоморфным вхождением в молекулу апатита.

Частое фашиальное соседство фосфорито- и марганценовых пород обуславливает в некоторых фосфоритах, например каратауских, алтае-саянских, повышенное содержание Mn.

Охарактеризовав вариации характера вхождения ПТЭ в состав фосфатных руд, рассмотрим это подробнее и конкретно для отдельных ПТЭ.

Мышьяк. Поведение его в геохимии осадочных пород контролируется железом. В сульфидах железа мышьяк изоморфно замещает серу, а в гидроксидах сорбируется. Поэтому повышенные содержания As (40—100 г/т, даже до 300 г/т) свойственны фосфоритам с повышенным содержанием Fe: пиритсодержащие ракушечные, глауконитовые из желваковых.

Свинец и молибден относятся к халькофильным элементам, поэтому их повышенные содержания свойственны пиритсодержащим фосфоритам, например, ракушечным; в некоторых из них Mo связан с соседствующими диктионевыми сланцами. Несколько повышенные содержания Pb отмечаются в фосфоритах Каратау, входящих в «свинцовую геохимическую провинцию».

Цинк и медь в фосфоритах связаны с тяжелой фракцией, содержащей сульфиды. Существенно обогащены Zn и Cu некоторые фосфориты кор выветривания. В ракушечных фосфоритах, богатых пиритом (Ракверское месторождение), содержание Zn 50 г/т, Cu 62 г/т, а в бедных пиритом (Кингисеппское месторождение) 5 и 10 г/т соответственно. Высокое содержание Zn 245 г/т отмечается в фосфоритах Марокко.

Кобальт и никель в несколько повышенных содержаниях (до 40 г/т) отмечаются в фосфоритах, содержащих много железистых минералов.

Хром и ванадий в фосфоритах связаны с их нефосфатными компонентами — глинистыми минералами, ОВ, кварц. Ванадием фосфориты обычно обеднены, исключение — Фосфория и в меньшей степени Прибалтика.

Марганец нередко фашиально соседствует с фосфоритами, как это имеет место в Каратау и ряде месторождений Сибири. В желваковых фосфоритах Mn входит в решетку глауконита; с повышением содержания глауконита растут и содержания Mn. Он может также изоморфно входить в карбонаты.

Стронций и редкоземельные элементы в большей части изоморфно входят в решетку фосфатных минералов, замещая Ca^{2+} . Это подтверждается постоянной корреляцией их содержаний с P_2O_5 . В фосфоритах с содержанием P_2O_5 10% Sr 400—1200 г/т, при P_2O_5 20% Sr 600—2400 г/т; PЗЭ — исключение из этого. Так,

6. Нормальные и экстремальные концентрации элементов в листьях растений (числитель) и почвах (знаменатель)

Элемент	Содержание, мг/кг		
	Критический недостаток	Достаточное — нормальное	Избыточное — токсичное
Cu ²⁺	— 6—15	5—30 15—60	30—100 >60
Mo ⁴⁺	0,01—6 <15	— 1,5—4	— >4
Zn ²⁺	1—8 <30	27—150 30—70	150—400 >70
Cd ²⁺	—	0,05—0,2	5—30
Ni ²⁺	—	0,1—5	10—100
V ⁵⁺	—	0,2—1,5	5—10
Se	0,04	0,01—2	5—30
Pb	—	5—10	30—300
Hg	—	—	1—3
B	5—30 <3—6	10—200 6—30	>200 >30
Mn	15—25 <400	20—300 400—3000	300—500 >3000
Sr	—	— <600	— 600—1000

7. Источники поступления и вынос ТМ в результате применения средств химизации по Московской области, % суммарного прихода [27]

Элемент	Поступление на поверхность почвы с					Вынос с урожаем и внутрипочвенным стоком
	минеральными удобрениями	известковыми удобрениями	органическими удобрениями	осадками сточных вод	атмосферными осадками	
Cd	2,5	14	20,6	54,8	7,5	2,4
Pb	2,7	26,4	14,6	37,5	17,4	10
Zn	0,6	3,1	12,9	72,4	8,6	15,5
Cu	1,0	1,9	5,6	88,5	2,3	5,5
Ni	2,2	17,0	35,4	37,2	6,1	4,0
Cr	0,3	9,8	17,4	72,0	—	1,2

в Кызылкумских фосфоритах корреляция между содержаниями P_2O_5 и РЗЭ отсутствует. Установлено, что РЗЭ концентрируется в костном детрите в виде агрегатов кристаллитов меланоцериита $[(Ce,Th,Ca)_{10}(Sr,B)_6(OH)_2]$. Имеются сообщения о не-изоморфном нахождении РЗЭ в апатите по Селигдарскому месторождению. РЗЭ могут входить также в состав глауконита, содержащегося во многих фосфоритах. В микрозернистых фосфоритах бассейнов Джорджина, Хубсугульском, богатых афанитовым фосфатом, в последнем содержание РЗЭ меньше, чем в зернах (пеллетах). Редкоземельными элементами фосфориты обогащаются в диагенезе; их зерна и конкреции вбирают лантаноиды из осадков и воды. Соотношение разных РЗЭ в различных типах фосфоритов изменчивое; в желваковых церия больше, чем лантана, а в некоторых зарубежных наоборот преобладает лантан. В каратауских фосфоритах их примерно поровну, причем установлено, что в самих фосфоритах содержание и Sr, и РЗЭ в 2 раза и более выше, чем в других породах фосфоритной серии. Особенно мало РЗЭ в островных и современных океанских фосфатах, а вот сибирские зернисто-ракушечные наоборот богаты РЗЭ (до 0,35%). Особенно высокие содержания Sr и РЗЭ в апатитах. В хибинском апатите в среднем содержится SrO 2,7%, РЗЭ около 1%.

Уран очень важный ПТЭ. Главный носитель урана в фосфоритах — фосфат, однако характер вхождения в него урана выяснен недостаточно и трактуется двояко. Можно считать твердо установленным изоморфное замещение им кальция фосфата, чему способствует близость их ионных радиусов: U^{4+} $1,051 \cdot 10^{-1}$ нм, Ca^{2+} $1,06 \cdot 10^{-1}$ нм. Несомненно также, что существенную, а, по мнению ряда исследователей, преобладающую роль играет сорбция фосфатом урана в виде уранил-иона UO_2^{2+} , локализация его в дефектах решетки фосфата. Некоторые исследователи считают, что захват урана фосфатом только сорбционный и лишь затем происходит замещение им кальция. Сорбция урана фосфатом безусловно усиливается с ростом «рыхлости», пористости последнего. Эти свойства его четко выражаются показателем удельной поверхности, которая существенно разная у фосфатов различных типов фосфоритов. У крупненно-среднее содержание урана в фосфоритах разных типов и разного возраста освещено в литературе [31]. Установлено [34], что ураноносность фосфоритов возрастает с повышением степени карбонатности фторкарбонатапатита, которая у фосфоритов разных типов отчетливо разная, что было уже показано. Вхождение CO_2 в молекулу фосфата (фторкарбонатапатита) как бы расшатывает ее, делает более «рыхлой», пористой и соответственно сорбционноспособной. Вместе с тем это облегчает изоморфное вхождение в нее урана. Таким образом, как общая закономерность устанавливается прямая связь возрастания ураноносности фосфоритов с ростом карбонатности заключенного в них фторкарбонатапатита. В апатитовых рудах фосфат всегда слабо карбонатный и, соответственно, содержит лишь следы или доли процента, а нередко повышенное содержание урана в этих рудах обусловлено его вхождением в их редкометалльную часть — пироксид и др.

Торий по содержанию в апатитовых и фосфоритовых рудах проявляется прямо противоположно урану. В фосфоритовых рудах содержание урана обычно лишь несколько граммов на

тонну, а U/Th 5/10. В апатитовых рудах это отношение близко к 1, а в некоторых типах апатитовых руд (например, Селигдар) содержание Th заметно превышает таковое U и достигает концентраций, обеспечивающие промышленное извлечение Th.

Содержание и ПДК ПТЭ в почвах. Основная масса энергии и биомассы, потребляемая человеком, создается почвенно-растительными экосистемами. В сохранении и повышении плодородия почв основная роль принадлежит минеральным удобрениям, которые наряду с питательными элементами привносят и элементы-загрязнители, среди которых особое место занимают ТМ, избыточное поступление которых в живые организмы нарушает процессы метаболизма, тормозит рост и развитие, в сельском хозяйстве — снижает выход продукции и ухудшает ее качество.

В настоящее время установлены ПДК для 1300 и более веществ в воздухе, более 1100 — в воде, около 200 для пищевых продуктов и 35 — для почв (26 на пестициды, 9 — для микроэлементов-загрязнителей: Mn, V, Pb, Cr, Hg, As, Cu, Zn, Ni). Часть из них приведена в табл. 5 [28].

Экологическое значение химических элементов обычно многопланово. Среди токсичных металлов по биологической важности выделяются жизненно необходимые и вероятно необходимые.

Имеются данные [17] по нормальным и экстремальным недостаточным и избыточным содержаниям некоторых элементов в почвах и растениях (табл. 6), а также классификация почв по степени загрязненности [35]. К слабо загрязненным относятся почвы с содержанием элементов — от 2 до 10 кларков, средние — от 10 до 30, сильно загрязненным — от 30 до 60.

При оценке загрязнения необходимо учитывать свойства почв. В силу своей буферности почва способна защищаться, переводя токсичные элементы в малоподвижное состояние, поэтому растения могут не испытывать угнетения даже при высоком уровне загрязнения почвы.

Основную роль в фиксации ТМ играют гумусированность и дисперсность почвы, а также реакция среды (рН). В почвах с нейтральной реакцией, богатых ОВ и илом, подвижность ТМ снижается. В почвах с кислой средой, бедных гумусом и илом, подвижность ТМ может быть высокой.

Кислые удобрения повышают подвижность Cd, Ni и Zn, щелочные — снижают [25]. Внесение азотных удобрений способствует увеличению подвижности Mn, Fe, Zn, Cd в почвах, практически не изменяя ее у Cu и Ni, подвижность Pb уменьшается. Органические удобрения и известь способствуют закреплению ТМ в почвах, уменьшая их доступность растениям. Фосфорные удобрения также уменьшают подвижность ТМ в почве за счет образования труднорастворимых фосфатов металлов [27].

Расчетами баланса ТМ в земледелии Московской области за 1981—1990 гг., сделанными ЦИНАО, установлено (табл. 7), что наибольший вклад в загрязнение почвы приходится на осадки сточных вод. Поступление ТМ с минеральными удобрениями составляет 0,3—2,7% общего их количества, и для большинства элементов было меньше выноса с урожаем (Zn в 25; Cu в 5,5; Cr в 4 раза). По сравнению с поступлением ТМ с атмосферными осадками в почву при внесении минеральных удобрений их поступило намного меньше: Cd в 3 раза; Pb в 6,4; Zn в 14,3; Cr в 2,3 раза; с известковыми и различными видами органических удобрений также превысило поступление ТМ с минеральными удобрениями [27]. Аналогичные данные получены норвежскими специалистами [38] при расчете возможного загрязнения почв ТМ в результате применения фосфоритов в виде удобрений в течение 100 лет; увеличение относительных содержаний ТМ в почве не превышает первых процентов и только по Cd оно составляет 40%.

Проблема экологической оценки фосфатных руд и фоссырья. Для почв ПДК на ПТЭ разработаны (см. табл. 5) и продолжают совершенствоваться, а вот для удобрений и тем более для фосфатного сырья и фосфатных руд ПДК не установлены. Нормативы для отдельных элементов, принятые за рубежом, весьма различны и далеко еще не обоснованы. Например, приведем зарубежные нормативы на содержание в фосфорных удобрениях одного из наиболее вредных токсикантов — Cd (мг/кгР): Нидерланды — 35, Норвегия — 50, Швейцария —

50, Финляндия — 100, Швеция — 100, Дания — 110, Германия — 150, Австрия — 275, Австралия — 350, Япония — 343. В почвах России содержание Cd от 0,01 до 1 мг/кг. Фоновые уровни, как правило, не превышают 0,5 мг/кг.

Усредненное содержание Cd в главных типах фосфатных руд приведено в табл. 3. В среднем для всех типов оно составляет 1—20 г/т. Для отдельных ПТЭ с учетом установленных в России ПДК в почвах, проведенных исследований их токсичности и с учетом зарубежных нормативов разработать, установить ПДК в удобрениях, в фосфатном сырье сложно и надо полагать, что в недалеком будущем это реализуется.

Однако гораздо сложнее проблема оценки экологичности удобрений и сырья с учетом всего комплекса ПТЭ, содержание которых и их соотношения в удобрениях и фосфатном сырье весьма различны и изменчивы. Кроме того, не решены вопросы суммарного влияния нескольких элементов — эффектов их антагонистического (снижающегося) или синергетического (увеличивающегося) взаимодействия. Данная проблема наиболее остра, т. к. обычно в применяемых удобрениях присутствуют ассоциации большого числа элементов. В работе [21] обобщены имеющиеся данные по этому вопросу для растений (микроорганизмов) и сделан вывод, что наиболее полно антагонизм изучен для Fe, Vn, Cu и Zn.

Первая и, надо полагать, единственная попытка изыскать пути определения единого экологического показателя (ЭП) для оценки экологического качества удобрений и фосфатного сырья при существенном различии в содержании отдельных элементов предпринята в НИУИФ [19, 20].

Предложенная методика определения ЭП исходит, прежде всего, из достоверности определения содержания ПТЭ в данном конкретном виде удобрения, фосфатного сырья. Далее учитывается класс опасности отдельных элементов, наконец, для придания ЭП универсального характера, для сравнения различных фосфорных продуктов учитывается также содержание в них фосфора.

Полностью одобряя нацеленность авторов на разработку способа установления ЭП для конкретных продуктов, вместе с тем предложенный способ вызывает ряд принципиальных сомнений и даже возражений.

Так например, одна из величин, определяющих ЭП, — коэффициент концентрации (КК) данного элемента по отношению к его кларку в земной коре. Неясно, какое отношение к ЭП имеет кларк элемента, да еще не в приповерхностной осадочной оболочке, а всей земной коры. Казалось бы гораздо более уместно учитывать отношение содержания элемента в продукте к его кларку в почве или к ПДК в почве.

Вызывает сомнения принятая авторами группировка элементов по степени опасности. Она не соответствует установленному ГОСТу. Вряд ли правильно сопоставлять ЭП для продуктов разной степени глубины их обогащения. Значительная часть ПТЭ в удобрения попадает не с фосфатным сырьем, а с сернокислотным, особенно если оно серноколчеданное, но это совсем не учтено.

Конечно, высказывать замечания значительно проще, чем конкретно рекомендовать методику. Однако отмеченные замечания и ряд других, не упомянутых здесь, приводят к выводу о недостаточной обоснованности, а в некоторой степени неправильности рассмотренной методики расчета ЭП.

И все же повторим, что нельзя не одобрить нацеленность авторов на создание методики определения ЭП, позволяющей сопоставлять, экологически ранжировать удобрения и фосфатное сырье при весьма различных содержаниях и соотношениях в них ПТЭ. Разработка такой методики крайне необходима, и на это следует мобилизовать усилия соответствующих ученых и специалистов.

Экологическая оценка фосфатного сырья должна определять и учитывать также экономические показатели ущерба от загрязнения окружающей среды, но способы оценки этого ущерба далеко еще не разработаны. Первые попытки переоценить фосфатно-сырьевую базу России с учетом экологического фактора показывают, что значительные запасы, находившиеся на грани экономической рентабельности, не выдерживают давления экологического фактора и должны перейти в забалансовые.

Охарактеризованная загрязненность фосфатных руд ПТЭ

— весьма серьезная экологическая проблема, влекущая за собой экономическую оценку запасов фосфатных руд. Все это обязательно должно учитываться еще на стадии геологоразведочных работ, утверждения запасов. Таким образом, необходима эколого-геохимическая типизация руд, выделение и отбраковка экологически опасных месторождений, участков, зон.

Минеральные удобрения и, прежде всего фосфорные, одно из главных средств повышения плодородия почв и подъема сельскохозяйственного производства, которое определяет экономическую безопасность России. Экологические проблемы развития фосфатно-сырьевой базы выступают в этом как важнейший и все усиливающийся фактор, которому необходимо уделять все большее внимание.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бетехтина А.Г. Минералогия. — М.: Госгеолтехиздат, 1950.
2. Блисковский В.З. О курските и фанколите // Литология и полезные ископаемые. 1976. № 3. С. 75—84.
3. Блисковский В.З. Минералогическая природа фосфатов кальция фосфоритов // Вещественный состав фосфоритов. Новосибирск, 1979. С. 16—36.
4. Блисковский В.З. Вещественный состав и обогатимость фосфоритовых руд. — М.: Недра, 1983.
5. Борнеман-Старынкевич И.Д. О некоторых изоморфных замещениях в апатитах // Докл. АН СССР. 1938. Т. 19. № 4.
6. Борнеман-Старынкевич И.Д., Белов Н.В. О карбонатапатитах // Докл. АН СССР. Нов. сер. 1953. Вып. V. Т. 90. № 1.
7. Бушинский Г.И. О классификации фосфоритов // Докл. АН СССР. 1945. 47. № 2.
8. Бушинский Г.И. Апатит, фосфорит, вивианит. — М.: Изд-во АН СССР, 1952.
9. Бушинский Г.И. О минералогии и классификации фосфоритов в связи с использованием их в сельском хозяйстве // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1954. № 1.
10. Бушинский Г.И. Фосфаты кальция фосфоритов // Вопросы геологии агрохимических руд. М., 1956. С. 49—64.
11. Бушинский Г.И. Древние фосфориты Азии и их генезис. — М.: Наука, 1966.
12. Васильева З.В. Минералогические особенности и химический состав апатита // Апатиты. М., 1968. С. 31—56.
13. Вейдерма М.А. О реакционной способности природных фосфоритов // Тр. Таллинского политех. ин-та. Сер. А. 1964. № 210. С. 305—314.
14. Виноградов А.П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород в земной коре // Геохимия. 1962. № 7. С. 555—571.
15. Гиммельфарб Г.М. Закономерности размещения месторождений фосфоритов СССР и их генетическая классификация. — М.: Недра, 1965.
16. Гиммельфарб Г.М., Уноянц Т.П. Сырьевая база туковой промышленности СССР. — ОНТИ НКТП СССР, 1937.
17. Дудкин О.Б. Геохимия и закономерности концентрации фосфора в щелочных массивах Кольского полуострова. — Л.: Наука, 1977.
18. Ильин А.В. Фосфогенез в окраинно-континентальных и внутриконтинентальных бассейнах; современное толкование прежних представлений // Проблемы фосфатной геологии: Тез. докл. — М., 1995. С. 18—19.
19. Казак В.Г., Ангелов А.И. Эколого-геохимическая оценка фосфатного сырья // Тр. НИУИФ. М., 1994. Вып. 263. С. 109—118.
20. Казак В.Г., Ангелов А.И., Киперман Ю.А. Эколого-геохимическая оценка фосфатного сырья и удобрений. Проблемы фосфатной геологии // Горный вестник. Специальный выпуск. 1996. С. 76—80.
21. Кабата-Пендиас А., Пендиас Х. Микроэлементы в почвах и растениях. — М.: Мир, 1989.
22. Масленников Б.М., Кавицкая Ф.Л. О фосфатном веществе фосфоритов // Докл. АН СССР. 1956. 109. № 5. С. 990—993.
23. Наливкина А.И. Литологические типы фосфоритов. Проблемы геологии фосфоритов. — М.: Наука, 1991.
24. Неорганические соединения элементов I—IV групп. Справочник. — Л.: Химия, 1988.
25. Овчаренко М.М. Тяжелые металлы в системе почва — растение — удобрение // Химия в сельском хозяйстве. 1995. № 4.
26. Орлов В.П., Иконников Н.Н. Фосфатные титан-циркониевые россыпи на Русской платформе // Разведка и охрана недр. 1993. № 9. С. 5—7.
27. Попова А.А. Влияние минеральных и органических удобрений на состояние ТМ в почвах // Агрохимия. 1991. № 3.
28. Предельно допустимые концентрации химических веществ в почвах (ПДК). — М.: Изд-во Минздрав СССР, 1979, 1980, 1982.

29. Розанов А.Ю. Древнейшие организмы и фосфоритонакопление // *Фундаментальные науки — народному хозяйству*. М., 1990. С. 300—301.
30. Смирнов А.И. Особенности формирования различных типов морских фосфоритов // *Литология и полезные ископаемые*. 1969. № 5. С. 148—152.
31. Смирнов А.И. Вещественный состав и условия формирования основных типов фосфоритов. — М.: Недра, 1972.
32. Соколов А.С. Классификация и закономерности размещения месторождений фосфатов // 27-й Международный геологический конгресс. Неметаллические полезные ископаемые. Т. 15. 1984. С. 48—58.
33. Соколов А.С. Генетическая классификация месторождений фосфатных руд // *Изв. вузов. Геология и разведка*. 1995. № 5.
34. Соколов А.С. Эволюция ураноносности фосфоритов // *Геохимия*. 1996. № 11. С. 1117—1119.
35. Цемко В.П., Панамарчук И.К., Закуцкая Г.М. Процессы рассеяния микроэлементов в почвах // *Микроэлементы в окружающей среде*. Киев, 1980.
36. Школьник Э.Л., Еганов Э.А., Жегалло Е.А., Тан Тяньфу. Условия образования и модель размещения зернистых (пеллетовых) фосфоритов — основные аспекты. Проблемы фосфатной геологии // *Горный вестник. Спец. выпуск*. 1996. С. 5—11.
37. Штрюбель Г., Циммер З.Х. Минералогический словарь. — М.: Недра, 1987.
38. Bockman O.C., Kaarstad O., Lie O.H., Richards I. Agriculture and fertilizers, 1990. Oslo. Norway. P. 245.
39. McClellan G. Mineralogy of carbonate fluorapatites // *J. Geol. Soc. I*. 1980. Vol. 137. P. 675—681.
40. McClellan G., Lehr J. Crystal chemical investigation of natural apatites // *Amer. Mineralogist*. 1969. 54. № 9—10. P. 1374—1391.
41. McConnel D. Apatite, its crystal chemistry, mineralogy, utilization and biologic occurrences. Wien — New-York, Springer — Verlag. 1973. P. 111.
42. Wedepohl K.H., *Geochemie B*. 1967 (Sammlung Goschen, Bd. 1224—1224 a/1224 b).

Информация

© А.П.Лихачев, 1999

Введение в Re-Os изотопию

An introduction to Re-Os what's in it for the mineral industry?

H.J.Stein, J.W.Morgan, R.J.Markey, J.L.Hannah

(Society of Economic Geologists, Newsletter, January, 1998, № 32)

А.П.ЛИХАЧЕВ (ЦНИГРИ)

В статье изложены теоретические и экспериментальные основы Re-Os метода и приведены примеры его использования с практическим выходом на решение генетических, прогнозных и поисковых вопросов.

Показано, что Re-Os изотопная система — одна из новейших инструментов в геологии. Это единственная система, которая может широко применяться к рудам (сульфидам и оксидам) для датирования минерализации непосредственно, т.к. и Re, и Os — халькофильные и сидерофильные элементы и, следовательно, входят непосредственно в структуру сульфидов и оксидов.

Многие из самых ранних Re-Os исследований были направлены на датирование метеоритных групп, для определения возраста и хронологии Солнечной системы. Они в значительной степени способствовали усовершенствованию техники, которая позволяет с высокой точностью выполнять Re-Os изотопные измерения. Кроме того, метеоритные исследования обеспечивают получение базовых данных для понимания Re-Os систематики на Земле. Было также установлено, что, с одной стороны, молибденит (MoS₂) дает уникальную возможность для Re-Os хронометрии, т.к. он имеет чрезвычайно высокие содержания Re и, по существу, не содержит никакого начального или общего Os. С другой, молибденит обычен в широком диапазоне геологических обстановок (например, в рудообразующих средах, в акцессорных сульфидах гранитоидов, вулканических фумаролах и скарнах). После ранних работ на метеоритах и молибденитах, начались исследования Re-Os изотопной системы для датировки и изучения металлов платиновой группы (PGE) в сульфидных месторождениях. Имеется много и других приложений. Примеры, приведенные в статье, включают медно-никелевые сульфидные руды Норильских месторождений; минерализацию молибденовых месторождений типа Клаймакс в Маунт Эммонс, штат Колорадо, США; золото-молибденовые руды на востоке Финляндии; молибден-вольфрамовые руды Карелии и золото-молибденовые руды месторождений Чехии, пояса Каролина Слейт, США и Норвегии.

Существуют два природных изотопа Re (¹⁸⁵Re 37,40% и ¹⁸⁷Re 62,60%) и семь Os (¹⁸⁴Os 0,02%; ¹⁸⁶Os 1,58%; ¹⁸⁷Os 1,60%; ¹⁸⁸Os 13,3%; ¹⁸⁹Os 16,1%; ¹⁹⁰Os 26,4%; ¹⁹²Os 41%). При

Re-Os методе происходит β-распад ¹⁸⁷Re с образованием ¹⁸⁷Os. Уравнение возраста (1) для Re-Os изохроны родственно таковому для других изотопных систем типа Rb-Sr или Sm-Nd. Когда измеряемые значения для ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os изображаются против ¹⁸⁷Re/¹⁸⁸Os, наклон составляет (e^{λt} - 1), где t — время, а λ — константа распада ¹⁸⁷Re. Константа распада ¹⁸⁷Re (1,666×10⁻¹¹ лет⁻¹) непосредственно связана с периодом полураспада (half-life) родительского ¹⁸⁷Re (λ = ln 2/half-life). Период полураспада ¹⁸⁷Re составляет 41,6 млрд. лет. Место ¹⁸⁷Re/¹⁸⁸Os = 0 дает начальное соотношение ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os во время последнего изотопного равновесия или гомогенизации. Большинство полученных Re-Os изотопных отношений нормализовано к ¹⁸⁸Os. Ранее для нормализации использовался ¹⁸⁶Os, но этот изотоп — дочерний долгоживущего изотопа ¹⁹⁰Pt, а нарушенные ¹⁸⁷Os/¹⁸⁶Os были найдены в богатых Pt образцах. Для низких по содержанию Pt образцов с нормальным ¹⁸⁶Os переход ¹⁸⁷Os/¹⁸⁶Os к ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os может быть достигнут путем умножения ¹⁸⁷Os/¹⁸⁶Os на 0,1199 (природное или нормальное ¹⁸⁶Os/¹⁸⁸Os):

$$[^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}]_{\text{настоящее}} = [^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}]_{\text{начальное}} + [^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}]_{\text{настоящее}} (e^{\lambda t} - 1). \quad (1)$$

Re-Os датирование молибденита считается простым и надежным. Молибденит представлен двумя поли типами: 2H (гексагональным) и 3R (ромбическим), и каждый поли тип является высоко привлекательным местом для Re. Независимо от поли типа Re может заменять до нескольких массовых содержаний Mo в процентах. Молибденит может функционировать как единственный минерал-хронометр, потому что он не содержит, по существу, никакого начального (общего) Os, оставляя минерал с очень большими Re/Os после его формирования. Следовательно, весь Os, измеряемый в молибдените — радиогенный дочерний ¹⁸⁷Os, накопленный за время распада родительского ¹⁸⁷Re. В результате, возрастное уравнение для молибденита (2) не требует коррекции для начального Os ($y = b + xt$ в уравнении (1) становится $y = xt$, поскольку b в молибдените приближается к 0):

$$[^{187}\text{Os}]_{\text{настоящий}} = [^{187}\text{Re}] (e^{\lambda t} - 1). \quad (2)$$

Первоначальные проблемы в возможности применения Re-Os метода сводились к следующему: 1) трудность в равновесии эталона (spike) и пробы с Re и Os; 2) недостаток чувствительности масс-спектрометрических методов; 3) неопределенность в константе распада ^{187}Re ; 4) низкая стехиометрия стандартных материалов Os. В последующем все эти проблемы были преодолены. Равновесие эталона и пробы Re и Os было достигнуто окисляющим щелочным плавлением или кислотным растворением в трубке Carius.

Использование негативного термального ионного масс-спектрометра (NTIMS) позволяет очень точно измерять изотопный состав Re и Os с содержанием элемента всего в несколько пикограмм (pg, 10^{-12}). Обычно пробы молибденита можно анализировать в навесках от 25 до 100 мкг. Сульфиды и оксиды требуют нескольких сотен миллиграмм минерала, выделенного для Re-Os анализа. При низком уровне значений общее количество Re обычно составляет несколько десятков пикограмм, а Os — приблизительно 2 pg. При высоком уровне, соответствующем молибдениту, содержание Re < 100 pg, а общее количество Os < 15 pg с ^{187}Os < 3 pg.

Недавно пересмотренная константа распада ^{187}Re $1,666 \cdot 10^{-11} \text{ лет}^{-1}$ со значительно уменьшенной неопределенностью $\approx 0,31\%$ обеспечила главное усовершенствование в точности и ошибке, связанных с расчетом Re-Os возрастов. Иначе говоря, используя модифицированные химические методы и NTIMS в комбинации с недавно пересмотренной константой распада ^{187}Re и значительно уменьшенной неопределенностью, можно установить Re-Os возраст для молибденита с точностью, сравнимой с таковой возрастов, полученных U-Pb (цирконовым) или ^{40}Ar - ^{39}Ar методами.

Препятствием в применении методики Re-Os датирования была также точность определения периода полураспада ^{187}Re (константы распада, λ). Определение периода полураспада стандартными методами расчета очень затруднено из-за низкого максимума β энергии от 2 до 3 KeV. Поэтому первые надежные оценки для константы периода полураспада ^{187}Re были сделаны по Re-Os анализам молибденитов известного возраста. Используя эту константу распада ^{187}Re , первые возраста для молибденита были определены Херром с сотрудниками (Herr, et al., 1967) с точностью от $\pm 2\%$ в архейском образце Гренландии до $\pm 15\%$ в молибдените из США с возрастом 38 млн. лет.

Лак и Аллегре (Luck, Allegre, 1982) повторно определили период полураспада ^{187}Re путем использования наклона метеоритной изохроны с возрастом 4,550 млрд. лет. Затем они установили Re-Os возраста для молибденитов, используя вторично-ионный масс-спектрометр (SIMS) с методикой, способной дать хорошую точность. В большинстве случаев молибденитовые возраста, определенные Лаком и Аллегром

(Luck, Allegre, 1982), хорошо совпадают с возрастными, полученными другими методами датирования для ассоциируемых пород. Однако в нескольких случаях (месторождения Прессек в Канаде; Клаймакс в США) возраста были слишком высоки (несколько более древние, чем возраст Солнечной системы!), что объясняется потерей Re при метаморфизме и(или) при гидротермальных процессах.

Несколько лет спустя, Сузуки с сотрудниками (Suzuki, et al., 1992, 1993) повторно проанализировали некоторые из молибденитов, для которых Лак и Аллегре (Luck, Allegre, 1982) получили необычные значения. Они растворили их образцы, применяя микроволновый нагреватель с кислотным поглощением, и сделали изотопные измерения методом ICP-MS (Индуктивная спаренная плазменная масс-спектрометрия). Используя константу распада ^{187}Re , примененную Линднером и др. (Lindner, et al., 1989), они получили возрасты, которые хорошо согласуются с возрастными вмещающей породы, определенными другими изотопными методами, и заключили, что противоречивые результаты Лака и Аллегре были связаны с проблемами равновесия эталона. В более позднем исследовании Сузуки и другие (Suzuki, et al., 1996) использовали микроволновый и ICP-MS методы, чтобы анализировать японские молибдениты из различных обстановок.

Одним из первых геологически обоснованных Re-Os исследований, также выполненных по методике ICP-MS, является изучение молибденитов из юго-западной части Северной Америки. Точность в Re-Os возрастах составляла около $\pm 2\%$, но была вполне достаточной, чтобы показать, что имеются две группы минерализованных штоков Леремайд, различающихся по их возрасту и возрасту пород, в которые они были внедрены. Два примера Re-Os датирования с использованием ICP-MS содержатся в работах Ду (Du, et al., 1993, 1995) и Ханга с сотрудниками (Huang, et al., 1995). Датировались молибдениты из нескольких хорошо известных месторождений в Китае. ICP-MS методом получено повторное датирование молибденита.

Использование NTIMS для Re-Os анализа, комбинированного с недавно введенной новой константой распада ^{187}Re , сделало Re-Os метод полностью конкурирующим с другими изотопными методами.

Приведены данные, касающиеся вопросов подвижности Re и Os в гидротермальных средах. Имеются доводы в пользу их перераспределения в гидротермальных условиях и при метаморфизме, особенно в платиновых ассоциациях, как и свидетельства о полной неподвижности. Обращается внимание на возможность адсорбции Re на иллитовых прорастаниях и формирования богатого Re повелита в молибдените. Показано, что постминерализационное распределение Re-Os системы требует дальнейших исследований. Для контроля получаемых результатов рекомендуется применение других методов, в частности, U-Pb по циркону.

Одним из способов обойти возможность адсорбции Re на иллите, повелите или других прорастаниях в молибдените предлагается «валовое опробование» молибденита, особенно для

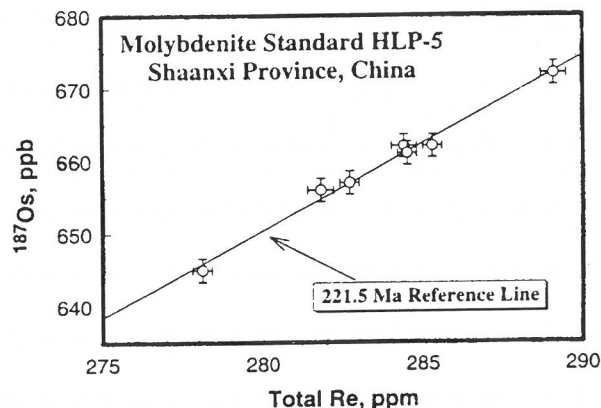


Рис. 1. Общее количество Re (ppm) против ^{187}Os (ppb), иллюстрирующее высокую точность Re-Os изотопных данных для повторного анализа одиночного образца молибденита:

небольшие, высокоррелируемые вариации в Re и ^{187}Os концентрации не воздействуют на расчетный возраст, как обозначено линией 221,5 млн. лет

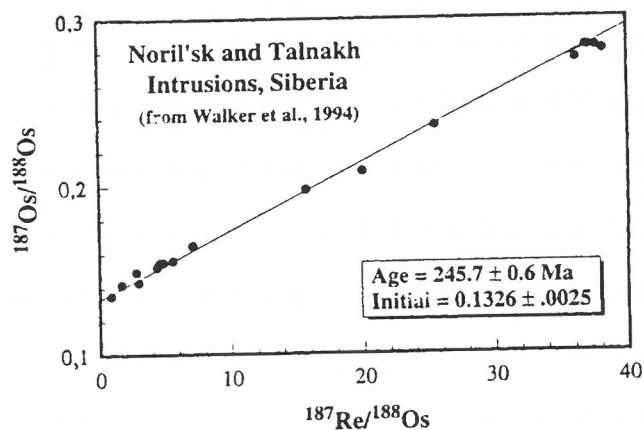


Рис. 2. Использование Re-Os хронометра для датирования магматических Cu-Ni сульфидных руд и получения информации о происхождении продуктивных ультрамафических и мафических последовательностей

образцов архейского возраста. В этом случае любая адсорбция Re не является проблемой, т. к. вторичные прорастания составляют часть образца анализируемого молибденита.

В настоящее время для Re-Os лабораторий отсутствуют стандартные материалы, удостоверенные NIST (Национальный Институт Науки и Техники). Чтобы контролировать воспроизводимость возраста, используется молибденитовый порошок (HLP-5) как внутрилабораторный стандарт. Стандарт молибденита HLP-5 изготовлен из пробы месторождения Хуанглонгпу, находящегося в восточной части молибденитового пояса Квиндинг, Шанхайская область, Китай. Концентрации Re и ^{187}Os в нем составляют приблизительно 285 ppm и 660 ppb соответственно. Первые семь анализов (рис. 1) этой пробы дают точный возраст $221,5 \pm 0,3$ млн. лет, или 0,15% (2-сигмы). Полученный возраст в 221,5 млн. лет хорошо согласуется с другими радиометрическими возрастными региона, а также с геологическими и тектоническими данными.

Re-Os изохроны для сульфидов и оксидов обеспечивают получение не только возрастной информации, но и сведений о начальном соотношении $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ и длительности истории существования минерализации.

Коровые породы характеризуются очень высокими Re/Os по сравнению с Re/Os в мантии Земли или ядре. При высоком Re/Os в резервуаре со временем становится выше и $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$. Знания возраста и источника важны в подготовке разумных и успешных поисковых моделей. Кроме того, $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ может отражать локальные процессы, участвующие в образовании или в растворении руд. Оно может использоваться также, чтобы проследить источник контаминации в окружающей геологической среде.

Полученные авторами Re-Os данные, основанные на молибдените, показывают, что молибденит остается полностью сохранившимся хронометром, даже после его участия в региональном метаморфизме и деформации.

Норильский тип Cu-Ni месторождений. Один из самых больших наборов Re-Os данных приведен в работе Уолкера с сотрудниками (Walker et al., 1994). Он получен при изучении магматических Cu-Ni сульфидных руд и связанных с ними ультрамафических и мафических пород Норильска. Определенный Re-Os изохронный возраст $245,7 \pm 0,6$ млн. лет (рис. 2) подтверждается возрастом $251,2 \pm 0,3$ млн. лет, полученным U-Pb методом по циркону и бадделейту из ассоциирующих базальтов сибирских траппов. В дополнение к возрастной информации Re-Os анализы интрузий и руд из Норильского и Талнахского месторождений устанавливают начальный состав $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$, который в комбинации с другими изотопными данными (Pb, Nd) указывает на чисто мантийный (без существенных добавок корового вещества) их источник, напоминающий источник океанских островных базальтов (OIB) типа гавайских. На основании этого делается вывод, что образование норильских рудоносных интрузий связано с существованием горячей точки, обеспечивающей получение расплавов в первичной мантии. Мантийные плюмы зарождались на границе ядро — мантия и поднимались, производя большеобъемный магматизм и связанные с ним Cu-Ni месторождения. Возможно, уникальная мантия характеризовалась первичной стратификацией Re и Os.

Молибденитовые месторождения типа Клаймакс. Анализировались сульфидные и оксидные минеральные ассоциации молибденитового рудного тела месторождения Маунт Эммонс, штат Колорадо. Полученный Re-Os возраст $16,75 \pm 0,31$ млн. лет находится внутри интервала 15,0—18,4 млн. лет для K-Ar возрастов ($n=7$), определенных по биотиту и серициту.

Архейские золото-молибденитовые месторождения типа Лоде. Четыре образца молибденита финских золоторудных месторождений Куиттила и Кивисуо показали одинаковый Re-Os возраст, который соответствует возрастам (от 2745 до 2800 млн. лет), полученным для тоналита куиттила U-Pb, Rb-Sr и Sm-Nd методами. В то же время, три пиритных скола, взятых из того же самого образца, что и один из молибденитов, дали возрастную изохрону 2607 ± 47 млн. лет. На основании этого возраст золотой минерализации финских месторождений оценивается примерно в 2607 млн. лет, что совместимо со временем (около 2600 млн. лет) «позднезолотой» минерализации других архейских кратонов.

Скарновые Mo (W) руды в российской Карелии. Небольшие скрановые молибден-вольфрамовые месторождения связывались со смежным гранитным массивом Салми, возраст которого составляет около 1150 млн. лет. Однако результаты Re-Os определений показали более сложную картину. Re-Os датирование шести молибденитов из района Питкаранта и двух молибденитов, ассоциирующих с недатированным гранитным пегматитом, указывают, что по крайней мере Mo-W часть скарнов связана с позднесвекофенским гранитным магматизмом (около 1800 млн. лет). Анализ молибденита из жилы топазсодержащего гранита дал более молодой (около 1550 млн. лет) возраст, соответствующий возрасту батолита Салми.

Золото-молибденитовые месторождения зон скалывания (Shear-Hosted). В Чехии Re-Os возрасты были определены по молибдениту из месторождений Петраковой и Касперской гор. Четыре определения Re-Os возраста золото-молибденитовой минерализации Петраковой горы, где широко проявлены герцинские плутоны, показали диапазон от $342,1 \pm 1,5$ до $348,5 \pm 1,6$ млн. лет. Три Re-Os определения для золотого месторождения Касперской горы также показывают герцинский возраст ($342,4 \pm 1,5$ — $345,3 \pm 1,9$ млн. лет), хотя герцинские плутоны здесь не известны в пределах 10-километрового радиуса.

В поясе Каролина Слейт Re-Os возрасты были получены для молибденитов из золотых рудников Хайл и Ридгевей. Золото-молибденитовые месторождения ассоциируют с вулканосадочными, переходящими в вулканиты породами, сформировавшимися в период от неопротерозойского до среднекембрийского времени. Многие исследователи отстаивают метаморфическое образование золотых руд во время протерозойской (таконской) орогении. Однако Re-Os систематика по молибдениту дает неопротерозойский возраст (около 555 млн. лет) и поддерживает представление, что молибденит (и золото) отлагались в период неопротерозойского фельзического магматизма. Это исследование подтверждает возможность Re-Os датирования по молибдениту в образованиях, претерпевших многократные эпизоды метаморфизма и деформации.

В Норвегии Re-Os возрасты были определены для двух молибденитов из Cu-Mo-W-Au рудника Антоинетти в поясе Мьюоза-Ванем. Полученные результаты показали, что Au (Mo) минерализация более ранняя (около 1700 млн. лет), чем широко принятые возрасты (около 900—1000 млн. лет) для пояса Мьюоза-Ванем.

В заключение можно сделать вывод, что Re-Os система — единственный инструмент, который освещает временную, генетическую и металлогеническую хронологию для широких спектров сульфидов и оксидов, непосредственно датируя рудные минерализации и рудообразующие процессы. Re-Os возраст молибденита сохраняется при последующих тепловых и деформационных событиях. Возраст, источник и металлогеническая хронология дают необходимую информацию, чтобы успешно разделять продуктивные и непродуктивные системы.

Интересная монография*

И.Н.ТОМПСОН (ИГЕМ РАН)

Весьма актуальная и имеющая фундаментальное значение тема была рассмотрена в монографии коллектива авторов ЦНИГРИ «Условия формирования и основы прогноза крупных золоторудных месторождений». Параллельно развиваются исследования по международному проекту № 354 «Промышленные суперконцентрации металлов в литосфере», поддержанному ЮНЕСКО. Эти же проблемы обсуждались в 1997 г. на конференции в Горном Институте в Санкт-Петербурге и на международной конференции 1998 г. в Балларате (Австралия). Столь широкий международный интерес к проблеме образования крупных месторождений полностью оправдан исключительным значением суперкрупных месторождений в экономике. Анализ данной сложной проблемы целесообразно проводить на материалах отдельных типов полезных ископаемых, как это и было сделано в рецензируемой работе, где основное внимание уделено крупным месторождениям золота. При этом авторы опирались на материалы собственных исследований, проведенных на крупных месторождениях золота Востока России.

Главы монографии посвящены решению самостоятельных задач: от вопросов региональной позиции к моделям крупных месторождений и методике прогноза крупных рудных объектов.

Авторы приводят основные данные по крупным месторождениям золота мира; оценивают временные интервалы их формирования, носящие отчетливо дискретный характер. Интересна корреляционная связь между максимумами угленакпления и образования крупных месторождений золота. Дополнительные результаты, близкие к данной проблеме, получены в последнее время В.В.Серединым, изучившим условия образования и распределения благородных металлов в углях.

Новые данные позволяют пересмотреть модель формирования сверхгиганта Витватерсранд. Привлечены и другие аспекты мирового опыта для изучения моделей формирования крупных месторождений золота. Эти материалы систематизированы и использованы при дальнейшем анализе собственных материалов. Развивается плодотворная идея о связи структурообразования с воздействием тепловых потоков.

Обзор мирового опыта позволил авторам сформулировать критерии, сопутствующие образованию крупных концентраций металла в месторождениях. Приведены геодинамические условия, в которых формируются золоторудные месторождения и созданы типовые модели месторождений, характерных для разных обстановок. Во вводных разделах не выделено места для оценки размеров локальных рудоносных территорий в ряду рудный район — узел — поле с тем, чтобы далее выделить разномасштабные структуры, контролируемые эти рудоносные площади.

Фактический материал изложен в лаконичной форме с акцентом на обоснование главных критериев, определяющих формирование крупных рудных объектов.

Меньше внимания уделено очаговым структурам, особенностям их развития во времени и месте рудных полей в их пределах. Большого внимания заслуживают также рифтогенные структуры как рудофокусирующие дислокации.

Обобщение обширного фактического материала позволило авторам подвести итог в форме обоснования факторов, определяющих локализацию крупных место-

рождений. Необходимо признать, что не смотря на общее внимание к этой проблеме достигнутый прогресс пока весьма ограничен и выражен в общих положениях. Авторам удалось достичь определенного прорыва при движении к главной цели благодаря тесному комплексированию различных признаков и привлечению данных о глубинном строении на основе геофизических материалов. Последнее позволило установить, что многие крупные объекты расположены над линзами базификации.

Заключительная глава посвящена вопросам прогноза крупных месторождений золота. Авторы опираются на те факторы прогноза подобных объектов, которые могут быть получены при анализе обычных геологических и геофизических карт. Был сделан отбор признаков, сопутствующих только крупным месторождениям.

Интересен выдвинутый авторами тезис о существовании оксидной и сульфидной пар месторождений. Подобные ассоциации установлены и для оловянных, вольфрамовых и медно-порфириковых месторождений, где они однако тяготеют к материнским интрузивам, образуя разноглубинные ярусы оруденения. Последние сложены рудами трех типов: недифференцированными, нередко грейзеновыми в нижнем ярусе и кварцевыми и сульфидными дифференциатами в верхних ярусах.

Полностью обосновано представление о роли рудоподготовительного этапа. Последний, по нашему мнению, представлен углеродизацией и сульфидизацией вмещающих толщ тонкодисперсным золотом в зонах смятия.

Ряд критериев авторы связывают с конкретными типами месторождений, хотя некоторые из них могут иметь универсальное значение. Так, например, повышенная восстановительность условий рудообразования действительно сопутствует крупным месторождениям разного типа. По нашим данным, это связано с геохимическими барьерами — поперечными рудоконцентрирующими разломами, являющимися каналами миграции восстановленных флюидов.

Нельзя не согласиться с авторами в том, что условия растяжения являются одним из благоприятных условий рудообразования. Рифтогенными структурами нередко контролируется положение металлогенических зон.

Успешным был также опыт привлечения нетрадиционного приема анализа глубинно-плотностного строения недр на основе геофизических данных, которые позволили выделить дополнительные критерии условий локализации оруденения. На этой основе сделаны попытки установить структурный контроль рудных узлов и полей. Здесь заслуженно подчеркивается роль длительно действующих очаговых и особенно термокупольных структур.

Оценивая работу в целом, необходимо отметить, что авторским коллективом сделан фундаментальный вклад в науку посредством анализа условий образования крупных месторождений золота. Хотя выдвинутые положения нуждаются в дальнейшей разработке и конкретизации, рецензируемая работа безусловно заслуживает высокой оценки и принесет большую пользу при прогнозе рудных объектов.

* Условия формирования и основы прогноза крупных золоторудных месторождений / Под ред. Д.И.Горжевского, М.М.Константинова. — М.: ЦНИГРИ, 1997.

Гранитоиды Большого Кавказа*

В.В.ЛЯХОВИЧ (Институт литосферы РАН)

Книга написана одним из ведущих петрографов Грузии профессором Г.Л.Одикадзе и посвящена всесторонней характеристике гранитоидов Большого Кавказа — региона, насыщенного гранитоидами разнообразного возраста, генезиса, состава и рудоносности. В книге дана исчерпывающая характеристика петрографических, петрохимических и геохимических особенностей разновозрастных гранитоидов Большого Кавказа и Дзирульского кристаллического массива.

По геохимическим и металлогеническим особенностям среди изученных гранитоидов выделяются две большие группы пород — герцинские и позднеальпийские. Они и характеризуются максимальной для Большого Кавказа продуктивностью в отношении эндогенной металлогении. Среди рудных месторождений наиболее развиты месторождения таких цветных металлов, как молибден, вольфрам, медь, свинец, цинк и сурьма, пространственно связанные разновозрастными гранитоидами. Вольфрам при этом носит характер сквозного металла, потому что его месторождения и рудопроявления встречаются и в палеозое, и в мезозое, и в конце кайнозоя.

Региональная особенность изученных гранитоидов — стерильность пород в отношении фтора — важнейшего элемента-транспортера рудных и редких элементов в эндогенных условиях. Его среднее содержание в гранитоидах почти в 1,5 раза ниже кларка для кислых пород. В этом автор усматривает одну из причин отсутствия на Большом Кавказе сколько-нибудь значительных редкометалльных месторождений и редкометалльных гранитных пегматитов.

Содержание редких и рудных элементов в изученных гранитоидах обычно кларковое, иногда ниже. Более того, известный на Северном Кавказе Эльджуртинский интрузив, тесно ассоциирующий в пространстве с Тырнеаузским вольфрамовым месторождением, характеризуется кларковыми, местами нижекларковыми содержаниями молибдена и вольфрама, что в известной мере позволяет искать источник вольфрама не в генетической связи с Эльджуртинским гранитом, а с другим, самостоятельным, возможно, мантийным источником. Не только Эльджуртинский, но и вообще гранитоиды не могли служить прямым источником вольфрама и других металлов хотя бы потому, что эти породы сами обязаны своим возникновением другим, более древним породам субстрата. При образовании крупных по масштабу и уникальных по содержанию металлов месторождений реальными источниками рудного вещества могли служить существовавшие ранее месторождения и древние россыпи рудных минералов. Поэтому автор склонен думать, что без участия экзогенных процессов не могли образоваться эндогенные месторождения. В единстве экзо- и эндогенных процессов следует искать решение проблемы источника рудного вещества.

В работе приведены разработанные автором геохимические поисковые критерии редкометалльности гранитных пегматитов, которые успешно используются не только на Кавказе, но и в США, Португалии, Мозамбике и в странах СНГ. Например, изучение содержаний ниобия и тантала в мусковитах из пегматитов и установление соотношения этих металлов (Nb/Ta) 2—3 и ниже следует считать надежным геохимическим признаком танталоносности пегмати-

тов, т.е. в пегматитах следует ожидать появления собственных минералов тантала.

На примере гидротермальных сульфидных месторождений Северной Африки и Кавказа впервые сделана попытка использовать геохимические особенности распределения K, Rb и Cs в кварц-серицитовых метасоматитах (серицитолитах) для поисков сульфидных руд цветных металлов. Дело в том, что в серицитолитах вблизи рудных тел K/Rb составляет 1 и ниже, тогда как вдали от рудных тел (50 м и более) оно составляет 10—15 и более. Если это подтвердится и на других месторождениях, то геологи смогут значительно повысить эффективность поисковых работ.

Установлена зависимость между содержанием фтора и бора, с одной стороны, и редких и рудных элементов — с другой. Чем больше содержание в биотите фтора, тем выше в нем содержание олова, рубидия, тантала, и наоборот.

В отличие от фтора бор на Большом Кавказе характеризуется более высокими содержаниями, о чем свидетельствует не только широкое развитие турмалина (шерл) в гранитах и сланцах, но и наличие в ряде районов зон Главного и Передового хребтов датолитовых месторождений.

Эльджуртинский интрузив порфировидных биотитовых гранитов, пожалуй, единственное интрузивное тело не только на Большом Кавказе, прослеженное подземными горными выработками и буровыми скважинами до столь внушительной глубины (почти 6 км). По структурным и текстурным особенностям, минеральному составу, геохимическим особенностям (за крайне редким исключением геохимии лития и цезия), а также по характеру зональности плагиоклаза это интрузивное тело обладает монотонным геологическим строением. Почти на всю 6-километровую глубину практически все особенности гранита полностью сохраняются. В этом отношении Эльджуртинский интрузив представляет собой уникальное образование. Кстати, забой скважины на отметке 4 км от устья остановлен точно в таком же порфировидном граните, на глубине 2,3 км от устья был пересечен мощный водоносный горизонт с температурой воды на забое 270°C, что подтверждает мнения московских геофизиков о наличии под Эльбрусом магматического очага.

Среди калиевых (микроклиновых) гранитов Большого Кавказа и Дзирульского массива выделяются две группы пород, отличающиеся друг от друга не только петрографически, петрохимически, геохимически и металлогенически, но и генетически, т.е. механизм образования — магматический и метасоматический. Их объединяет общность очага. Метасоматические порфиробластовые микроклиновые граниты возникли раньше магматических гранитов и представляют собой продукты деятельности постмагматического высокотемпературного калиевого метасоматоза. Они практически стерильны в отношении оруденения и бесперспективны с точки зрения рудных месторождений. В них K/Rb и Rb/Cs всегда выше по сравнению с магматическими микроклиновыми гранитами.

Книга представляет несомненный интерес для геологов, интересующихся магматической геологией Большого Кавказа.

* *Одикадзе Г.Л.* Гранитоиды Большого Кавказа. — Тбилиси: Мецниерба, 1998.

История геологического образования и развития геологии Сибири в биографиях профессоров Томского государственного университета*

Ю.В.УТКИН

Ярким событием в 120-летней истории Томского гос-университета стал выход двух томов Биографического словаря «Профессора Томского университета», подготовленного под руководством доктора исторических наук, профессора С.Ф.Фоминых. В словаре приведено около 300 биографий профессоров, преподававших, начинавших преподавать, работавших по совместительству или же прикомандированных к Томскому университету в 1888—1917 (т. 1) и 1917—1945 (т. 2) гг. По сути, это биография тех, кто организовал и развивал высшее образование и научные исследования на огромной территории России, расположенной к востоку от Урала.

Авторский коллектив, состоящий из опытных историков, аспирантов (С.Ф.Фоминых, С.А.Некрылов, Л.Л.Берцун, А.В.Литвинов, Е.В.Луков, Д.Н.Шевелев, В.С.Хмельницкий), и солидная редакционная коллегия, опираясь на помощь и поддержку коллег, архивистов, проделали колоссальную работу по сбору фактического материала в архивах, музеях, библиотеках Томска, Новосибирска, Москвы, Петербурга.

Достойное место в словаре заняли биографии профессоров-геологов, стоявших у истоков геологического образования Сибири, отсчет которого ведется с открытия в 1888 г. кафедры минералогии с геологией и палеонтологией в Томском университете — первом высшем учебном заведении на азиатской территории России.

Каждому из 16 профессоров посвящена отдельная статья, содержащая подробные сведения. Фамилия, имя, отчество, дата и место рождения и смерти, профессором какой кафедры состоял, социальное происхождение, данные об окончании среднего и высшего учебного заведения, о приговлении к профессорскому званию, присвоении ученых степеней и званий с указанием времени и темы защищенных диссертаций, почетных степеней и званиях, присуждении государственных и иных премий, откуда прибыл, время работы в университете и порядок прохождения службы, куда выбыл. Для каждого приведена подробная характеристика педагогической, научной и общественной деятельности, дан перечень дореволюционных и советских наград (орденов, медалей), указан чин в «Табеле о рангах», перечислены в хронологическом порядке наиболее значимые научные труды. Завершаются статьи указанием источников и публикаций о жизни и деятельности профессоров.

К чести авторов, они не ограничились работой только с архивными материалами, а встречались или вели переписку с родственниками, сослуживцами, учениками профессоров. Это позволило уйти от сухого воспроизводства служебного формуляра, перечисления заслуг, званий и премий, ярко и образно рассказать о каждом. Перед читателем предстают представители вузовской элиты, увлеченные, преданные своему делу, но вместе с тем, находящие время для активной общественно-просветительской деятельности и даже для занятий, не связанных с геологией.

Так, Заслуженный деятель науки РСФСР профессор В.А.Хахлов «тонко и глубоко знал и ценил музыку и живопись. Обладая приятным лирическим тенором и с удовольствием пел старинные русские романсы под аккомпане-

мент своего друга профессора Г.Г.Григора, обнаруживая прекрасный вкус в выборе репертуара. Его картины с изображением сибирской природы неоднократно выставлялись в залах Томска. Увлекался выращиванием в открытом грунте роз, томатов и других культурных растений, посвятив им специальные исследования». Интеллигентно-мозга костей профессор Н.Н.Горностаев, владевший английским, немецким, французским языками, читавший на итальянском, испанском, латинском, был большим гурманом, «умел сам вкусно готовить и нередко учил этому студентов-практикантов».

Подобные краткие, но удивительно точные живые характеристики выгодно отличаются Библиографический словарь от аналогичных изданий.

Историю становления геологического образования в Томском университете можно разделить на три периода, в каждом из которых принимали активное участие первые профессора-геологи. 1888—1917 гг. — преподавание кристаллографии, минералогии и геологии студентам медицинского факультета (ординарный профессор А.М.Зайцев, исполняющий должность экстраординарного профессора П.П.Пилипенко, прикомандированный к Томскому университету). 1917—1930 гг. — подготовка специалистов-геологов на естественном (с 1923 г. геолого-географическом) отделении физико-математического факультета (профессор С.М.Курбатов, профессора-совместители из Томского технологического института М.К.Коровин, А.В.Лавровский, М.А.Усов, Ф.Н.Шахов, исполняющий должность экстраординарного профессора А.А.Полканов, прикомандированный к ТГУ). 1931—1945 гг. — подготовка специалистов на самостоятельном геолого-почвенно-географическом (с 1939 г. геолого-почвенном) факультете (профессора И.К.Баженов, А.Я.Булынников, Н.Н.Горностаев, Ю.А.Кузнецов, А.М.Кузьмин, М.И.Кучин, Б.Ф.Сперанский, В.А.Хахлов).

В биографических статьях приведены исчерпывающие сведения об участии профессоров Томского университета в организации геологической службы Сибири и планомерном изучении геологического строения региона. Составление геологических карт, в т.ч. и на территории, являющиеся белыми пятнами, открытие десятков месторождений, проведение многочисленных изыскательских работ... По сути, это были первые исследования, а потому их подробное и хронологическое описание в биографиях профессоров представляет несомненный интерес для изучающих историю геологии.

Кроме интересного содержания, Словарь отличается высоким полиграфическим качеством. Твердый переплет с рельефным тиснением с фотографиями главного корпуса Томского университета, использование различных типов шрифтов, фото каждого профессора, сопровождающее биографию — все выдержано в едином академическом стиле.

В заключение следует отметить, что авторский коллектив в настоящее время работает над подготовкой еще двух томов Биографического словаря с описанием периодов 1945—1980 гг. (т. 3) и с 1980 г. по настоящее время (т. 4), издание которых планируется в ближайшее время.

*Фоминых С.Ф., Некрылов С.А., Берцун Л.Л. и др. Профессора Томского университета. Биографический словарь. Вып. 1: 1888—1917. — Томск: Изд-во Томского университета, 1996.

Фоминых С.Ф., Некрылов С.А., Берцун Л.Л., Литвинов А.В. Профессора Томского университета. Биографический словарь. Т. II. 1917—1945. — Томск: Изд-во Томского университета, 1998.

ПАМЯТИ АЛЕКСАНДРА НИКОЛАЕВИЧА ЕРЕМЕЕВА

18 мая 1999 г. на 80-м году жизни после тяжелой болезни скончался Александр Николаевич Еремеев, крупный ученый и организатор, доктор геолого-минералогических наук, профессор, Заслуженный деятель науки и техники РСФСР, Почетный разведчик недр, Почетный академик Российской Академии естественных наук и Международной Академии минеральных ресурсов. С 1970 по 1994 г. А.Н.Еремеев руководил Всероссийским научно-исследовательским институтом минерального сырья им. Н.М.Федоровского (ВИМС).

Родился Александр Николаевич 20 февраля 1920 г. в Москве. Высшее образование получил в Московском геологоразведочном институте им. С.Орджоникидзе, окончив его в 1949 г. В годы Великой Отечественной войны, работая в Государственном союзном геофизическом тресте, участвовал в выявлении нефтяных месторождений в восточных районах Русской платформы. В послевоенные годы возглавил производственный геологический отдел Главгеофизики Министерства геологии СССР, а с 1953 по 1959 г. работал главным геофизиком предприятия «Висмут» в Германии. Под его руководством была существенно усовершенствована система радиометрического обогащения руд.

С 1959 г. началась деятельность А.Н.Еремеева в ВИМС, где он инициировал разработку научно-методических основ и технико-технологических комплексов глубинных поисков урановых месторождений. Внедрение этих разработок в практику привело к открытию крупных рудных районов в Казахстане и на Украине.

В 1966 г. А.Н.Еремеев был назначен заместителем директора института по научной работе, а через четыре года стал директором ВИМС и бессменно занимал этот пост вплоть до декабря 1994 г. Несмотря на обилие организационных обязанностей, А.Н.Еремеев руководил и непосредственно участвовал в комплексных исследованиях по применению математических методов и ЭВМ с целью прогноза, поисков и оценки месторождений.

В течение ряда лет Александр Николаевич занимался проблемой гелиеносности земной коры. По его инициативе были развернуты работы по площадной гелиевой съемке. Картирование выявило ранее неизвестную закономерность, заключающуюся в том, что распределение повышенных концентраций свободного (подвижного) гелия зависит от глубинных, в т. ч. и рудоносных разломов земной коры. Результаты изучения гелиеносности признаны научным открытием, которое в 1969 г. было зарегистрировано с формулировкой: «Закономерность распределения концентраций гелия в земной коре».

Трудно переоценить роль А.Н.Еремеева в развитии ВИМС и в укреплении его позиции в качестве головного института отрасли, комплексно решающего сложные проблемы расширения и качественного совершенствования минерально-сырьевой базы страны по ряду ведущих видов полезных ископаемых. С его участием, а с 1979 г. и под его председательством при институте действовал Координационный научно-технический совет по решению важнейших проблем в области геологии, методики поисков и разведки месторождений урана (КНТС). Работа КНТС внесла существенный вклад в дело создания прочной минерально-сырьевой базы отечественной атомной промышленности.

Постоянное внимание А.Н.Еремеев уделял организованным при ВИМС научно-методическим советам по аналитическим, минералогическим и технологическим методам исследования минерального сырья. Деятельность этих советов существенно повысила качество лабораторных исследований, выполняемых в различных организациях отрасли.

Много сил А.Н.Еремеев вложил в создание и развитие опытно-производственной базы института — Комплексной экспедиции ВИМС в г. Наро-Фоминск. В экспедиции были созданы комплекс для укрупненных технологических испытаний руд, современная минералого-аналитическая лаборатория, опытное производство по конструированию и выпуску малых серий лабораторного и технологического оборудования, вычислительный центр.



Поражает удивительная работоспособность Александра Николаевича, который помимо основной деятельности по руководству огромным коллективом института выполнял массу других обязанностей и поручений. Он избирался в состав Октябрьского районного совета депутатов трудящихся Москвы, возглавлял секцию редакционно-издательского совета Министерства геологии СССР, был членом секции РИСО «Атомиздат», активно участвовал в работе редколлегий журнала «Советская геология» и межведомственного Совета по геохимическим методам поисков спецсекции НТС Мингео СССР. В 1984 г. под его руководством ВИМС провел сложнейшую работу, участвуя в организации XXVII сессии Международного геологического конгресса в Москве. А.Н.Еремееву принадлежат более 100 научных работ. Им подготовлено 16 кандидатов наук, многие из которых позднее защитили докторские диссертации, стали крупными учеными и руководителями геологических организаций.

А.Н.Еремеев был крупным ученым и обладал выдающимся талантом организатора. Это был по-настоящему Государственный человек и патриот своей страны.

Заслуги А.Н.Еремеева в укреплении минерально-сырьевой базы страны и в развитии геологической науки высоко оценены. Он награжден орденами Ленина, Трудового Красного Знамени, Знак Почета, Дружбы народов, Почетной грамотой Президиума Верховного Совета РСФСР и медалями. Правительство Германской Демократической Республики наградило его орденом «Знамя труда». А.Н.Еремеев — лауреат премий Совета Министров СССР и Министерства геологии СССР. Он до последних дней работал в институте, активно участвуя в решении крупных проблем научно-методического обеспечения геологоразведочных работ отрасли. Особо следует отметить его выдающийся вклад в создание фундаментального многотомного справочника «Минеральное сырье», который за короткое время стал настольной книгой геологов.

Уход из жизни А.Н.Еремеева — большая потеря для коллектива ВИМС и геологической отрасли в целом. Светлая память о нем, прекрасном человеке, большом ученом, энергичном и мудром руководителе навсегда сохранится в сердцах друзей, коллег, учеников, всех, кто его знал.

*Коллегия Министерства природных ресурсов РФ
Ученый Совет ВИМС
Редколлегия журнала*

ПАМЯТИ АПОЛЛОНА ЕФИМОВИЧА ЛИСИЦЫНА

2 августа 1999 г. на 72-м году ушел из жизни известный ученый, крупный специалист в области геологии и прогнозирования эндогенных месторождений бора, главный научный сотрудник Всероссийского научно-исследовательского института минерального сырья им. Н.М.Федоровского, доктор геолого-минералогических наук, профессор, действительный член Международной Академии минеральных ресурсов, Почетный разведчик недр, Заслуженный геолог Российской Федерации Аполлон Ефимович Лисицын.

А.Е.Лисицын родился 28 мая 1928 г. в г.Киеве. В 1952 г. после окончания геологоразведочного факультета Московского геологоразведочного института поступил на работу в ВИМС и плодотворно трудился в нем 47 лет. С 1976 г. он руководил отделом бора, фтора, слюды, асбеста и хрома; с 1987 по 1998 гг. возглавлял сектор бора и слюды.

В 1952—1954 гг. Аполлон Ефимович в составе Ферганской экспедиции института занимался геологической съемкой и поисками урановых руд в Восточном Саяне. С 1954 по 1957 гг. проводил исследования по пьезокварцу на Южном Урале, которые завершилось защитой кандидатской диссертации. В 50-е годы отечественная промышленность ощутила острый дефицит в борном сырье и с 1958 г. научные интересы А.Е.Лисицына сконцентрировались на проблеме генезиса и прогноза эндогенного борного оруденения. Углубленное изучение бороносности различных территорий СССР привели к созданию современной формационно-генетической систематики месторождений бора и научных основ прогнозирования, поисков и оценки борного оруденения. Эти теоретические разработки легли в основу определения потенциальной бороносности территорий, выделения перспективных площадей для поисков и направления геологоразведочных работ. При его непосредственном участии был оценен ряд районов в различных регионах страны и выделено два из них с уникальным борным оруденением.

В последние годы А.Е.Лисицын активно участвовал в выполнении крупной и сложной работы по переизданию справочника «Минеральное сырье», 102 выпуска которого вышли из печати в 1997—1999 гг. Являясь членом редакционной коллегии, Аполлон Ефимович осуществлял координацию работ и научное редактирование текстов выпусков.

Все направления научной деятельности А.Е.Лисицына отражены в многочисленных статьях (более 100), опубликованных в ведущих научных журналах и сборниках, в 7 монографиях, среди которых следует отметить «Геологические основы поисков эндогенных месторождений бора» (1974 г.), «Поиски, разведка и оценка месторождений бора» (1983 г.), «Минералогия бора» (1998 г.). Он активно пропагандировал свои достижения на различных международных и отечественных форумах.

Как научный куратор по борному сырью в Министерстве геологии СССР, а затем в Министерстве природных ресурсов РФ, экспертом ГКЗ СССР и высококвалифицированный специалист, А.Е.Лисицын принимал участие в работе многочисленных комиссий, советов и экспертных групп по оценке состояния и перспектив развития сырьевой базы страны по борному и другим видам минерального сырья, определению направлений поисковых и разведочных работ на бор. Он постоянно оказывал содействие геологическим производственным организациям, нередко с выездом на места, в решении методических и научных проблем, связанных с поисками, оценкой и разведкой различных объектов борного, вольфрамового и других типов эндогенного оруденения.

Немалая часть исследований А.Е.Лисицына носила комплексный характер, что определяло его тесное сотрудничество с коллективами специалистов различного профиля - геологами, минералогами, химиками, физи-



ками, технологами, разработчиками специальной аппаратуры, не только из ВИМС, но и из ИГЕМ, ИМГРЭ, ВНИИЯГГ, ЦНИИгеолнеруд, НИУИФ, ГИГХС, ОАО «БОР», других институтов и производственных организаций.

В течение многих лет Аполлон Ефимович был членом Ученого совета НИИ минерального сырья и заместителем председателя секции Ученого совета по прогнозированию месторождений черных, цветных, легирующих металлов и неметаллического сырья; работал в составе Специализированных советов ВАК при ВИМСе, ИМГРЭ и МГРИ (МГГА) по присуждению ученых степеней докторов и кандидатов наук.

А.Е.Лисицын активно участвовал в воспитании научных кадров; под его руководством были подготовлены и успешно защищены 7 кандидатских диссертаций.

На протяжении всей трудовой деятельности Аполлон Ефимович умело совмещал научные исследования с активной научно-организационной и общественной работой. Многочисленные обязанности и поручения он выполнял в соответствии со своей высокой человеческой культурой, большой требовательностью к себе и ответственностью за порученное дело. Будучи человеком необычайной доброжелательным, тактичным и отзывчивым, Аполлон Ефимович с большим вниманием относился ко всем вопросам и просьбам, с которыми к нему часто обращались коллеги.

Заслуги А.Е.Лисицына в развитии и укреплении минерально-сырьевой базы страны получили высокую оценку. Он награжден четырьмя медалями, удостоен звания Лауреата премии Министерства геологии СССР.

А.Е.Лисицын ушел из жизни, не завершив многое из намеченных планов. Светлая память об Аполлоне Ефимовиче замечательном человеке и крупном ученом надолго сохранится в памяти и сердцах его коллег, друзей и знакомых.

*Коллегия Министерства природных ресурсов РФ
Ученый Совет ВИМС
Редколлегия журнала*

О чем писал наш журнал

40 лет назад *А.И.Имшенецкий* для выяснения условий концентрации алмазов в аллювиальных отложениях провел серию опытов в гидрологических лотках, в которых задавались разные скорости течения воды, соответствующие скоростям течения рек, образующих россыпи алмазов. В первой серии опытов выяснялся характер обогащения аллювия тяжелой фракцией при размывающих скоростях течения; во второй — условия концентрации зерен тяжелой фракции при транспортировке их в смеси в кварцевым материалом, в третьей — условия аккумуляции зерен лимонита и кварца за отдельными препятствиями на дне потока. В результате эксперимента показано, что избирательная аккумуляция зерен тяжелых минералов (в т.ч. и алмазов) осуществляется как при размыве речных отложений, так и при их аккумуляции. Такие условия существуют на нижних участках плёсов рек выше островов и аккумулятивных перекатов. Наиболее активно концентрация тяжелых минералов протекает в пределах донных завихрений воды, образующихся между небольшими валунами поверхностного слоя аллювия.

А.И.Дюков провел обзор программы и докладов Всесоюзной геофизической конференции (Ленинград, февраль 1959 г.), в работе которой приняли участие около 1000 специалистов. Представленные на конференции доклады и их обсуждение показали, что для повышения эффективности геофизических исследований необходимо реализовать следующие направления научно-исследовательских работ: разработка и внедрение современной геофизической аппаратуры; расширение комплекса аэрогеофизических работ; развитие принципиально новых видов геофизических исследований; внедрение счетно-решающих устройств, необходимых для интерпретации геофизических данных; изучение глубинного строения земной коры и фундамента платформ; поиски геофизическими методами нефтегазовых структур.

Большое внимание участники конференции уделили важнейшим прикладным вопросам: поискам скрытых рудных тел и повышению глубинности геофизических работ; расширению комплекса методов, используемых при изучении рудных месторождений; развитию методики и техники сейсморазведки; усовершенствованию методов интерпретации гравитационных и магнитных аномалий, а также расширению возможностей изучения межскважинного и межвыработочного пространства.

Е.А.Радкевич проанализировала факторы зональности применительно к различным категориям рудных объектов. По ее мнению, зональность рудных провинций обусловлена первичной неоднородностью земной коры в отношении распределения различных элементов и закономерностями размещения металлогенически специализированных интрузивов разных типов. Зональность рудных поясов (металлогенических зон) проявляется в поясовом распределении различных рудных элементов сложных полиметалльных рудных провинций и отражает различное геологическое строение и различную историю развития отдельных тектоно-магматических зон. Зональность рудных районов связана с закономерным размещением различных по температуре образования месторождений относительно длительно действующих магматических центров. Зональность рудных месторождений и отдельных жил обусловлена различными причинами и прежде всего неоднородностью температуры образования руд в различных концентрических зонах, окружающих остывающий интрузив, а также в последовательно развивающихся трещинах с неравномерным распределением различных минеральных стадий с минералами, образующимися из растворов меняющегося состава.

30 лет назад *М.Г.Валашко* рассмотрел проблему генезиса отложений боратов, связанных с месторождениями морских солей. На основе наблюдений на современных озерах и результатах опытов по сгущенности рассолов в естественных условиях показано, что накопление бора происходит на ко-

нечных стадиях сгущения рассолов морского генезиса. Часть бора может выводиться в осадок путем соосаждения и на других стадиях сгущения, но их в растворе всегда остается больше, чем удаляется в осадок. Отмечается отсутствие каких-либо геологических и других данных, доказывающих вулканогенный источник бора в известных месторождениях боратов, связанных с солями морского генезиса. *М.Г.Валашко* рекомендует проводить поиски месторождений боратов в отложениях крупных солеродных бассейнов сульфатного типа, в участках, где накоплены конечные фазы концентрирования морской воды. *Г.М.Власов* выделил Тихоокеанский сероносный пояс, приуроченный к внутренним вулканическим дугам Тихоокеанского кольца, сложенным преимущественно андезитами с преобладанием гиперстенной серии известково-щелочных пород. Существование родственных связей между самородной серой и рудами металлов открывает новые возможности для металлогенического прогнозирования в складчатых структурах, окаймляющих Тихий океан. В случае сильного вскипания перегретых гидротерм на более глубоких горизонтах серных месторождений могли образовываться золото-серебряные или ртутные руды. При отсутствии вскипания с самородной серой часто ассоциируются серноколчеданные руды.

Ф.В.Каминский описал битумы в докембрийских кимберлитах восточной окраины Сибирской платформы. Сравнение элементарного состава битумов, экстрагированных из кимберлитов и вмещающих пород, показало, что они отличаются только содержаниями гетероэлементов (O + N + S). Сделано предположение, что битумы кимберлитов и вмещающих осадочных пород имеют общий источник, а их скопление в кимберлитах обусловлено миграцией битумов по зонам повышенной проницаемости.

Г.И.Амурский, В.Г.Васильев и Г.А.Габриэлянц отнесли альпийские многоэосинклинали к самостоятельным областям погружения, отделенным от платформ и эвгеосинклиналей структурными барьерами. Авторы рассматривали их в качестве особых бассейнов газонфтеобразования. Оценка перспектив газонфтепродуктивности подобных структур проведена на основе анализа геотектонических, палеотектонических, структурных и литолого-формационных предпосылок. Выделен ряд площадей в Западном Копет-Дате, рекомендуемых для постановки разведочных работ.

20 лет назад *П.Ф.Иванкин и Г.П.Воларович* с соавторами проанализировали связи золото-серебряных месторождений континентальных вулканических поясов с кислыми субвулканическими интрузиями. Щелочно-водный рудоносный флюид, зародившийся на глубоких горизонтах (3—5 км) земной коры, по мере движения к поверхности и взаимодействия с вмещающей средой испытывал газово-жидкостную дифференциацию, что приводило к окончательному формированию рудоносного раствора. Условием концентрированного отложения металлов и образования рудных жил является дальнейшая дифференциация раствора внутри полостей трещин, что связывается авторами с эффектом дросселирования и удалением паровой фазы с повышением щелочности раствора. Многостадийность отложения руд объясняется пульсационным характером процесса кристаллизации обогащенного металлами остаточного высококонцентрированного щелочно-кремнивого раствора.

В.С.Мелик-Пашаев рассмотрел геологические факторы, обуславливающие возникновения аномально высоких пластовых давлений (АВПД) в нефтяных и газовых месторождениях. К их числу отнесены геотектонические процессы в структурах, осложненных грязевыми вулканами, диапиризмом, соляной тектоникой, наличие в разрезе мощных глинистых и галогенных толщ, а также дегидратация пород на больших глубинах. По мере дальнейшего погружения толщ и уплотнения пород-коллекторов существенное значение приобретает их трещиноватость и, возможно, проявление плас-

тических свойств пород. Познание природы АВПД весьма плодотворно для прогноза фазового состояния углеводородов на больших глубинах и рационального использования пластовых давлений при разработке нефтяных залежей.

В развитие дискуссии по проблеме геолого-экономической оценки месторождений полезных ископаемых Ю.А. Соколовский для измерения экономической эффективности геологоразведочных работ предложил систему натуральных, стоимостных и сводных показателей, увязанных с геолого-экономической оценкой месторождений. При этом учитывается влияние научного и производственного характера затрат и результатов геологоразведочных работ на определение их эффективности. Автором даны рекомендации по учету фактора времени и определению экономически допустимого предела затрат на поиски и разведку месторождений с учетом их стоимости на основе дифференциальной горной ренты. А.Я. Кацем на основе сопоставления результатов геолого-экономической оценки месторождения с применением дисконтирования как метода учета фактора времени и без него обосновывается ошибочность метода сложного процентирования, применительно к разработке кондиций на минеральное сырье.

А.И. Кривцовым и С.Т. Агеевой показана зависимость состава вулканогенно-плутонических ассоциаций (ВПА) меднопорфировых рудных районов от геотектонической позиции районов. В районах эпикратонного типа ВПА имеют субшелочной состав и несут существенно молибденовое оруденение. Районам эпимигмоэосинклинального типа отвечают магматические образования калинатрового состава, с которыми связано молибден-медное оруденение. Эпизевгосинклинальным районам принадлежат ВПА натровой специализации, несущие существенно медное оруденение. Соответствующие петрохимические характеристики ВПА в совокупности с другими данными могут служить достаточно надежной основой для выделения потенциально рудных районов.

А.Н. Шардановым и В.Е. Хаиным в качестве основного принципа составления тектонических карт нефтегазоносных бассейнов предложен принцип их районирования по времени накопления структурно-формационных комплексов, содержащих основные нефтегазоносные формации. Кроме времени их формирования необходимо также отражать степень изменения формационных комплексов (складчатость, катагенез, метаморфизм), которая в значительной мере определяет перспективы их нефтегазоносности.

Н.И. Буяловым, В.Н. Корниенко, И.П. Лаврушко разработана последовательность изучения закономерностей изменения величины запасов, прироста запасов и добычи нефти и газа с начала проведения геологоразведочных работ в районе. Выявленные тенденции использованы для определения уровней этих показателей на далекую перспективу. Описаны методические приемы определения начальных извлекаемых потенциальных ресурсов и запасов различных категорий и групп. Предлагаемые методические приемы позволяют проводить долгосрочное прогнозирование основных показателей нефтегазодобывающей промышленности как для старых районов, так и для развивающихся территорий.

А.С. Михайлов с соавторами охарактеризовали сырьевую базу природных цеолитов и технологическими исследованиями доказали высокую перспективность применения цеолитов для осушки газов, обезвреживания органических жидкостей, удаления вредных примесей из газообразных и жидких отходов промышленных производств, в качестве ионообменников и катализаторов, а также в сельском хозяйстве и других отраслях.

Г.В. Ручкиным и Ю.А. Синчуком с соавторами проведено специализированное на свинец и цинк металлогеническое районирование Северного и Западного Прибайкалья, отстроены ряды геологических и свинцово-цинковых рудных формаций, входящих в состав различных структурно-формационных (металлогенических) зон. Показано, что углеродсодержащие карбонатно-терригенные формации, вмещающие объекты колчеданно-полиметаллической формации, в т.ч. и Холоднинское колчеданно-полиметаллическое месторождение, и терригенно-карбонатные формации, несущие проявления стратиформной свинцово-цинковой в карбонатных толщах, образуют единый горизонтальный ряд формаций.

10 лет назад С.В. Аплонев на основе обобщения геолого-геофизических материалов предложил схему геодинамического развития Западно-Сибирской плиты. Согласно построениям автора, фундамент плиты представляет собой гетерогенное и гетерохронное сооружение, состоящее из сближенных и спаянных разновозрастных островодужных систем, блоков древней континентальной литосферы, остаточных впадин с океанской литосферой и пермо-триасовых континентальных рифтовых зон. Один из континентальных рифтов в результате спрединга превратился в гигантскую, выклинивающуюся к югу структуру, залеченную океанской литосферой. В среднем триасе началось общее погружение литосферы и формирование нефтегазоносного мезозойско-кайнозойского седиментационного бассейна.

В результате сейсмолитофациального анализа континентальных нижне-среднеюрских толщ Нюрольской впадины Западно-Сибирской плиты Р.В. Белов оконтурил на этой площади ряд континентальных ловушек нефти и газа литологического и структурно-литологического типов, наиболее перспективными из которых являются рукавообразные песчаные тела палеорусловых фаций в совокупности с вмещающими их непроницаемыми алевролитоглинистыми толщами.

Г.С. Вартанян и В.И. Башмаков охарактеризовали изменения параметров гидрогеодеформационного поля при проявлении интенсивных геодинамических процессов. Аномальным изменениям параметров поля в региональном масштабе корреспондирует синхронизация колебаний воды с заданной частотой в разных скважинах. Выделены две причины такого рода синхронизации: проявление внешнего волнового возмущения, вызывающего однонаправленный отклик одновременно в большом числе скважин, и действие некоего неволнового фактора, приводящего к региональной перестройке напряженного состояния земной коры.

В результате расшифровки природы Центрально-Казахстанского гравитационного минимума В.Н. Любецкий, Л.Д. Любецкая и А.В. Науменко рассмотрели Центральный Казахстан в качестве палеоаналога структур внутриконтинентального рифтогенеза, проявившегося в раннем палеозое и фамене в обрамлении срединного массива архейско-раннепротерозойской консолидации. Имеются также зоны рифтогенного происхождения во внутренних частях срединного массива, сформированные на начальных стадиях разрушения и базификации ядра массива, выраженного в виде сводового поднятия. Возникновение на этой территории региональной отрицательной аномалии силы тяжести, по мнению авторов, обусловлено многократной гранитизацией и внедрением большого объема гранитоидов под воздействием тепловых потоков из мантии и горячего базальтового вещества.

Материал к публикации подготовил Г.В. Ручкин

Contents

ORGANIZATION, MANAGEMENT, ECONOMICS, SUBSURFACE USE		GEODYNAMICS AND SEISMICITY	
<i>Burde A.I., Strel'nikov S.I.</i>		<i>Sorokhtin O.G., Ushakov S.A., Sorokhtin N.O.</i>	
Present-day problems of geological cartography	3	The Earth's global evolution and Early Precambrian metallogeny	56
<i>Persky N.E.</i>		HYDROGEOLOGY AND ENGINEERING GEOLOGY	
Geographic Information Systems — application in geology prospecting	6	<i>Popov V.G., Abdrakhmanov R.F.</i>	
		Assinsky mineral water in the South Urals	63
GEOLOGICAL MAPPING		<i>Ostrovsky V.N.</i>	
<i>Antipov V.S.</i>		A dual meaning of the term "underground water basins"	66
Estimation of mineral potential of territories from satellite spec- tral images and hydrochemical anomalies.	11	GEOECOLOGY	
METALLIC AND NONMETALLIC MINERAL DEPOSITS		<i>Sokolov A.S., Krasnov A.A.</i>	
<i>Lapin A.V.</i>		Geological -and-geochemical assessment of phosphate ore	69
Geological-geochemical model of formation of unique rare metal ores.	16	SHORT COMMUNICATIONS	
STRATIGRAPHY, REGIONAL GEOLOGY AND TECTONICS		<i>Likhachev A.P.</i>	
<i>Rybakov S.I., Golubev A.I., Slyusarev V.D., Lavrov M.M.</i>		Introduction to the Re-Os isotopy	76
Precambrian riftogenesis and modern structure of the Fenno- Scandinavian Schield	29	BOOK REVIEWS	
<i>Koroleva M.N.</i>		<i>Tomson I.N.</i>	
Paleobiogeography of Ordovician trilobites in the East Kokchetav sinclinatorium, North Kazakhstan	38	Interesting monograph	79
<i>Druzhinin V.S., Karetin Yu.S., Bashta K.G., Koroteev V.A., Kashubin S.N.</i>		<i>Lyakhovich A.P.</i>	
Detailed comparison of on-ground and borehole data in the Ural super-deep drilling area	42	Granitoids from the Great Caucasus	80
<i>Vodolazskaya V.P., Shergina Yu.P., Kotova K.N.</i>		<i>Utkin Yu.V.</i>	
Age and genesis of granitoids in the Near-Polar Urals	48	History of geological education and development of geology of Siberia in biographies of professors of the Tomsk State University	81
		Memorial to A.N.Eremeev	82
		Memorial to A.E.Lisitsin	83
		ON THE TERCENTENARY OF THE GEOLOGICAL SURVEY OF RUSSIA	
		Backward glance at the pages of our journal	84