

Отечественная ГЕОЛОГИЯ



3/1994

НЕФТЕГАЗМАТЕРИНСКИЕ ТОЛЩИ ТИМАНО-ПЕЧОРСКОЙ
ПРОВИНЦИИ

ЗОЛОТОНОСНЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ УКРАИНЫ

ЦИРКОН В ЭФФУЗИВАХ КАЗАХСТАНА

ВОЛЬФРАМОНОСНОСТЬ МОНЦОНИТОИДНЫХ СЕРИЙ



Отечественная ГЕОЛОГИЯ

Ежемесячный научный журнал

Основан в марте 1933 года

Учредители:

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

3/1994

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор А. И. Кривцов

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

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

Содержание

ТОПЛИВНО-ЭНЕРГЕТИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

- Белоконь Т.В., Балашова М.М., Горбачев В.И.*
Перспективы изучения нефтегазоносности верхнедокембрийских отложений востока Русской платформы 3
- Загулова О.П., Есипчук Е.Д., Ларская Е.С.*
Влияние развития Тимано-Печорской провинции на формирование нефтегазоматеринских толщ 10

РУДНОЕ И НЕРУДНОЕ МИНЕРАЛЬНОЕ СЫРЬЕ

- Прохоров К.В., Глаголев А.А., Кузнецов А.В.*
Золотоносные метасоматиты Юрьевского рудопроявления Центральной части Украинского кристаллического щита 17
- Горжевский Д.И., Конкин В.Д., Ручкин Г.В.*
Роль органического вещества в рудообразовании 25
- Панов Е.Н., Норкин А.А., Дубик О.Ю., Яковлева О.А.*
Необычное рудопроявление циркония в эффузивах Казахстана 30
- Дубина Г.А.*
Софроновское месторождение — гипергенные фосфаты в зоне контакта сланцев с известняками 32

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТНИКА

- Кильдюшевский Е.И.*
Использование аэрофотоснимков при геологической съемке 38
- Рублев А.Г., Шергина Ю.П., Шкорбатова Г.С.*
Девонский магматизм Агульского прогиба Восточного Саяна 42

МИНЕРАЛОГИЯ, ПЕТРОГРАФИЯ, ЛИТОЛОГИЯ

- Соловьев С.Г.*
Геотектоническая и металлогеническая типизация вольфрамоносных монцитонитовидных серий 49
- Переславцев А.В., Слюняев А.А.*
К проблеме идентификации коматиитов 58

ГЕОФИЗИКА И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ

- Фоменко Н.Е.*
Эффективность скважинной электроразведки методом пространственной электрической фильтрации при изучении тектоники угольных месторождений 70

Редакция: Р.В.Добровольская, Л.Д.Овчининская, Г.В.Вавилова, Л.Б.Кожемякина

Сдано в набор 01.02.94. Подписано в печать 13.05.94. Формат 185×270. Бумага офсетная № 1.
Печать офсетная. Тираж 1000 экз.

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

Отпечатано Государственным картографо-геодезическим предприятием

Перспективы изучения нефтегазонасности верхнедокембрийских отложений востока Русской платформы

Т. В. БЕЛОКОНЬ, М. М. БАЛАШОВА (КамНИИКИГС), В. И. ГОРБАЧЕВ (ГНПП «Недра»)

Для прироста запасов нефти и газа в Волго-Уральской нефтегазонасной провинции важное значение имеет открытие новых нефтегазонасных горизонтов, среди которых особая роль может принадлежать верхнедокембрийским отложениям. Однако ряд вопросов, имеющих значение для решения практических задач, пока еще недостаточно разработан и является остродискуссионным. Основная цель данной статьи — на базе обобщения и анализа существующего материала наметить первоочередные задачи по изучению рифейских и вендских образований востока Русской платформы для оценки перспектив их нефтегазонасности.

Полный разрез осадочного верхнего докембрия в платформенных районах представлен тремя комплексами пород (нижнерифейским, верхнерифейским и верхневендским), разделенными крупными региональными перерывами длительностью сотни миллионов лет [8]. Зоны локализации комплексов в современной структуре образуют достаточно характерные морфологические формы — крупные грабенообразные прогибы (авлакогены) рифея и пологие изометричные впадины венда. В пределах рассматриваемой территории прослеживаются Камско-Бельский и Сергиевско-Абдулинский прогибы рифея и Верхнекамская и Шкаповско-Шиханская впадины венда; последние разделены Сарапульско-Красноуфимской седловиной (рис. 1).

Вендские отложения, мощность которых редко превышает 1 км, а глубина залегания кровли преимущественно 2—2,5 км, лучше изучены бурением, поэтому основное внимание нами уделяется рифейским комплексам.

Камско-Бельский прогиб (Калтасинский, Осинско-Бирский авлакоген), расположенный к востоку от выступов фундамента Татарского свода, — наиболее крупная и сложнопостроенная рифейская структура субмеридионального простираения. Размеры прогиба пока не определены, поскольку не установлена его южная граница. Он протягивается на 500—600 км от широты Сива — Кулига на севере, где его ширина составляет 150—250 км, до широты г. Стерлитамака и южнее.

Между Альметьевским и Орляно-Пилюгинским и Оренбургским выступами фундамента находится субширотный Сергиевско-Абдулинский (Серноводско-Абдулинский) рифейский прогиб, переходящий на востоке в Камско-Бельский. Оба сопряженных прогиба представляют собой единую систему со сложной историей формирования в позднем докембрии и раннем палеозое, что обусловило различную полноту разрезов и состав отложений, колебания их мощности, наличие перерывов и другие особенности строения верхнего докембрия.

Нижнерифейский комплекс (кыргинская серия Камско-Бельского прогиба и кидашская — Сергиевско-Абдулинского) характеризуется разной полнотой и мощностью разрезов в различных частях названных структур. Стратиграфически полный разрез комплекса не вскрыт ни одной скважиной. В западной и северной бортовых зонах, где комплекс пройден полностью, разрез его сокращен за счет размыва верхней части и в некоторых районах из-за отсутствия двух нижних свит. В центральной и восточной погруженных частях Камско-Бельского прогиба, где ожидаются наиболее полный разрез и максимальная мощность нижнего рифея (более 5 км), скважинами вскрыта только верхняя часть комплекса. В целом нижнерифейские отложения, представляющие собой осадки единого крупного цикла, сложены терригенными, терригенно-карбонатными и карбонатными толщами, содержащими в нижней части пласты базальтовых порфиринов и прорванными по всему разрезу габбродиабазами. Раннерифейский возраст подтверждается данными изотопного анализа глауконита арланской свиты и габбродиабазов, секущих надеждинскую свиту.

В период осадконакопления в раннерифейское время доминировали слабовосстановительные условия, часто встречались окислительные фации. Восстановительные и резковосстановительные условия наблюдались только в калтасинской свите. Несомненно, окислительно-восстановительные условия являются одним из основных факторов, влияющих на количественное распределение органического вещества. На общем фоне обедненности рифейско-вендских по-

род органическим веществом нижнерифейские отложения отличаются несколько повышенными концентрациями. Наиболее высокие концентрации органического углерода отмечены в глинисто-карбонатных породах калтасинской и арландской свит (рис. 2).

Обращает на себя внимание резкая дифференциация нижнерифейских пород по содержанию битумоидов. Так, если в тюрюшевской и арландской свитах средние концентрации обычно не превышают $1 \cdot 10^{-3}$ — $2 \cdot 10^{-3}$ %, то в калтасинской они часто на порядок выше. Калтасинская свита севера Камско-Бельской впадины — одна из загадок рифея, требует специального изучения и оценки ее роли в нефтегазоносности. Для

калтасинских отложений намечаются следующие тенденции: широкое распространение в пределах Камско-Бельского и Сергиевско-Абдулинского (аналог — малокамышская свита) прогибов; изменение мощности от нескольких десятков до 1680 м (Орьешаш, скв. 82) и, вероятно, более; явное преобладание признаков трансгрессии на этапе седиментогенеза, способствующих накоплению повышенных концентраций ОВ; развитие сложнопостроенных коллекторов трещинного и трещинно-порового типа; повышенная битуминозность; сходство по генетическим параметрам (биомаркерам) нефтей вендских отложений (Сивинская, Соколовская, Верещагинская, Очерская площади

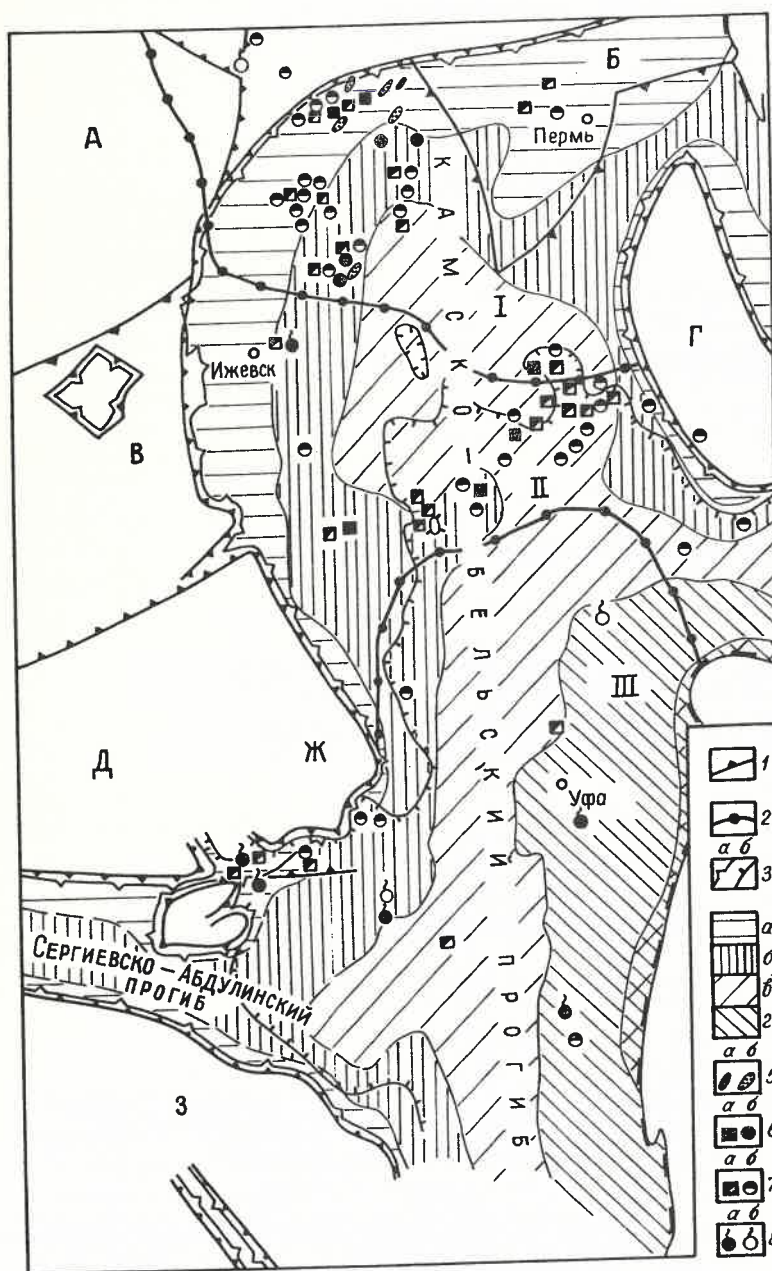


Рис. 1. Тектоническая схема рифейско-вендских отложений:

границы тектонических структур: 1 — рифея, 2 — венда (I — Верхнекамская впадина, II — Сарapulьско-Красноуфимская седловина, III — Шкаповско-Шиханская впадина); 3 — границы распространения нижнего (а) и верхнего (б) рифея; 4 — мощность рифея, км (а — менее 1, б — 1—5, в — 5—10, г — более 10); нефтегазоносность (а — в рифее, б — в венде): 5 — нефтяная залежь, 6 — интенсивные нефтепроявления, 7 — незначительные нефтепроявления, 8 — газопроявления; выступы: А — Немский, Б — Пермский, В — Кукморский, Г — Осинцевско-Красноуфимский, Д — Альметьевский, Ж — Шарканский, З — Оренбургский

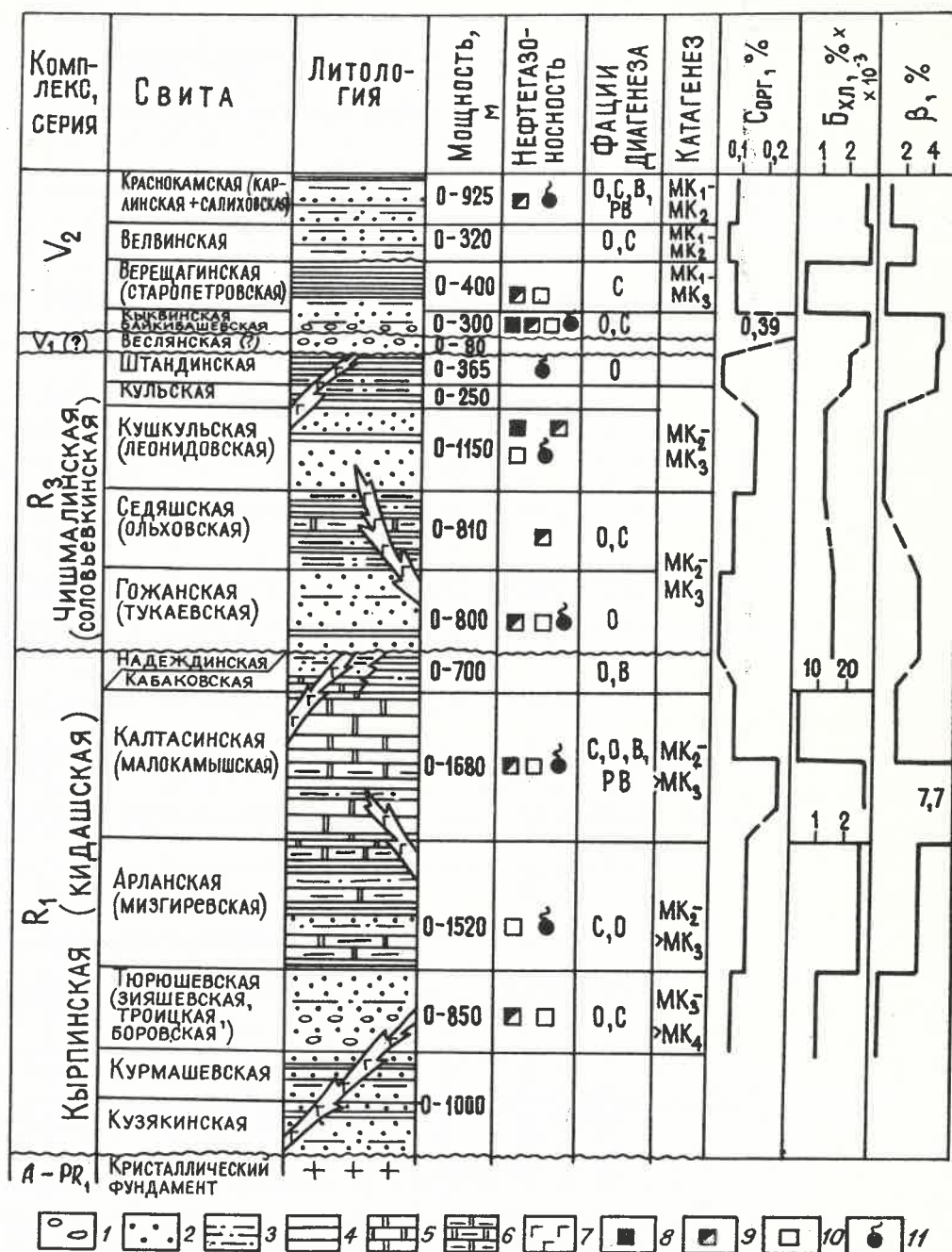


Рис. 2. Сводная литолого-геохимическая модель верхнего докембрия: 1 — конгломераты, гравелиты; 2 — песчаники; 3 — алевриты; 4 — аргиллиты; 5 — доломиты; 6 — мергели; 7 — габбродиабазы; 8 — промышленные притоки; 9 — интенсивные нефтепроявления; 10 — незначительные нефтепроявления; 11 — газопроявления; фации диагенеза: О — окислительные, С — слабовосстановительные, В — восстановительные, РВ — резковосстановительные (в порядке убывания частоты встречаемости)

и др.) с битумоидами калтасинской свиты (обогащение легким изотопом ¹²C, отсутствие или следовое содержание металлопорфиринов, отношение пристан/фитан менее 1,5) [1, 2, 4].

Вопрос о выделении *среднего рифея* на рассматриваемой территории дискутируется. Авторы, вслед за Е. М. Аксеновым, Л. Ф.

Солонцовым и др. [8], условно принимают точку зрения об отсутствии среднего рифея в платформенных районах, но признают вместе с тем возможность выделения его в объеме нижней части разреза, отнесенной к верхнему рифею, т. е. так называемой серафимовской серии (тукаевская, ольховская и усинская свиты) в понимании специалистов

объединения «Башнефть» и Башкирского научного центра УО РАН [4].

Верхнерифейский комплекс (чишмалинская серия Камско-Бельского прогиба и словьевкинская — Сергиевско-Абдулинского), имеющий меньшую площадь распространения, представлен преимущественно красноцветными карбонатно-терригенными породами, прорванными в ряде мест габбро-диабазам. Сведения об абсолютном возрасте толщ, объединенных в данной работе в верхний рифей, достаточно противоречивы: приводятся значения 1160—1150 (1127—1117) млн лет (определения М. А. Гаррис и др., 1967), что превышает нижнюю возрастную границу верхнего рифея, принятую на уровне 1050 ± 50 млн лет. Мощность комплекса при значительных колебаниях может достигать 2,5 км. Верхнерифейские породы характеризуются более частым развитием окислительных фаций в период осадконакопления, чем нижнерифейские, что, вероятно, и предопределило низкие концентрации ОВ. Содержание битумоидов в породах, как правило, низкое при битуминозности не более 4—5 % (см. рис. 2).

Верхневендский комплекс, отличный от рифейский как по условиям залегания, так и по составу, сложен исключительно терригенными образованиями, в основном зеленоцветными и сероцветными, содержащими на определенных уровнях (верещагинская свита Верхнекамской впадины и старопетровская — Шкаповско-Шиханской) маркирующие горизонты шоколадно-коричневых аргиллитов с прослоями туфогенных пород. Поздненвендский возраст комплекса уверенно подтверждается радиологическими и палеонтологическими данными. Мощность верхнего венда в восточных частях Верхнекамской и Шкаповско-Шиханской впадин 1,5 км и более. Отложения формировались в условиях окислительных, слабовосстановительных и восстановительных геохимических фаций. При относительно низких в целом концентрациях ОВ несколько повышенными значениями выделяются алевролиты кыквинской свиты, для которых отмечена и повышенная битуминозность.

Важную роль среди критериев оценки перспективности отложений на нефть и газ играет качество пород-коллекторов и покрывающих. Недостаточное количество материала по рифейско-вендским комплексам и сложность подходов к анализу качества коллекторских свойств пород, залегающих на больших глубинах, где процессы формирования коллекторов многостадийны и обусловлены различными факторами, действующими нередко в противоположных направлениях, объясняют нерешенность вопросов, связанных с выделением и прослеживанием

как пластов и зон с улучшенной коллекторской характеристикой, так и непроницаемых толщ, служащих покрывками. Вместе с тем, редкие результаты испытаний скважин, оценка качества коллекторов по материалам ГИС и разрозненные определения пористости и проницаемости по керну убедительно доказывают, что в разрезе древних осадочных комплексов востока Русской платформы породы-коллекторы достаточно широко развиты, хотя выявление их в конкретных районах и конкретных горизонтах и свитах остается крайне сложным.

Прямые признаки нефтегазоносности — от незначительных нефте-и газопроявлений до открытия нефтяных залежей непромышленного и даже промышленного значения (Удмуртия, Пермская и Оренбургская области) — в рифейско-вендских отложениях обнаружены в основном не в результате планомерных целенаправленных поисков, а случайно, при углублении скважин, заложенных на палеозойских структурах. Стратиграфический диапазон нефте-и газопроявлений достаточно широк — от тюрюшевской свиты и ее аналогов нижнего рифея до верещагинской (Верхнекамская зона) и даже салиховской и карлинской (Шкаповско-Шиханская зона) свит верхнего венда. Однако основные нефтепроявления приурочены к границе рифея и венда, а именно: к нижним пластам верхнего венда и непосредственно подстилающим отложениям рифея (рис. 3).

Анализ пространственного размещения нефте-и газопроявлений показывает, что, несмотря на значительный разброс по площади, наблюдаются, во-первых, определенная приуроченность не только рифейских, но и вендских проявлений к рифейским прогибам и, во-вторых, впервые отмеченная нами концентрация их в трех зонах: северный борт Камско-Бельского прогиба; центральная часть названного прогиба, северная зона выклинивания верхнего рифея (по верхнему венду — Сарапульско-Красноуфимская седловина); северо-восточный борт Сергиевско-Абдулинского прогиба, зона сочленения его с Камско-Бельским (см. рис. 1). Природа нефтяной залежи, выявленной в Оренбургской области в рифейско-вендских отложениях на Ольховском поднятии [5], подготовленном по живетским отложениям и расположенном на Оренбургском выступе, за пределами региональной западной границы развития осадочного докембрия, пока еще не имеет удовлетворительного объяснения. Если окажется, что нефть собственно протерозойская, то можно будет говорить еще об одной нефтегазоносной зоне на юге. Тем не менее, полученные данные уже сейчас свидетельствуют о региональном характере

нефтегазоносности рифейско-вендского комплекса.

Виды нефте-и газопроявлений разнообразны. Это нефтенасыщенные пород, как правило, густой нефтью, выпоты нефти, битуминозность по трещинам, запах нефти, повышенные газопоказания по материалам ГИС, разгазирование углеводородами глинистого раствора.

При доминировании на севере Урало-Поволжья в верхнем протерозое тяжелых, вязких нефтей в залежах [1] обращает на себя внимание в то же время частое присутствие легких маломолотых с низким содержанием асфальтенов нефтепроявлений. Залежи нефти (Сивинская, Соколовская, Очерская, Дебесская и Шарканская площади), как правило, незначительно удалены от кровли венда и могли испытать гипергенное воздействие во время длительного преддевонского перерыва в осадконакоплении, повлиявшем на их свойства. На это, в частности, указывает отмеченная нами тенденция уменьшения плотности нефти от 0,97 до 0,95 г/см³ по мере удаления залежей от кровли венда на 100—600 м. Приведенные факторы говорят о возможности выявления в верхнем протерозое залежей нефти с хорошими товарными свойствами. Наиболее убедительны, по-нашему мнению, случаи обнаружения легкой нефти в песчаниках салиховской свиты в разрезах скважин 1 и 3 Копей-Кубовской площади, гожанской свиты в скв. 11 (Орьбаш, Башкортостан), кыквинской свиты скв. 37 (Верещагино) и калтасинских доломитов скв. 203 Бедряжской площади (Пермская область).

Решение вопроса об основных источниках углеводородов, нефтегазобитумопроявлений и залежей в значительной степени связано с выявлением нефтегазоматеринских пород. Как известно, последние формируются в случае накопления отложений в субаквальных условиях в неокислительной геохимической среде с достаточным количеством органического вещества на фоне устойчивого погружения. Сходная обстановка возникла в арланское, калтасинское, отчасти селдяшское и ольховское время рифея и верещагинское — венда.

Основными геохимическими факторами, определяющими масштабы генерации УВ, являются тип ОВ, его количественное распределение, окислительно-восстановительные фации и степень катагенеза. Учитывая особенности состава докембрийского биоса, можно заключить, что в докембрии основным продуцентом ОВ был фитопланктон (скорее всего, синезеленые водоросли). Это обусловило сапропелевый тип ОВ — наиболее продуктивный при благоприятных геолого-геохимических факторах для генера-

ции жидких и газообразных УВ. Как рифейские, так и вендские породы восточных районов Русской платформы характеризуются относительно низкими концентрациями органического вещества, что ставит под сомнение возможность превращения их в нефтегазоматеринские. Однако следует учитывать, что специфический состав протерозойского биоса обусловил образование ОВ, богатого полимерлипоидными компонентами, которые в процессе катагенеза могут почти нацело превращаться в углеводороды [3].

Окислительно-восстановительные обстановки диагенеза изменялись от окислительных до резковосстановительных. При этом, если в верхнем рифее и венде преобладали окислительные обстановки, неблагоприятные для формирования нефтегазоматеринских пород, то в нижнем рифее — часто слабовосстановительные. Степень катагенеза верхнедокембрийских пород, определенная в основном по инфракрасным спектрам сингенетичных битумоидов, изменялась от МК₁ до МК₄, что свидетельствует о происхождении главных зон нефте-и газообразования. Во вскрытых разрезах пород, как правило, метаморфические изменения не наблюдаются.

Приведенные данные говорят о существовании в позднем докембрии условий как для формирования нефтегазоматеринских пород, так и для реализации ими своего углеводородного потенциала. Не исключено, что нефтегазоносность по всему разрезу связана с преобладанием благоприятных факторов в нижнерифейских отложениях. На это же указывает определенное по единичным данным генетическое сходство битумоидов и нефтей разреза с битумоидами калтасинской свиты. Следует отметить, что слабая геохимическая изученность ОВ пород не позволяет локализовать зоны генерации и оценить их потенциал.

Анализ имеющегося материала доказывает, что рифейско-вендские отложения как с точки зрения возможностей нефтегазообразования в них, так и аккумуляции промышленных скоплений углеводородов представляют собой перспективный объект на поиски нефти и газа. При этом необходимо учитывать, что степень изученности осадочного верхнего докембрия в целом и рифейских комплексов в особенности явно недостаточна. Отсутствие полных опорных разрезов в осевых зонах глубоких рифейских прогибов не позволяет четко установить стратиграфическую последовательность толщ, вскрываемых скважинами в относительно удаленных друг от друга частях одной структуры, не говоря уже о сопоставлении различных зон. Отсюда — большое разнообразие в названиях свит и вариантах стратиграфиче-

ских схем. На основании сейсмических исследований в разных областях получены данные о глубине залегания ряда отражающих горизонтов, уточнено строение рифейских прогибов, однако интерпретация прослеженных границ, не подтвержденных скважинами, и соответственно толщ, заключенных между ними, затруднительна.

Для решения ряда спорных вопросов стратиграфии и корреляции рифея, изучения литологии, условий осадконакопления, детальных геохимических особенностей разреза, выделения нефтегазоматеринских пород, пород-коллекторов и покровов, привязки сейсмических отражающих горизонтов и т. д. необходимы подход к рифейским толщам как к самостоятельному специфическому объекту геологоразведочных работ и бурение глубоких и сверхглубоких скважин.

Развитие глубокого и сверхглубокого бурения в осадочных бассейнах России и за рубежом привело к существенному росту технических возможностей для вскрытия ранее недоступных глубокозалегающих горизонтов, что может вывести нефтегазовую геологию на принципиально новый этап исследований и решить проблемы нефтегазоносности осадочного чехла во многих регионах, тем более, что оно внесло коррективы в представления о нефтегазоносности отложений на больших глубинах. Было установлено [6, 7, 9], что на глубине более 4 км существуют крупные положительные структуры, контролирующие зоны нефтегазонакопления; нефтегазоматеринские породы, не исчерпавшие свой потенциал; породы-коллекторы разного генезиса. Значительные изменения представлений о формировании глубинных коллекторов различного типа произошли после открытия залежей нефти и газа в породах с высокими емкостными и фильтрационными свойствами трещинного и порового типа на глубине более 5,5 км (Днепровско-Припятская, Прикаспийская, Тимано-Печорская нефтегазоносные провинции и др.).

Полученные данные показывают необходимость пересмотра подхода к оценке перспектив нефтегазоносности глубоких горизонтов старых нефтегазодобывающих районов. Прежде всего это актуально для Волго-Уральской нефтегазоносной провинции, где мощность осадочного чехла 7—10 км и более, а нефтегазодобывающей промышленностью во многих районах освоены глубины только до 3 км. В пределах провинции на глубине более 4 км объем осадочных пород составляет 338 тыс. км³, т. е. 12 % от общего объема осадочных образований при степени разбуренности их не более 0,2 скважины на 1 тыс. км². Значительная доля этих отложений связана с рифейскими и вендскими

породами, в которых поиск и освоение нефтегазоперспективных объектов диктуется геологической и экономической целесообразностью.

Первоочередной район для заложения сверхглубоких скважин должен отвечать — следующим основным требованиям: максимальная стратиграфическая полнота рифейских комплексов при минимальной глубине залегания поверхности рифея; приуроченность к зоне с выявленной нефтегазоносностью рифея и венда; возможность относительно широкого распространения и использования результатов исследования в региональном плане.

Наиболее благоприятными условиями для бурения специальных сверхглубоких скважин на рифейские отложения, по нашему мнению, характеризуются южные районы Пермской области и северные — Башкортостана, тектонически приуроченные к центральной части Камско-Бельского прогиба рифея, Сарапульско-Красноуфимской седловине венда (см. рис. 1) и Башкирскому палеозойскому своду. Это сочетание структур по разным этажам обусловило относительно неглубокое залегание рифея, поверхность которого фиксируется на глубине 2200—2500 м. В большинстве скважин, вскрывших рифей, в разрезе установлены верхнерифейские отложения, что позволяет рассчитывать на относительно полный разрез рифея в рассматриваемой зоне. По поверхности кристаллического фундамента прослеживается ряд ступеней субмеридионального (север-северо-западного) простиранья, ограниченных разломами; глубина до поверхности фундамента на различных ступенях составляет от 6,5 до 11 км и более. Таким образом, мощность рифейских комплексов оценивается в 5—9 км. Еще одно важное обстоятельство в пользу выбранного района вытекает из анализа геохимических показателей и нефтегазоносности. Еще в 50-е годы на Таныпской площади (юг Пермской области) были обнаружены нефтепроявления в песчаниках так называемых верхне- и нижнебавлинской свит (в настоящее время — вендских и верхнерифейских), причем отмечалось усиление нефтенасыщенности в скважине, где поверхность рифея имеет более высокое гипсометрическое положение.

К сожалению, до конца вопрос о нефтеносности этой структуры не был решен. В 1991 г. проведено детальное геохимическое изучение пород вскрытой части рифея в скв. 203 Бедряжской площади, расположенной в этой же зоне. В результате установлено наличие нефтяных битумоидов в повышенных концентрациях (до десятых долей процента) в калтасинской свите нижнего рифея

(3256—3351 м). Битумоиды легкие, с низким содержанием асфальтенов [4].

Итак, рифейско-вендские отложения восточных районов Русской платформы представляют собой потенциально нефтегазоносный комплекс, дальнейшее освоение которого в значительной степени связано с развитием глубокого и сверхглубокого бурения и будет иметь большое значение, особенно в регионах с развитой нефтяной промышленностью.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Балашева М. М., Коблова А. З., Проворов В. М. О позднедокембрийском нефтегазообразовании на севере Урало-Поволжья // Геология нефти и газа. 1982. № 9. С. 40—43.
2. Белоконов Т. В. Распределение и состав металлопорфиринов нефтей и нефтегазоматеринских пород нефтегазоносных бассейнов мира // Геология, методы поисков, разведки и оценки месторождений топливно-энергетического сырья. М., 1992. Вып. 2.
3. Вассоевич Н. Б., Гусева А. Н., Тараненко Е. И. К проблеме нефтегазообразования в докембрийских отложениях // Природа органического вещества современных и ископаемых осадков. — М., 1973. С. 150—157.
4. Геохимия пород и флюидов додевонских отложений северо-востока Урало-Поволжья / Т. В. Белоконов, В. И. Козлов, Ю. А. Дулепов и др. — Уфа, 1991.
5. Древние микроавлакогены — новые объекты поиска нефти и газа // И. М. Жуков, С. П. Макарова, Ю. В. Новицкий и др. // Геология нефти и газа. 1990. № 12. С. 2—4.
6. Миксиков С. П., Дикенштейн Г. Х., Лоджевская М. И. Формирование и размещение залежей нефти и газа на больших глубинах. — М.: Недра, 1984.
7. Пельменев М. Д., Кривцов А. И., Хахаев Б. Н. Состояние и задачи глубинных исследований недр глубокими и сверхглубокими скважинами // Сов. геология. 1991. № 8. С. 3—7.
8. Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология. — М.: Наука, 1983. С. 107—123 (Тр. ГИН АН СССР, вып. 377).
9. Хахаев Б. Н., Цветков Л. Д. Прошлое, настоящее и будущее научного континентального сверхглубокого бурения // Сов. геология. 1991. № 8. С. 107—112.

Принята редколлегией 27 декабря 1993 г.

УДК 553.98

© О. П. Загулова, Е. Д. Есипчук, Е. С. Ларская, 1994

Влияние плитотектонического развития Тимано-Печорской провинции на формирование нефтегазоматеринских толщ

О. П. ЗАГУЛОВА, Е. Д. ЕСИПЧУК, Е. С. ЛАРСКАЯ (ВНИГНИ)

В настоящем сообщении сделана одна из первых попыток рассмотреть пространственное положение и продуктивность нефтегазоматеринских пород (НГМП) и толщ (НГМТ) ордовикско-триасовой части осадочного чехла Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции (ТПНГП) в аспекте плитотектонических идей ее развития [2].

В основу выделения НГМТ положены представления о них как о геологических телах, обладающих количественно определенными свойствами [3] и формирующихся в определенных геохимических зонах бассейнов.

Сообщение базируется на результатах проведенных авторами комплексных геохимических исследований нескольких тысяч образцов, отобранных довольно равномерно по разрезу осадочного чехла на разбуренной части ТПНГП, и на опубликованных данных. Принципы выделения и типы геохимических зон и фаций приведены ранее [1].

Реконструкция фаций и мощности отложений шельфа и континентального подножия окраины Восточно-Европейской плиты проводились на основе концепции А. П. Лисицына о двух уровнях лавинной седиментации [4].

Исследовались отложения ордовикско-нижнедевонского, среднедевонско-нижнефранского, верхнефранско-турнейского, визейско-артинского, кунгурско-верхнепермского и триасового структурных этажей осадочного чехла, образовавшихся соответственно на этапах формирования Тимано-Печорской пассивной континентальной окраины, рифтообразования, развития надрифтовых впадин, начала закрытия Уральского океана, орогенеза, завершения орогенеза.

Ранее авторами было установлено, что накопление органического вещества и нефтегазоматеринских пород в изученной части Тимано-Печорской провинции подчинялось геохимической зональности, характерной для внутриконтинентальных морских бассейнов Восточно-Европейской платформы. В области развития прибрежных отложений преобладают породы окислительных фаций (в более 80 % разреза), изобилующие свободными гидроксидами железа, в которых концентрация ОВ не превышает 0,1 %. Это геохимическая зона I, в которой НГМП не формируется. Дальше от берега, в прибрежно-мелководных отложениях, роль окислительных фаций постепенно падает, а слабовосстановительных — растёт, пока они не

Категории НГМП в осадочном чехле Тимано-Печорской провинции и их характеристики

Категория НГМП	Фациальные условия образования	Тип ОВ; формы микровключений	Содержание в НГМП $C_{орг}$, %	Геохимические фации	Доля НГМП в составе комплекса, %	Геохимическая зона	Возраст отложений
А	Относительно глубоководные	Сапропелевый; дисперсная, колломорфная	0,3—10	Слабовосстановительная, восстановительная, резковосстановительная	40—60	IV	O—D ₁ D ₂ —D ₃ f ₁ D ₃ f ₂ — C _{1t} C _{1v} — P _{1ar}
Б	Относительные мелководные	Сапропелевый и гумусово-сапропелевый; дисперсная, колломорфная, водорослевая, детритная, экинитоная	0,3—5	Слабовосстановительная, восстановительная	20—30	III	O—D ₁ D ₂ —D ₃ f ₁ D ₃ f ₂ —C _{1t} C _{1v} — P _{1ar} P _{1k}
В	Прибрежно-мелководные с подводным вулканизмом	Сапропелевый и гумусово-сапропелевый; дисперсная, колломорфная, водорослевая, детритовая, экинитоная	0,3—2,5	Слабовосстановительная, специфические	40—60	II ⁶¹	D ₂ —D ₃ f ₁
Г	Прибрежно-мелководные	Гумусовое; водоросли, микродетрит, экинитоная, угли, крупный детрит, дисперсная и колломорфная	0,3—50	Специфические	80—90	II ⁶²	P ₂ , T

становятся преобладающими. Индикаторами таких фаций являются пирит (небольшое количество), сидерит или глауконит, ОВ (не более 0,3 %). В пределах этой геохимической зоны II НГМП породы, как правило, тоже не образуются. Исключение составляют случаи, когда вблизи вулканических очагов создаются благоприятные условия для развития организмов и сохранения ОВ, а за счет вулканических отложений в породах появляются разные формы железа. В этой специфической геохимической зоне II⁶¹ формируются НГМП, составляющие 40—60 % разреза (таблица).

Начиная с конца девона в прибрежно-мелководных фациях накапливалось значительное количество (до 50 %) ОВ и образовывались в основном газоматеринские породы — II⁶² геохимическая зона. По мере удаления от берега, но еще в относительно мелководных условиях, наряду с сохраняющимися преобладанием слабовосстановительных, отмечаются прослои пород восстановительных фаций с содержанием ОВ до 5 %, являющиеся НГМП. Это геохимическая зона III. В осадках глубоководных зон бассейна доля восстановительных фаций по направлению к наиболее глубоководной части постепенно увеличивается (40—60 %), появляются породы резковосстановительных фаций, в которых концентрация сапропелевого ОВ возрастает до 5—10 % — геохимическая зона IV. Здесь формируются НГМП с наиболее высоким нефтегазомате-

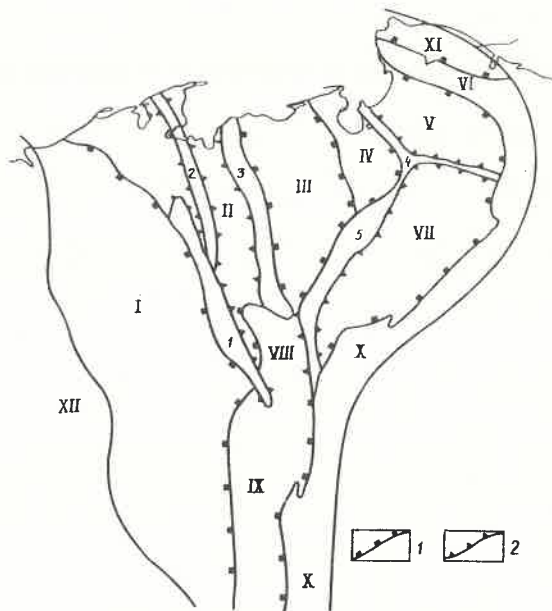


Рис. 1. Схема современного структурного плана Тимано-Печорской провинции:

границы структур: 1 — первого порядка (I — Ижма-Печорская впадина, II — Печоро-Колвинский рифт, III — Хорейверская впадина, IV — Варандей-Адзвинская зона, V — Коротайхинская впадина, VI — Пайхойский ороген, VII — Косью-Роговская впадина, VIII — Большесынинская впадина, IX — Верхнепечорская впадина, X — Уральский ороген, XI — Карская впадина); 2 — второго порядка (1 — Печоро-Колвинский вал, 2 — Шапкина-Юрьяхинский вал, 3 — Колвинский мегавал, 4 — гряда Чернова, 5 — гряда Чернышова)

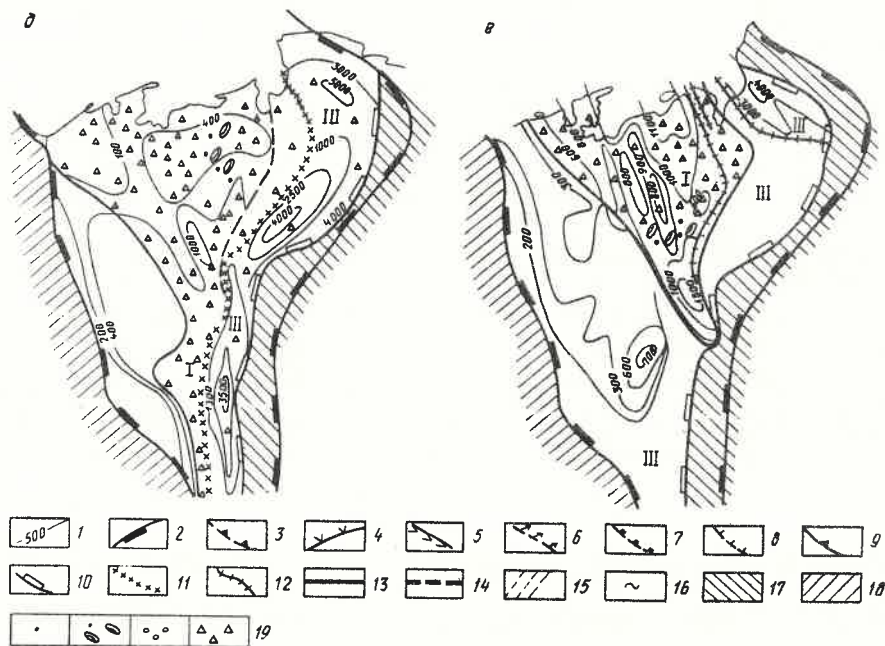


Рис. 2. Плитотектоническое строение ТПНГП и размещение НГМТ:

комплексы: *a* — $O-D_1$, *б* — $D_2-D_3f_1$, *в* — $D_3f_2 - C_{11}$, *г* — $C_{1v} - P_{1ar}$, *д* — $P_{1k} - P_2$, *е* — T_1-T_2-3 ; 1 — изопакеты комплексов, м; границы: 2 — современной ТПНГП, 3 — мобильной зоны (схема *a*), 4 — палеошельфа (схемы *a*, *б*, *в*), 5 — континентального подножия Восточно-Европейского континента (*a*, *б*, *в*), 6 — окраинно-континентального рифта (*a*), 7 — граница рифта (*б*), 8 — рифтовых трогов (*б*), 9 — фронта субдукции (*в*, *г*), 10 — Уральского орогена (*г*, *д*, *е*), 11 — предгорного прогиба (*д*), 12 — взбросово-надвиговых валов (*е*), 13 — распространения изученных НГМТ, 14 — прогнозируемых НГМТ; 15 — пенеппленезированный байкальский Тиманский ороген (*a*, *б*), 16 — Уральский океан (*a*, *б*, *в*), 17 — Уральский ороген столкновения (*г*, *д*, *е*), 18 — Тиманский внутриплитный ороген (*д*, *е*); 19 — типы НГМТ соответственно А, Б, В, Г (см. таблицы); структуры: I — Печоро-Колвинская мобильная зона (схема *a*), Печоро-Колвинский рифт (*б*), Печорская надрифтовая депрессия (*в*), Печорская внутриконтинентальная впадина (*г*, *д*, *е*), II — Варандей-Адзвинский окраинно-континентальный рифт (*a*), III — пассивная окраина Восточно-Европейской плиты (*a*, *б*, *в*), Предгорный прогиб (*г*, *д*, *е*)

большие их мощности характерны для межрифтовых участков, в т. ч. Хорейверского палеоподнятия. Существенное возрастание глубоководности и толщины нижнепалеозойских отложений прогнозируется к востоку, по направлению к современному передовому прогибу и Уралу, на месте которых по аналогии с современной ситуацией предполагалась глубоководная часть шельфа, континентального склона и подножия с характерной лавинной седиментацией.

По аналитическим данным в пределах Печоро-Колвинской мобильной зоны и Варандей-Адзвинского континентального рифта, расположенных в пределах геохимической зоны III, накапливались НГМП категории Б, содержащие не более 0,9 % сапропелевого дисперсного, коллоидного и водородного ОВ. Толщина НГМП 0,2—1,2 км. На

западе, в Предтиманье, прогнозируются геохимические зоны I, II, в которых НГМТ не формировались. В Косью-Роговском сегменте Печорской пассивной окраины глубоководность палеофаций постепенно увеличивалась к востоку, геохимическая зона III сменялась зоной IV, увеличивалась доля восстановительных фаций в разрезе и повышалась концентрация ОВ в отдельных прослоях до 3 % (рис. 2, *a*).

Параллельно фиксируется увеличение мощности как всей толщи до 5 км в шельфовой зоне и 6 км на континентальном склоне, так и НГМП категории А до 1—2 км. Общее содержание ОВ в этом сегменте достигает более 800 млрд т. Подобные условия можно прогнозировать в Кортаихинском сегменте пассивной окраины.

В позднем силуре в связи с орогенными

процессами на северо-западе платформы началась регрессия моря, достигшая апогея в ТПНГП в конце раннего девона, когда большая часть провинции была приподнята и подвергалась размыву.

В среднем девоне — фране на рассматриваемой территории возродились глубокие континентальные рифты, расчленившие регион на блоки. В среднем девоне в них накапливались мощные толщи грубообломочных и пелитовых пород. В раннефранское время погружение и морское накопление терригенных толщ происходят не только в надрифтовых впадинах, но и на обширных околорифтовых территориях. Среднедевонская седиментация в Печоро-Колвинском рифте происходила в континентальных аллювиальных условиях, а в раннем фране в мелководном морском бассейне. В южной части Ижма-Печорской впадины осадки в это время накапливались в относительно мелководных морских условиях (геохимическая зона III); концентрация сапропелевого ОВ в породах 0,1 — 1,1 %. На долю НГМП здесь приходится около 20 % разреза отложений (до 200 м). В Печоро-Колвинском трое на участках с подводным вулканизмом формировались специфические геохимические фации (геохимическая зона II⁶¹) с высокими концентрациями (0,7—2,5 %) сапропелевого ОВ (см. рис. 2, б). Суммарная мощность НГМП достигает 60 % от общей мощности комплекса, или 0,3—1,2 км. Здесь же установлены максимальные для этих толщ $P_{ОВ}$ ($10 \cdot 10^6$ — $30 \cdot 10^6$ т/км²) и общее содержание ОВ (более 50 млрд т).

В северо-западных частях провинции среднедевонские отложения выклиниваются, а небольшая мощность и поглубение литологического состава нижнефранских отложений позволяют прогнозировать здесь накопление их в условиях геохимических зон I, II и отсутствие НГМП.

В результате подъема платформы из-за каледонского орогенеза осадки в северной части Хорейверской зоны в среднем девоне накапливались в континентальных условиях, в раннем фране здесь возможно существование геохимических зон I, II морского бассейна. НГМП не формировались. В восточной части провинции прогнозируются накопление осадков в шельфовых относительно мелководных условиях и формирование геохимической зоны III на континентальном склоне и у его подножия — зоны IV и соответствующих этим зонам НГМТ категорий А и Б.

В позднефранско-турнейское время рифты потеряли активность и над Печоро-Колвинской рифтовой зоной образовалась изометричная некомпенсированная осадками

депрессия — надрифтовая впадина. Здесь накапливались относительно маломощные диманикоидные фации. По бортам впадины развивались барьерные рифы. Тиман оставался пенепленизированной сушей, восточнее которой в северо-западной части Ижма-Печорской впадины в прибрежных и прибрежно-мелководных условиях накапливались верхнедевонские глинисто-карбонатные породы, характерные для геохимических зон I, II. Турнейские отложения здесь отсутствуют. На большей части бассейна в течение всего этого периода (на севере и юге Печоро-Колвинской зоны, в Ижма-Печорской впадине, в Колвинской, Хорейверской и Варандей-Адзвинской частях) в относительно мелководных морских условиях накапливались глинисто-карбонатные и карбонатные отложения геохимической зоны III, содержащие 0,1—8,1 % ОВ (см. рис. 2, а). Продолжение этой геохимической зоны отложений с НГМТ категории Б можно прогнозировать на восток шельфа и континентальный склон. Толщина верхнефранско-турнейских отложений, глубоководность и доля НГМТ в их составе увеличиваются в восточном и юго-восточном направлениях. Суммарная мощность НГМП этого комплекса 0,2—1 км. В Хорейверской части при $P_{ОВ} 10 \cdot 10^6$ т/км² накопилась масса ОВ более 200 млрд т.

В визейский век начинается закрытие Уральского океана, в т. ч. столкновение В-ЕП с островными дугами, в результате которого к западу от вулканической островной дуги возникли невулканические острова, и пассивная окраина приобрела высокое положение. Это способствовало смене карбонатного осадконакопления начала визе на терригенное в озерно-болотных условиях. Далее с серпуховского века до позднего карбона преобладало мелководно-морское карбонатное осадконакопление. В ассельско-сакмарско-артинском бассейне формировались доломитизированные известняки.

На протяжении всего поздневизейско-артинского времени на север провинции (Колвинская, Хорейверская, Варандей-Адзвинская часть бассейна) в относительно мелководных условиях, в геохимической зоне III образовывались НГМП (см. рис. 2, г), содержание сапропелевого дисперсного, коллоидного, водородослевого, детритового и экзинитового ОВ в которых колеблется в пределах 0,3—1 %, в отдельных прослоях достигая 5 %. В ассельско-артинских отложениях увеличивается доля гумусовой составляющей в ОВ. Толщина отложений колеблется от 0,5 до 1 км, а НГМП — от 0,2 до 0,8 км. В Хорейверской части при $P_{ОВ}$ около $12 \cdot 10^6$ т/км², в НГМП визейско-артинского

структурного этажа в сумме накопилось около 300 млрд т ОВ. В южной части провинции (Ижма-Печорская и Верхнепечорская впадины) отложения имеют более глубоководный генезис, с более высокой долей восстановительных фаций (т. е. прослоев, обогащенных ОВ), хотя тип ОВ сохраняется таким же, как на севере. Суммарная мощность НГМП здесь 0,5 — 0,8 км.

К концу карбона в складко-и надвигообразование были вовлечены шельфовые комплексы и начал формироваться Уральский ороген, продукты размыва которого отлагались на территории современного Западного Урала в виде флишевых формаций; мощность их 2—3 км. В это время здесь могла существовать геохимическая зона III.

В течение кунгурско-позднепермского этапа продолжалось формирование горно-складчатого сооружения Урала, сопровождавшееся развитием передового прогиба и шарьирования. На севере территории (в Малоземельской, Колвинской, Хорейверской, Варандей-Адзвинской частях) в кунгуре в условиях геохимической зоны III накапливались карбонатно-терригенные НГМП, в которых захоронялось 0,3 — 3 % сапропелевого и гумусового ОВ.

В поздней перми северо-западная часть территории испытывала периодические подъемы и опускания, так что терригенные породы отлагались на равнине, периодически заливаемой морем. В прибрежно-мелководных обстановках геохимической зоны II⁶² (см. рис. 2, д) на юге Ижма-Печорской впадины и в Малоземельской, Колвинской и Хорейверской частях бассейна накапливалось преимущественно гумусовое ОВ часто высокой концентрации (до 5 %); широко распространены углистые прослои (до 65 % $S_{орг}$). Локально в Хорейверской и Варандей-Адзвинской частях существовала геохимическая зона III. Мощность отложений кунгура—верхней перми составляет в исследованных районах 0,4—1 км, а НГМП — 0,3—0,4 км. Максимальное общее содержание ОВ — более 260 млрд т (при $P_{ОВ} 11 \cdot 10^6$ т/км²) — отмечается в Хорейверской части бассейна. В предгорном прогибе накапливалась молассовая угленосная формация большой толщины.

В триасе в основном завершилось формирование складчато-поднадвигового обрамления Тимано-Печорского бассейна, образовались Пай-Хой-Новоземельский ороген, поднадвиговые дуги гряд Чернышова и Чернова.

Согласно реконструкциям В. В. Юдина [5], с конца девона по пермь за счет орогенеза ширина шельфа сократилась на 35—110 км, континентального склона — на 90—110 км.

В юре преобладали процессы изостатического выравнивания земной коры, вертикальные движения, дробление аллохтонных пластин на блоки. Происходили перестройка структурного плана и смена уклона платформ с юго-восточного на северо-западный. В результате интенсивного поднятия и последующей денудации осадки триаса и юры на территории юга Ижма-Печорской впадины отсутствуют, а в северной ее части они представлены красноцветами. Такого же типа породы встречаются и в Коротайхинской впадине. Область размыва отложений перед орогеном продвигается еще далее на запад по сравнению с позднепермским периодом, а площади, периодически заливаемые морем, еще более уменьшаются. На севере бассейна (Малоземельская, Колвинская и Хорейверская части) в озерно-болотных условиях формировались терригенные толщи с пластами угля. В эпизодически возникавших прибрежно-мелководных условиях в специфических геохимических условиях зоны II⁶² (см. рис. 2, е) накапливалось до 2 % гумусового ОВ. В Хорейверской и Варандей-Адзвинской частях бассейна в относительно мелководных условиях геохимической зоны III формировались НГМТ, содержащие смешанное ОВ. В Хорейверской части бассейна накопилось около 150 млрд т ОВ (при $P_{ОВ} 6 \cdot 10$ т/км²).

Сформулируем основные выводы.

1. НГМТ формировались на каждом этапе развития провинции, но область и площадь их распространения, категории и массы генерирующего ОВ в них существенно различаются в разных структурных этажах.

2. В пределах ТПНП четко выделяются три крупные части с разными условиями седиментации и геохимическим режимом формирования НГМТ.

Западная, Предтиманская, часть на протяжении всего рассматриваемого периода имела тенденцию к воздыманию, в которое втягивались и прилегающие к ней территории. Создавалась область отсутствия отложений, особенно в раннем палеозое. Позднее (в девоне — перми) накапливались осадки небольших толщин, в основном не содержащих ОВ, формирование НГМТ не происходило. В триасе здесь осаждались красноцветные континентальные отложения, также не являющиеся нефтегазоматеринскими.

В центральной части провинции в раннем палеозое и среднем девоне существовали субмеридиональные рифты, на которые, начиная с позднего франа, налагались крупные впадины. Здесь в шельфовой зоне бассейна в девоне, карбоне и ранней перми накапливались НГМТ с сапропелевым ОВ. Периодически в девоне возникали вулкани-

ческие очаги, что также способствовало локальному формированию высокопродуктивных НГМП. В поздней перми и триасе на равнинах, периодически заливаемых морем, в прибрежно-мелководных условиях образовались НГМТ с преимущественно гумусовым ОВ.

Наиболее устойчивое накопление ОВ происходило в Хорейверской части бассейна с позднего девона по триас.

На востоке (Предуралье, Урал) осадконакопление протекало в более глубоководных частях шельфа (чем в центре) и на континентальном склоне, где отлагались мощные осадки и возникали более благоприятные условия для накопления сапропелевого и гумусово-сапропелевого ОВ. В связи с этим здесь прогнозируется наличие НГМТ с наиболее высоким потенциалом в отложениях нижнего палеозоя, девона и карбона. По мере формирования Уральского орогена и продвижения его фронта в глубь плиты здесь аккумулируются осадки, сносимые с суши, в которых прекращается формирование НГМТ.

Влияние характера плитотектонического развития территории на формирование и размещение НГМТ проявилось в ТПНГП следующим образом.

На ордовикско-раннедевонском этапе в условиях одностороннего прогибающего воздействия Уральского океана на восточную окраину В-ЕП формирование НГМТ происходило в основном в восточной и юго-восточной частях окраины. С запада на восток увеличивались суммарная мощность НГМП и доля в них наиболее высокопродуктивной разновидности ОВ. Поэтому на территории современной Предуральской прогиба и Урала в погребенном под ними автохтоне прогнозируется наличие высокопродуктивных НГМТ. Внутриконтинентальные рифты проявились лишь повышенными суммарными мощностями НГМП.

На среднедевонско-раннефранском этапе в связи с общим подъемом территории восточной окраины формирование НГМТ было целиком связано с внутриконтинентальными рифтами. Как и на предыдущем этапе, в их пределах в относительно мелководных морских условиях накапливались НГМТ (категории Б и В). В автохтоне прогнозируется развитие продуктивных (А и Б) НГМП небольшой мощности.

На доманиково-турнейском этапе подъем территории сменился прогибанием в основном в надрифтовых внутриконтинентальных впадинах. В связи с субдукцией и за-

мыканием океана окраинно-континентальные впадины прогибались и заполнялись осадками менее интенсивно, чем внутриконтинентальные. НГМТ накапливались почти на всей территории пассивной окраины, за исключением прилегающей к Тиману. В погребенном автохтоне НГМТ, скорее всего, имеют сходную характеристику с внутриконтинентальными.

На визейско-артинском этапе в связи с закрытием океана и началом орогенеза, вызванного столкновением плит, область формирования НГМТ еще больше смещается к западу и приобретает субмеридиональную ориентацию; мощность толщ увеличивается к югу. В восточной части пассивной окраины (автохтон под передовым прогибом и Западным Уралом) формировались изменчивые по мощности, концентрации и составу ОВ толщи, в т. ч. локально, и НГМТ категории Б.

На кунгурско-позднепермском этапе оформление Уральского орогена и Предуральского прогиба обусловило существенное уменьшение (сужение) площади развития нефте- и в основном газоматеринских толщ и смещение ее к северу. Эта тенденция закрепились в триасе и юре, а затем сменилась, подобно среднедевонскому этапу, общим подъемом территории.

Выявленные для Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции зависимости между формированием нефтегазоматеринских толщ и направленностью и стадийностью плитотектонического развития могут быть использованы при реконструкции геодинамического развития регионов, хорошо геохимически изученных и в какой-то мере сходных по положению с Тимано-Печорской континентальной окраиной.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Загулова О. П. Геохимические фации и типы-рассеянного органического вещества осадочных толщ Тимано-Печорской провинции // Геохимические критерии оценки масштабов нефтегазоаккумуляции и прогноза качества углеводородных флюидов в зонах аккумуляции. М., 1984.
2. Зонешайн В. П., Кузьмин М. И., Натанов Л. М. Тектоника литосферных плит территории СССР. — М.: Недра, 1990.
3. Ларская Е. С. Диагностика и методы изучения нефтегазоматеринских толщ. — М.: Недра, 1983.
4. Лисицин А. П. Лавинная седиментация и перерывы осадконакопления. — М.: Наука, 1988.
5. Юдин В. В. Варисциды севера Урала. — Л.: Недра, 1983.

Принята редколлегией 25 мая 1992 г.

Золотоносные метасоматиты Юрьевского рудопоявления Центральной части Украинского кристаллического щита

К. В. ПРОХОРОВ, А. А. ГЛАГОЛЕВ, А. В. КУЗНЕЦОВ (ИГЕМ)

В Кировоградском урановорудном районе известны многочисленные проявления золотоносности в докембрийских породах. По данным В. Г. Руткевича золотая минерализация встречается совместно с урановой в альбититах, а также в кварцевых жилах и графитсодержащих сланцах. Рудопоявления группируются в субмеридиональных тектоно-метасоматических зонах вдоль западного и восточного контактов Корсунь-Новоукраинского массива.

Особое место занимает золото-сульфидная (с мышьяком) ассоциация Юрьевского рудопоявления в ближайшем восточном экзоконтакте Кировоградского массива в 15 км к югу от г. Кировограда. Золотосодержащие зоны здесь перемежаются с телами ураноносных альбититов (рис. 1).

Ниже охарактеризованы метасоматические изменения, определяющие золотонос-

ность в пределах Юрьевского рудопоявления, структурные условия локализации, соотношение с ураноносными альбититами, золотосопровождающая сульфидная минерализация и другие особенности этого нового для района типа золотоносных метасоматитов.

Структурные условия локализации и вмещающие породы. Юрьевское золотое рудопоявление располагается в одном из субмеридиональных разломов в восточном экзоконтакте Кировоградского гранитного плутона, образование которого связывается с раннепротерозойской протоактивизацией среди метаморфических пород чечелевской свиты ингуло-ингулецкой серии. Метаморфические породы в различной степени гранитизированы, рассланцованы, пронизаны дайками гранитов и пегматитов, представляющих позднюю фазу Кировоградского плутона, рассечены швами катаклаза и милонитизации с зонами трещиноватости, представляющими различные этапы развития разломов в пределах Кировоградской долгоживущей тектонической структуры [16]. Возраст метаморфизма пород 1900 ± 100 млн лет [12]. Среди них преобладают биотитовые гнейсы с подчиненным количеством кордиеритовых и гранатовых разновидностей. Присутствуют также маломощные прослои известково-силикатных (пироксен- и амфибол-плагиоклазовых) кристаллических сланцев. Биотитовые гнейсы содержат среднежелезистый биотит ($f-0,50$; $TiO_2 - 1,93-3,15$) и иногда гранат с содержанием альмандина 72—74 %. В кордиеритовых гнейсах состав кордиерита необычайно железистый ($f - 0,43$), и почти всегда здесь присутствует силлиманит и биотит такого же состава как и в биотитовых гнейсах.

Пироксенсодержащие кристаллические сланцы состоят из анортита ($N 97-99$), салита ($f - 0,50-0,61$) и кварца нередко в ассоциации с волластонитом и реже гранатом, обычно развивающимся вокруг зерен анортита. Гранат содержит 77—85 %grossуляра и 11—19 % андрадита. В амфибол-плагиоклазовых кристаллических сланцах наряду с плагиоклазами ($N 40-60$) и кварцем присутствует актинолитовая розовая обманка. По химизму гнейсы и кристаллические сланцы отвечают магматическим по-

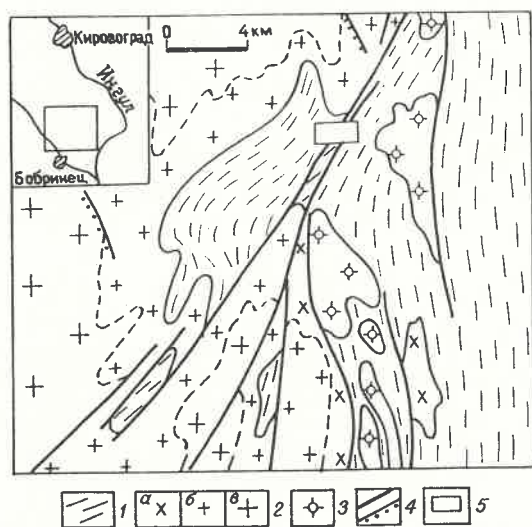


Рис. 1. Схема расположения Юрьевского золотого рудопоявления в восточном экзоконтакте Кировоградского плутона:

1 — гнейсы биотитовые, биотит-кордиеритовые и др.; 2 — 1-я фаза Кировоградского плутона: гранодиориты, адамелиты, плагиограниты бокового контакта (а), массивные и неяснотрахитоидные граниты апикального контакта (б), средне- и крупнозернистые трахитоидные граниты центральной части (в); 3 — равномернозернистые граниты-пегматиты 2-й фазы; 4 — основные разломы [16]; 5 — Юрьевское рудопоявление

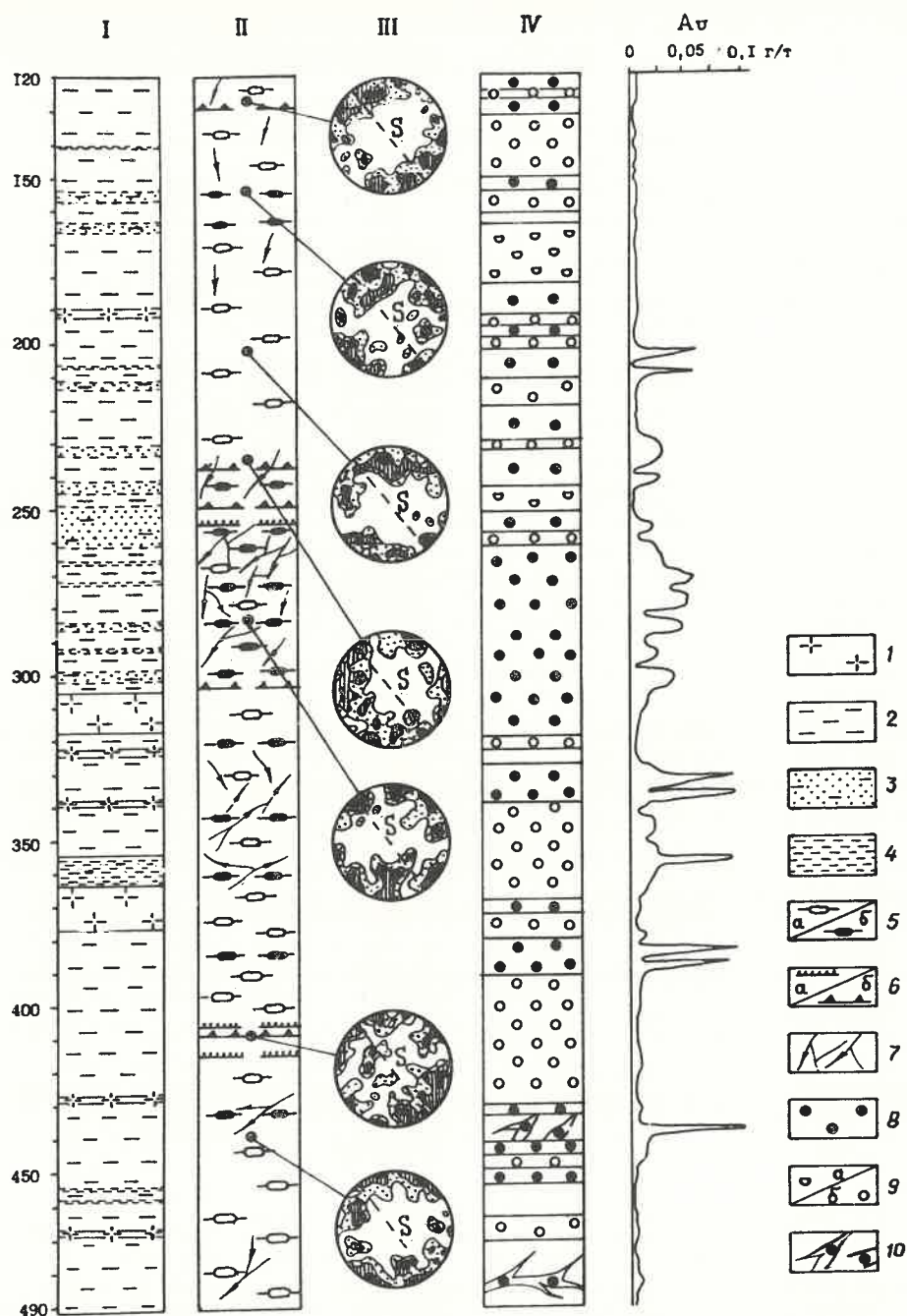


Рис. 2. Строение тектоно-магматической зоны по буровой скважине:

I — геологический разрез, II — тектонические элементы, III — результаты микроструктурного анализа, IV — метасоматическая колонка; 1 — жилы гранитов и пегматитов; 2 — биотитовые гнейсы; 3 — кордиеритовые гнейсы; 4 — пироксен-амфибол-плагиоклазовые кристаллосланцы; 5 — бластокатаклиз: малоинтенсивный (а), интенсивный (б); 6 — милониты (а), катаклазиты (б); 7 — интенсивно трещиноватые породы; метасоматиты: 8 — с адуляром, 9 — с мусковитом, неполное замещение (а), полное замещение (б); 10 — прожилковая фация

родам кислого и среднего состава, частично грауваккам и метапелитам, мергелистым и известковистым породам [3]. В то же время часть из них имеет, вероятно, вулканическую природу, на что указывают реликты порфировых выделений плагиоклаза в био-

титовых гнейсах. Рассланцевание метаморфических пород неравномерное — интенсивно бластокатаклизированные породы образуют отдельные полосы до 40 м мощности среди относительно слабо деформированных пород (рис. 2).

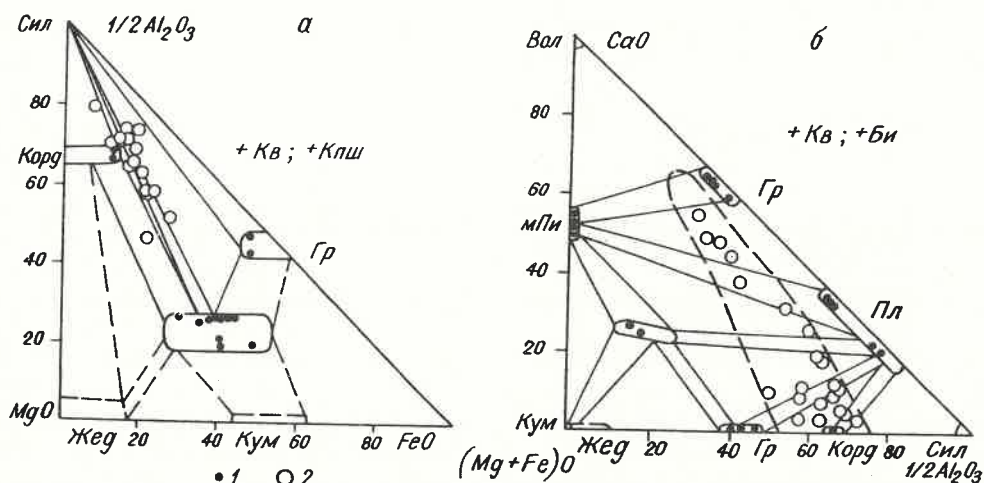


Рис. 3. Диаграмма состав-парагенезис для биотит-кордиеритовых, биотит-гранатовых гнейсов (а), амфиболовых гнейсов и известково-силикатных кристаллических сланцев (б):

1 — составы минералов, 2 — составы пород. Символы минералов: Би-биотит, Вол-волластонит, Гр-гранат (альмандин), Грос-гроссуляр, Жед-жедрит, Кв-кварц, Корд-кордиерит, Клш-калиевый полево шпат, Кум-кумингтонит, мПи-моноклинный пироксен, Пл-плагиоклаз, Рог-роговая обманка, Сил-силлиманит

Интенсивно бластокатаклазированные гнейсы и кристаллические сланцы обладают четкой сланцеватостью за счет ориентированного расположения листочков биотита, призм роговой обманки, уплощения зерен кордиерита, линзообразных гранулированных зерен кварца. При бластокатаклазе гранитизированных разновидностей пород полосы гранитного материала распадаются на отдельные уплощенные линзы. Тектоническая природа сланцеватости подтверждается результатами исследования ориентировки оптических осей кварца из этих пород с отчетливым расположением их по типу Ректонита (см. рис. 2).

Минеральные ассоциации метаморфических пород представлены на диаграммах (рис. 3).

Кордиерит-и гранатсодержащие ассоциации разделены коннодой силлиманит—биотит (см. рис. 3а). В ряду кристаллических сланцев по мере обогащения СаО амфибол-биотитовые гнейсы сменяются пироксен-плагиоклазовыми кристаллическими сланцами, в которых затем появляютсяgrossуляр и волластонит (см. рис. 3б). В волластонитсодержащих ассоциациях, где показано присутствие плагиоклаза, последний окаймляется grossуляром. По р-т условиям метаморфизм соответствует высокотемпературной амфиболитовой фации, что определяется присутствием в породах кордиерита, силлиманита, клинопироксена и волластонита, а также высоким содержанием TiO₂ в биотитах и Fe в кордиерите. По наблюдаемым ассоциациям минералов и со-

ставам сосуществующих минералов по геотермометру [11] температура образования пород 600—650°C. Давление, определенное по реакции grossуляр + кварц = анортит + волластонит при таких температурах не превышает 2—3 кбар [17]. Подобные параметры метаморфизма характеризуют условия возникновения рассланцованных пород — бластокатаклазитов, т. е. собственно разломов в пределах Кировоградской тектонической зоны. Последующие дислокации имели более локальный характер, резко отличаясь по физико-химическим параметрам. Катаклаз и милонитизация проявляются только в отдельных швах мощностью от десятков сантиметров до первых метров. Они подвергнуты диафорезу фации зеленых сланцев и претерпели перекристаллизацию, сопровождающуюся исчезновением поясовой ориентировки оптических осей кварца (см. рис. 2).

Трещиноватость развита также неравномерно. Чаше это отдельные маломощные 1 мм толщиной трещины, пересекающие все развитые в пределах рудопроявления породы. Сгущение трещин наблюдается в полосах интенсивно бластокатаклазированных гнейсов и кристаллических сланцев с образованием сети разноориентированных прожилков и жилок толщиной от долей миллиметра до нескольких сантиметров с низкотемпературными минералами и разнообразными сульфидами.

В зонах повышенной трещиноватости происходят наиболее интенсивные метасоматические изменения рассматриваемого

типа и к ним приурочены наиболее высокие концентрации золота (см. рис. 2). Это указывает на связь их с наиболее поздними этапами формирования тектонической зоны.

Метасоматические изменения выражаются в новообразовании калинатрового полевого шпата, мусковита, альбита, хлорита, пренита, эпидота, карбоната. Метасоматические породы могут слагать относительно мощные, до первых десятков метров, протяженные тела, центральные части которых часто состоят целиком из новообразованных минералов, в то время как на их периферии и в меньших по размеру метасоматических телах сохраняются реликты минералов исходных пород. Широко представлены метасоматические минералы в многочисленных прожилках как среди измененных пород, так и в практически неизмененных гнейсах, кристаллических сланцах и гранитах (см. рис. 2). Толщина таких прожилков обычно не превышает нескольких миллиметров, редко достигая 1—2 см.

Метасоматические изменения затрагивают все типы развитых на рудопроявлении метаморфических и магматических пород. При начальном метасоматическом преобразовании биотитовых гнейсов олигоклаз превращается в альбит, практически лишенный аномальной составляющей (0—5 % An). Замещение начинается с краев, и зерно плагиоклаза нередко приобретает пятнистый вид из-за островков незамещенного мутного олигоклаза с чешуйками серицита среди поля прозрачного альбита, иногда с двойниковым строением. Биотит замещается хлоритом начиная с периферии, проникая внутрь пластин по спайности, вплоть до полного замещения. Иногда совместно с хлоритом здесь образуется мусковит, сопровождаемый мелкими комочками лейкоксена или сфена. В некоторых случаях замещение биотита хлоритом сопровождается образованием сагенитовой решетки. В породе присутствуют единичные зерна эпидота, иногда совместно с серицитом внутри зерен олигоклаза, а также совместно с хлоритом в биотите.

При слабом преобразовании кордиеритовых гнейсов пинит, замещающий кордиерит сохраняется без изменений, но в некоторых случаях перекристаллизовывается в крупные кристаллы мусковита. Биотит претерпевает те же изменения, что и в биотитовых гнейсах, а микроклин остается в том же виде с сохранением микропертитовых вростков. В амфибол-биотитовых гнейсах и пироксеновых кристаллических сланцах наряду с обычными изменениями биотита наиболее преобразуется основной плагиоклаз, по которому, начиная с краев, развивается агрегат мусковита совместно с эпидотом вплоть до почти полного его замещения. По гроссу-

ляру и салиту развиваются только немногочисленные листочки хлорита, зерна эпидота или карбоната. Актинолит практически не изменяется. При более интенсивных преобразованиях олигоклаз биотитовых и кордиеритовых гнейсов замещается калишпатом, начиная с периферии вплоть до полного исчезновения. В некоторых случаях сохраняются островки альбита с чешуйками серицита и мелкими зернышками карбоната. Биотит здесь исключительно замещается хлоритом с комочками лейкоксена или зернышками сфена. В некоторых случаях наряду с хлоритом образуются вытянутые по спайности кристаллы калишпата. В кордиеритовых гнейсах иногда сохраняются немногочисленные реликтовые кристаллы мусковита, а в микроклине исчезают микропертиты и он превращается в прозрачную однородную разновидность. Существенно изменяют свой состав амфибол-биотитовые гнейсы и пироксеновые кристаллические сланцы. Основной плагиоклаз полностью превращается в агрегат мусковита, эпидота или карбоната. Также почти полностью замещаются эпидотом совместно с карбонатом и хлоритом салит и гроссуляр. По актинолиту развиваются зерна карбоната, эпидота и реже хлорита. В породах появляются многочисленные крупные неправильной формы и ромбовидные кристаллы сфена. Встречаются участки из агрегатов крупных зерен калишпата, карбоната и хлорита.

Характерно для этой степени изменений образование многочисленных прожилков, сложенных различными комбинациями метасоматических минералов. Обычно это калишпат и мелкокристаллический хлорит в сочетании с каким-либо кальцийсодержащим минералом — пренитом, карбонатом или эпидотом. Часто к ним присоединяется кварц, а иногда альбит. Возможно одновременное присутствие пренита, хлорита и карбоната. В более толстых прожилках иногда появляется зональное расположение минералов. Внутренняя часть сложена преимущественно калишпатом, кварцем и карбонатом, промежуточная — пренитом, а внешняя эпидотом. Наблюдались здесь и другие комбинации этих минералов. Значительно реже встречаются мономинеральные прожилки — калишпатовые, пренитовые, карбонатные. Чаще всего проявлены прожилочки калишпата, часто толщиной не более 0,02 мм, которые пересекают различные минералы — альбит, калишпат-пертит, актинолит, салит, кварц. В последнем они иногда представлены четкообразными просечками. При наложении прожилков на неизмененные породы все же прослеживается определенная зональность в расположении метасоматических минералов. Так мине-

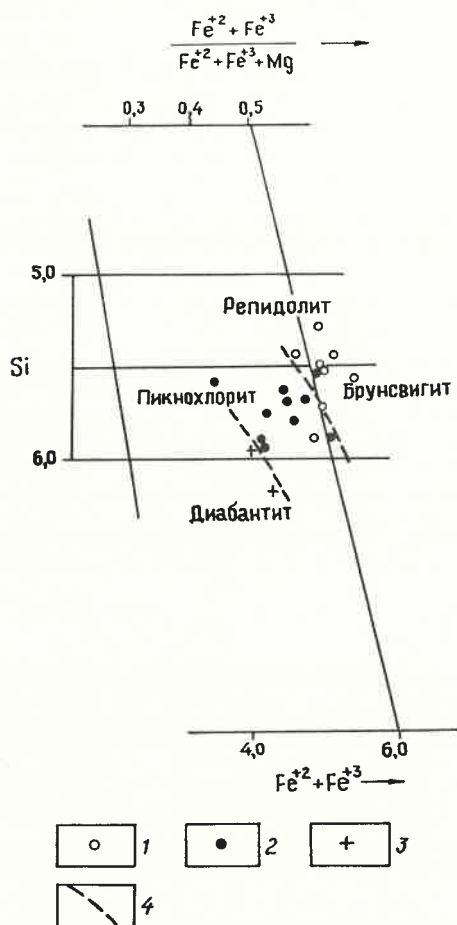


Рис. 4. Составы хлоритов метасоматических пород:

1 — внешняя зона; внутренняя зона; 2 — псевдоморфозы по биотиту, 3 — мелкочешуйчатый хлорит из прожилков в ассоциации с адуляром, пренитом и др.; 4 — границы между зонами

ральные ассоциации прожилков, часто с зональным строением, содержат калишпат, в то время как по периферии их в породах происходит частичная хлоритизация и мусковитизация биотита, серицитизация плагиоклаза, образование зернышек эпидота. Масштаб таких новообразований невелик и иногда не выходит за пределы шлифа.

Метасоматические минералы. В процессе метасоматоза происходит образование калишпата, альбита, мусковита, хлорита, карбоната, пренита, эпидота. Калиевый полевой шпат встречен в зернах неправильной формы, замещает плагиоклаз, реже биотит, а также образует тончайшие прожилки, пересекающие различные минералы. Он составляет центральные зоны полиминеральных метасоматических прожилков, где образует крупные ксеноморфные зерна. Часто он является ойкокристаллом для мелких червообразных чешуек хлорита. Зерна калишпа-

та прозрачные и не содержат пертитовых вростков. В поляризованном свете в кристаллах калишпата часто обнаруживается пятнистый, иногда струйчатый рисунок обусловленный чередованием светлых и темных участков, что характерно для низкотемпературной его разновидности — адуляра [8]. Состав калишпата по данным рентгено-спектральных анализов соответствует почти чистому ортоклазу, содержание альбитового минала не превышает 3 %. Рентгено-структурные исследования монофракций калишпата показали, что степень упорядоченности, определенная по параметрам элементарной ячейки составляет 0,87 в позиции Т, что соответствует низкотемпературному ортоклазу — адуляру.

Хлорит в метасоматитах представлен двумя разновидностями. Первая из них образует полные или частичные псевдоморфозы по биотиту исходных пород. Вторая представлена мелкочешуйчатой разновидностью и ассоциирует с адуляром. Исследованные хлориты принадлежат к среднежелезистым разновидностям: пикнохлоритам, репидолитам и брунсвигитам с f 30—50 % и содержанием Si — 5,5 — 6,4 ф. е. В ассоциации с адуляром встречаются более магнезиальные и кремнеземистые пикнохлориты и диабантиты (рис. 4).

Мусковиты образуют частичные псевдоморфозы по биотиту, чешуйки серицита по плагиоклазу и более крупные пластинки в измененных кордиеритовых и амфиболовых гнейсах, гранитах и пегматитах. По данным рентгеноспектральных анализов они содержат до 20—60 % фенгитового минала и до 50 % иллитового компонента в серицитах. Содержание парагонитового минала не превышает 5—7 %.

Эпидот встречается в виде отдельных зерен, рассеянных в породе, а также агрегатов, частично или полностью замещающих основной плагиоклаз, салит и гроссуляру. Значительно реже он образует прожилки, иногда в сочетании с хлоритом, пренитом, карбонатом и адуляром. По своему химическому составу этот минерал варьирует от почти чистого клиноцоизита до эпидота с $F = 25 - 30$ %. Более высокая глиноземистость эпидота характерна для слабо измененных пород, в то время как при более интенсивных изменениях они содержат больше железа.

Карбонат образует неправильной формы зерна, развиваясь по плагиоклазу, актинолиту, салиту и гроссуляру. Наиболее характерная форма его нахождения — прожилки, либо целиком карбонатные, либо в сочетании с адуляром и кварцем, реже адуляром и серицитом, эпидотом и кварцем. По составу карбонат относится к кальциту с суммар-

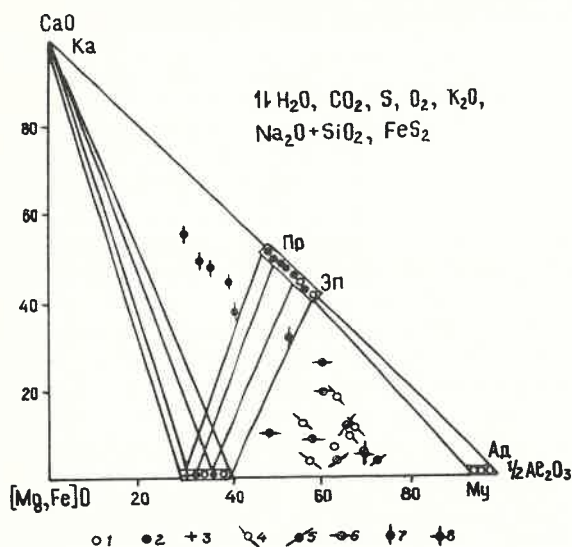


Рис. 5. Диаграмма состав-парагенезис для адуляр-хлоритовых метасоматитов:

составы минералов: 1 — внешней, 2 — внутренней зон, 3 — прожилков; составы пород: 4 — гнейсы биотитовые, 5 — кордиеритовые, 6 — амфибол-биотитовые, 7 — пироксеновые кристаллические сланцы, 8 — граниты, пегматиты; H_2O , CO_2 , S, O_2 , K_2O , Na_2O — подвижные компоненты, SiO_2 , FeS_2 — избыточные компоненты. Символы минералов: Ка — кальцит, Хл — хлорит, Му — мусковит, Ад — адуляр, Эп — эпидот-клиноцистит, Пр — пренит

ным содержанием железа, марганца, магния до 2—4 %.

Метасоматическая зональность и физико-химические условия метасоматоза. Для минеральных парагенезисов метасоматитов характерны две различные ассоциации: а) с мусковитом и б) с адуляром. Обычно внутренняя часть относительно мощных метасоматических тел сложена ассоциациями с адуляром, в то время как мусковитсодержащие метасоматиты слагают их внешнюю оторочку; ассоциации с мусковитом обычны при малых размерах метасоматических тел с мусковитом, во внешних зонах ассоциирует клиноцистит — эпидот и относительно более железистые хлориты — рипидолит и брунсвигит. В ассоциации с адуляром во внутренних зонах встречается более магнезиальный пикнохлорит, а также клиноцистит-эпидот, а иногда к ним добавляется пренит и кальцит. Наиболее обычна ассоциация пренита и кальцита с адуляром в прожилках, где адуляр с кальцитом, а иногда и с пренитом слагает внутреннюю часть зонального прожилка, а по периферии адуляр ассоциирует с эпидотом. В подобных же прожилках обычно присутствуют мелкочешуйчатый магнезиальный пикнохлорит и диабантит. Таким образом, можно выделить три часто повторяющихся устойчивых ассоциации:

1) мусковит + эпидот (Эп1) + хлорит (Хл1 — рипидолит, брунсвигит), 2) адуляр + эпидот (Эп2) + хлорит (Хл2 — пикнохлорит) и 3) адуляр + хлорит (Хл3 — пикнохлорит и диабантит) + кальцит (или пренит).

Составы метасоматических минералов, а также составы исходных вмещающих пород нанесены на диаграмму $CaO - (Mg, Fe)O - Al_2O_3$, обычную при анализе низкотемпературных метасоматитов (рис. 5).

Конноды на ней проведены в соответствии с наблюдаемыми парагенезисами. Из нее видно, что в ассоциации с мусковитом находятся относительно богатые глиноземом клиноциститы-эпидоты и хлориты (Хл1). При появлении адуляра глиноземистость эпидотов и хлоритов (Хл2) снижается. Наименьшая глиноземистость хлорита (Хл3) отмечается в ассоциации с адуляром и пренитом, который по относительному содержанию глинозема уступает эпидоту, или в ассоциации с кальцитом. Уменьшение глиноземистости в ряду хлоритов и кальцийсодержащих силикатов, расширение полей калийсодержащих минералов свидетельствует о повышении активности калия при формировании адулярсодержащих ассоциаций во внутренних зонах, в том числе и в прожилках.

Различие метасоматических минеральных ассоциаций зависит также от состава исходных пород. При метасоматическом преобразовании биотитовых, кордиерит-и амфибол-биотитовых гнейсов в условиях относительно низкой активности калия, характерной для внешней зоны метасоматоза, образуются мусковит, хлорит и эпидот, в то время как в пироксеновых кристаллических сланцах возникают ассоциации эпидота с подчиненными количествами кальцита и хлорита. При более интенсивном метасоматозе в гнейсах возникает адуляр в ассоциации с эпидотом, иногда с пренитом и хлоритом, в то время как в богатых кальцием породах адуляр не образуется, однако, наряду с эпидотом и кальцитом возможно образование пренита. И только при максимальном метасоматическом преобразовании в пироксеновых кристаллических сланцах возможно возникновение ассоциаций с адуляром. В большинстве случаев наблюдается пространственное совмещение минеральных ассоциаций различных ступеней метасоматоза. Так в адулярных породах сохраняются листочки мусковита, обычны ассоциации кальцита, пренита и эпидота. Метасоматические преобразования основного плагиоклаза начинаются с его серицитизации.

Судить о привносе—выносе вещества при метасоматозе на основании сопоставления химических анализов неизменных и метасоматических пород затруднительно в связи с вариациями составов исходных пород, пере-

кывающими изменения при метасоматозе. Для ориентировочного суждения о балансе вещества рассмотрен случай теоретического замещения наиболее распространенного среди вмещающих пород биотитового гнейса. При этом количества SiO_2 и Al_2O_3 в исходных и измененных породах различаются несущественно. Метасоматоз происходит при относительно небольшом привносе калия, углекислоты и магнезия, чем, видимо, и объясняется высокая магнезиальность хлоритов по сравнению с биотитом и возрастание магнезиальности их во внутренних зонах метасоматитов. Обращает на себя внимание интенсивный вынос железа. Вероятно вынесенное из породы и поступившее в раствор железо вошло в состав разнообразных сульфидов, сопровождающих золотую минерализацию. Особо надо остановиться на поведении натрия. Как известно, взаимоотношения калийсодержащих серицита и калиевого полевого шпата, с одной стороны, и альбита, с другой, зависят от соотношения активностей калия и натрия в растворе [6]. Развитие в изученных метасоматитах серицита и адуляра указывает на высокую активность калия при метасоматозе. При замещении плагиоклаза адуляром натрия выносятся. Это повышает его концентрацию в растворе и смещает соотношение активностей в сторону натрия, и как следствие, выпадение альбита как переотложенного минерала, фиксируемого в ряде прожилков, где он ассоциирует с адуляром, кальцитом, пренитом и кварцем.

При определении температуры образования метасоматических пород необходимо учесть, что возникновение адуляра в ассоциации с кальцитом, серицитизация плагиоклаза указывают на формирование их в низкотемпературных условиях. В то же время устойчивость эпидота-клиноцоизита и пренита свидетельствует о более высоких температурах. Граница между этими ассоциациями, т. е. низкотемпературной и среднетемпературной областями принимается 350°C [10]. В то же время отсутствие каолинита свидетельствует о температурах формирования не ниже 250°C [7]. Содержание парагонитового минала в мусковитах исследованных метасоматитов также указывает на температуру образования $200\text{—}350^\circ\text{C}$. Касаясь вопросов pH метасоматических растворов необходимо указать, что сходные с нашими процессы гумбеизации происходят при значениях $\text{pH} > 5,6$, т. е. в слабощелочной и щелочной области, но возможны и при нейтральных слабо кислых растворах с $\text{pH} > 4$ [10].

Золотая и сопутствующая минерализация. Ореолы адуляр-хлоритовых метасоматитов сопровождаются обильным выделени-

ем разнообразных сульфидов в виде рассеянной вкрапленности, либо в субмикроскопических трещинах, либо совместно с метасоматическими минералами. Наибольшим распространением пользуется пирротин (до 25), арсенопирит (15), халькопирит (12—15), пирит (10), сфалерит (8—10 %). Значительно реже встречены пентландит, герсдорфит, кобальтин, маккинавит, марказит, молибденит. На основании изучения соотношений отдельных минералов и корреляционных связей между элементами выделяются арсенопирит-пиритовая с молибденитом и более поздняя пирротин-пирит-сфалеритовая с халькопиритом, пентландитом, герсдорфитом, кобальтином и маккинавитом ассоциации. Наиболее тесную связь и с адуляр-хлоритовыми метасоматитами обнаруживает арсенопирит-пиритовая ассоциация, в то время как пирротин-пирит-сфалеритовая распространена шире, выходя за пределы метасоматических ореолов. Самоходное золото на рудопоявлении не отмечается, оно входит в состав сульфидов. Распространение золота по разрезу скважины контролируется ореолами адуляр-хлоритовых метасоматитов (см. рис. 2). В общем случае наблюдается зависимость повышенных концентраций золота от степени и интенсивности метасоматоза. В этой связи интерес представляет проведенная Б. И. Омеляненко статистическая обработка результатов корреляционного анализа 134 проб методом нейтронной активации на компьютере типа IBM PC/AT.

Для группы анализов пород с наибольшей метасоматической переработкой отмечается высокая коррелируемость золота с медью (0,28), мышьяком (0,72), барием (0,54) и особенно с сурьмой (0,87). Для менее измененных пород сохраняется высокая корреляция золота только с медью. Не отмечается сколько-нибудь отчетливой зависимости между концентрациями золота и урана. Корреляционные зависимости хорошо согласуются с результатами минераграфического изучения. Сквозная корреляция золота с медью обязана очевидно присутствию халькопирита по всему разрезу. Напротив тесная связь выделений арсенопирита с ореолами интенсивного метасоматоза определила высокую корреляцию золота с мышьяком. Высокий коэффициент корреляции золота с сурьмой не нашел удовлетворительного объяснения при изучении сульфидной минерализации, возможно из-за чрезвычайно низкой концентрации сурьмосодержащих минералов. Поэтому можно сделать вывод, что повышенные концентрации золота связаны не с общим количеством сульфидов в породе, а с их качественным составом. Несмотря на то, что повышенные concentra-

ции золота пространственно совпадают с зоной калишпатовых метасоматитов, корреляционных связей золота с калием не выявлено. Очевидно это связано с тем, что доля калия, привнесенного в процессе метасоматоза, слишком мала по сравнению с содержанием калия в исходных породах, и при расчетах привнесенный калий не оказал существенного влияния на их значения. Таким образом, налицо тесная генетическая связь золоторудного процесса с процессом отложения сульфидов меди, мышьяка и, возможно, сурьмы.

Формационная принадлежность и источники рудного вещества. При отнесении метасоматитов к той или иной метасоматической формации обычно используются такие критерии, как место в истории геологического развития района, наличие или отсутствие связи с определенным типом магматизма, особенности минерального и химического состава, метасоматическая и геохимическая специализация, условия локализации и закономерности строения метасоматических тел [9]. Применение этих критериев с очевидностью свидетельствует о принадлежности исследованных золотоносных адуляр-хлоритовых метасоматитов к формации низкотемпературных калиевых метасоматитов — гумбеитов. Это залегание в крупных региональных разломах докембрийского фундамента, формирование которых связано с протоактивизацией в конце раннего протерозоя, локализация метасоматических тел в тектонитах, представляющих собой комбинацию разновозрастных структурных элементов, образованных в различных фациях метаморфизма, отсутствие связи с магматизмом, черты метасоматической зональности с устойчивостью во внутренней зоне ортоклаза (адуляра), низкие температуры образования.

Метасоматиты подобного типа встречаются на Южном Урале, Алданском и Украинском щитах [8, 10, 13, 15]. По структурной позиции золотоносные метасоматиты аналогичны ураноносным гумбеитам Михайловского месторождения, которые характеризуются также повышенными содержаниями молибдена, меди, серебра, сурьмы и золота. Они близки к описанным выше по составу метасоматических минералов, по характеру метасоматической зональности, широкому развитию прожилковой фации, но отличаются полным исчезновением кварца во внутренних частях метасоматических ореолов. Радиологические определения возраста по настурану имеют значение 0,97—0,95 млрд лет, что близко по времени к тектономагматической активизации, сопровождающейся развитием поясов даек диабазов, кварцевых порфиров и сиенит-порфиров

(1,4—1,0 млрд лет). Золотоносные метасоматиты, вероятно, также образовались на заключительных этапах докембрийского эндогенного цикла Украинского щита. Во всяком случае, позднее широко развитых здесь ураноносных альбититов. В пределах Юрьевского рудопоявления тела таких альбититов иногда встречаются совместно с адуляр-хлоритовыми метасоматитами. В таких случаях прожилки адуляра в ассоциации с пренитом и кальцитом пересекают альбититы. Наблюдается частичное или полное замещение отдельных зерен альбита адуляром, полные псевдоморфозы хлорита по сноповидным агрегатам рибекита.

Что касается возможных источников рудного вещества, следует обратить внимание на следующие обстоятельства. Математическая обработка результатов корреляционного анализа в группе содержаний золота менее 0,01 г/т показала, что его распределение подчиняется логнормальному закону, и такие концентрации золота, вероятно, находились в исходных породах еще до регионального метаморфизма и не связаны с привносом или перераспределением.

С другой стороны, как отмечалось выше, кордиерит-биотитовые гнейсы в рудовмещающей толще встречаются значительно чаще, чем гранат-биотитовые, что необычно для метapelитов. Д. С. Коржинским [8] для рудовмещающих кордиеритовых гнейсов месторождений Швеции и Финляндии было показано, что они продукт раннего, дометаморфического гидротермального изменения типа кислотного выщелачивания средних и кислых вулканитов в связи с рудоотложением. Представляется правомерным предложить аналогичный механизм для кордиерит-биотитовых и других гнейсов Юрьевского рудопоявления. Образовавшиеся при кислотном выщелачивании мусковит и хлорит при метаморфизме амфиболитовой фации заместились микроклином, силлиманитом и кордиеритом. Известково-силикатные кристаллические сланцы возможно являются окварцованными основными эффузивами, частично обогащенными при поствулканическом процессе выносимым из других пород кальцием. Такое дометаморфическое околорудное изменение описано в ряде других мест [4, 18].

В работе [12], посвященной золотоносности той же ингуло-ингулецкой серии близ Кировоградского массива отмечается умеренно повышенное содержание золота (0,012—0,038 г/т). При этом породы не несут никаких следов наложенного на региональный метаморфизм низкотемпературного изменения, следовательно, золотая минерализация является дометаморфической. Частичное же перераспределение золота с

обогащением отдельных тектонических зон происходило одновременно с описанными метасоматическими изменениями.

В заключении можно сделать следующие выводы:

1 — установлен новый для региона тип золотоносных калишпат-хлоритовых метасоматитов. Определена их метасоматическая зональность и положение в ней концентраций золота;

2 — определен структурный контроль золотоносных метасоматитов зонами трещиноватости, образовавшимися на поздней стадии эволюции крупных региональных зон разломов, сформированных в условиях андалузит-силлиманитового типа метаморфизма амфиболитовой фации;

3 — выявлены ассоциации рудных минералов сопутствующих золоту и установлена положительная корреляция золота с мышьяком, медью и сурьмой;

4 — рассмотрены физико-химические условия формирования адуляр-хлоритовых метасоматитов и установлена их принадлежность к формации низкотемпературных калиевых метасоматитов зон региональных разломов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белевцев Р. Я. Региональная метаморфическая зональность центральной части Украинского щита // Геологический журнал. 1972. Т. 32. Вып. 3. С. 80—95.
2. Белевцев Р. Я. Метаморфическая зональность и тектоника докембрия Украинского щита // Термодинамический режим метаморфизма. 1976. С. 304—313.
3. Гаррелс Р., Маккензи Ф. Эволюция осадочных пород. — М.: Мир, 1974.
4. Глаголев А. А. Влияние ранних поствулканических процессов на состав метаморфических пород Во-

ронных тундр (Кольский полуостров) // Геохимия и петрология. 1976. Кн. 5. С. 108—116.

5. Дир У. К., Хаюн Г. А., Зусман Д. Ж. Породообразующие минералы. — М.: Мир, 1966. Т. 3.
6. Жариков В. А., Омеляненко Б. И. Некоторые проблемы изучения изменения вмещающих пород в связи с металлогеническими исследованиями // Изучение закономерностей размещения минералов при металлогенических исследованиях. М., 1965. С. 119—188.
7. Иванов И. П., Фонарев В. И. Минеральные равновесия в открытой системе $H_2O - K_2O - SiO_2 - Al_2O_3$ и их приложение к проблеме гидротермального метаморфизма // Проблемы метасоматизма. М., 1970. С. 50—63.
8. Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов // Основные проблемы в изучении магматогенных рудных месторождений. М., 1955. С. 335—453.
9. Омеляненко Б. И. О критериях формационной самостоятельности и классификации метасоматитов // Геология рудных месторождений. 1975. № 3. С. 34—43.
10. Омеляненко Б. И. Околорудные гидротермальные изменения пород. — М.: Недра, 1978. С. 213.
11. Перчук Л. Л., Рябчиков И. Д. Фазовое равновесие в минеральных системах. — М.: Недра, 1976.
12. Щербак Н. Г. Датирование процессов метаморфизма и магматизма в докембрии Украинского щита по изотопным данным // Метаморфизм Украинского щита и его обрамление. Киев. 1978. С. 77—79.
13. Щербилов И. Б., Латыш И. К. К геохимии золота в породах центрального района Украинского щита // Доклады АН УССР. 1972. № 2. С. 127—129.
14. Щербань И. П., Шунько В. В. О хлорит-актинолитовых околорудных метасоматитах на урановых рудопроявлениях // Геология рудных месторождений. 1988. № 3. С. 43—54.
15. Щербань И. П., Шунько И. П., Котловская Н. И. Изотопный возраст низкотемпературных метасоматитов Украинского щита // Докл. АН УССР. Сер. Б. 1984. № 1. С. 28—30.
16. Эндогенное оруденение древних щитов. — М.: Наука. 1978.
17. Newton R. C. Some calc—silicate equilibrium relations // Amer. journal sci. 1966. Vol. 264. N. 3. P. 101—114.
18. Vrana S. Magnesian—aluminous rocks, the associated ore mineralization and problem of magnesium-iron metasomatism. Kristallinikum. Vol. 2. 1975. P. 101—114.

УДК 553.2

© Д. И. Горжевский, В. Д. Конкин, Г. В. Ручкин, 1994

Роль органического вещества в рудообразовании

Д. И. ГОРЖЕВСКИЙ, В. Д. КОНКИН, Г. В. РУЧКИН (ЦИНГРИ)

Восстановленные соединения углерода в виде графита, углеводов, сложных органических веществ и других форм установлены в рудах практически всех геолого-генетических типов месторождений, что указывает на возможность участия этих соединений в процессах рудогенеза. Многочисленные исследования отечественных и зарубежных ученых, разрабатывающих проблему участия органического вещества (ОВ) в рудогенезе до сих пор не дают однозначного

ответа. Предполагается весьма разнообразная роль ОВ в формировании месторождений: природного фильтра, буфера, катализатора, восстановительного барьера, промежуточного источника рудного вещества, соединений, транспортирующих и концентрирующих рудные вещества и т. д.

В настоящем сообщении предпринимается попытка рассмотреть этот вопрос на примере колчеданно-полиметаллических и золоторудных месторождений, залегающих в

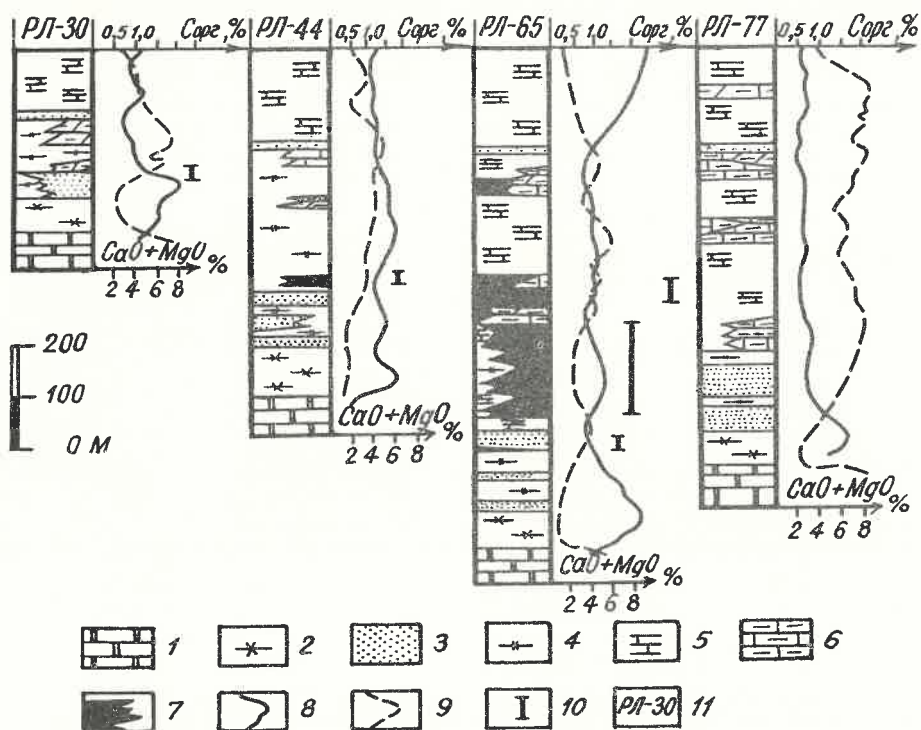


Рис. 1. Распределение содержаний C_{org} в пределах рудовмещающих разрезов Холоднинского месторождения:

1 — мраморизованные доломиты; породы рудовмещающей толщи: 2 — графитистые-кварц-сланцевые и сланцевые кварциты с гранатом, 3 — графитистые кварцито-песчаники, 4 — графитистые кварц-сланцевые и графит-карбонат-кварц-сланцевые сланцы (карбонатов до 5 %), 5 — графитисто-кварц-сланцево-карбонатные сланцы (карбонатов 5—25 %), 6 — графитистые кварц-карбонатные и сланцево-карбонатные породы (карбонатов 25—50 %); 7 — рудные тела колчеданно-полиметаллического состава; графики распределения содержаний: 8 — C_{org} , 9 — суммы оксидов кальция и магния (CaO , MgO); 10 — максимальные значения содержаний C_{org} в слабо оруденелых и безрудных прослоях; 11 — номера сводных литолого-стратиграфических колонок по разведочным линиям

осадочных углеродистых терригенных отложениях, часто называемых черносланцевыми формациями, и стратиформных свинцово-цинковых месторождений в карбонатных породах. Необходимо подчеркнуть, что авторы принимают точку зрения о биогенном, первично-осадочном происхождении ОВ, являющегося неотъемлемым компонентом пород, составляющих черносланцевые формации. Об этом, в частности, свидетельствует относительно равномерное распределение ОВ в породах, его автохтонная природа, тесные парагенезисы с осадочными формами сульфидов, наличие свободной серы, изотопный состав углерода (δC^{13} от — 23 ‰ до 20 ‰), а также реликтовые формы ОВ (растительные остатки, кутикулы, овальные выделения с ячеистой структурой, сходные по формам выделения с синезелеными водорослями и др.), микроскопически изученные в породах черносланцевых формаций ряда золоторудных месторождений, указывающие на сапропелевое, сапропелево-гумусовое или гумусовое происхождение ОВ [1; 2; 3; 6; 7; 14 и др.].

В процессах диагенеза, катагенеза и метаморфизма ОВ испытывает преобразования и превращается из керита сначала в антраксолит, затем в шунгит, а в условиях интенсивного метаморфизма — в графит. Например, на месторождении Текели, метаморфизованного в зеленосланцевой фации, реликтовое, сингенетическое ОВ тесно ассоциирует с сульфидами, участвуя в строении глобуль и конкреций, и представлено антраксолит-шунгитом, а на Холоднинском месторождении (амфиболитовая фация) — графитом [17].

Миграционное ОВ концентрируется вдоль кливажных плоскостей, в замках мелких складок и трещинах и представлено шунгитом или графитом и, как предполагается нами, заимствовано из осадочных пород. Вместе с тем, возможность участия абиогенного ОВ в его миграционных формах не может быть полностью исключена [11; 12; 15].

Закономерности распределения ОВ в рудовмещающих черносланцевых толщах сводятся к следующему.

По содержаниям ОВ фиксируются как

высокоуглеродистые разновидности пород ($C_{орг} \geq 10\%$), так и низкоуглеродистые ($C_{орг} \geq 0,1\%$), однако в среднем рассматриваемые толщи характеризуются относительно невысокими значениями $C_{орг}$. Средние значения органического углерода в разрезах колчеданно-полиметаллических месторождений варьируют от 0,2 до 2,6 %. Средние содержания $C_{орг}$ в золотоносных толщах колеблются в тех же диапазонах.

На фоне сравнительно невысоких содержаний ОВ в рудоносных толщах резко выделяются прослои черносланцевых пород внутрирудных слабо минерализованных и безрудных прослоев, переслаивающихся с колчеданными рудами, содержание $C_{орг}$ в которых возрастает до 10 % и более (рис. 1).

Вместе с тем необходимо подчеркнуть, что корреляции между содержаниями металла в рудах и $C_{орг}$ во вмещающих породах не наблюдается.

Распределение ОВ в целом подчиняется особенностям литолого-фациальной изменчивости рудоносного разреза, а распределение концентраций $C_{орг}$ в пределах колчеданных залежей создает четко выраженную линейно-узловую картину, обусловленную морфологией строения рудных тел и текстурными особенностями руд. Наиболее равномерное распределение $C_{орг}$ устанавливается для залежей имеющих преимущественно слоистое строение. В залежах, центральные части которых сложены массивными густо вкрапленными рудами, распределение $C_{орг}$ резко усложняется возникновением локальных участков с высокими концентрациями $C_{орг}$ от 3 до 8 % (рис. 2).

Следует полагать, что причины связи ОВ с рудами разнообразны. Прежде всего, следует отметить способность растений и животных организмов поглощать тяжелые металлы. Так, в мягких тканях современных коралловых полипов, моллюсков и медуз концентрации свинца по сравнению со средой обитания увеличиваются в 2600 раз, а цинка в 3200 раз. В биомассе бактерий содержится (в мг на 100 г сухого вещества): Cu — 12; Zn — 0,1—28; Pb — 0,6—1,5; Ba — 18—50. По данным А. Н. Илялетдинова, в водоемах активное участие в поглощении металлов принимают водоросли, при отмирании которых металлы концентрируются в биомассе и затем попадают в ил. Когда концентрация ионов тяжелых металлов в жидкой массе ила достигает 1 мг/л, то в твердой фазе активного ила содержание цинка достигает 8500 мг/л.

Однако главным фактором биологической иммобилизации металлов является не поглощение их живыми организмами, а реакции металлов с продуктами микробиологического разложения органических соедине-

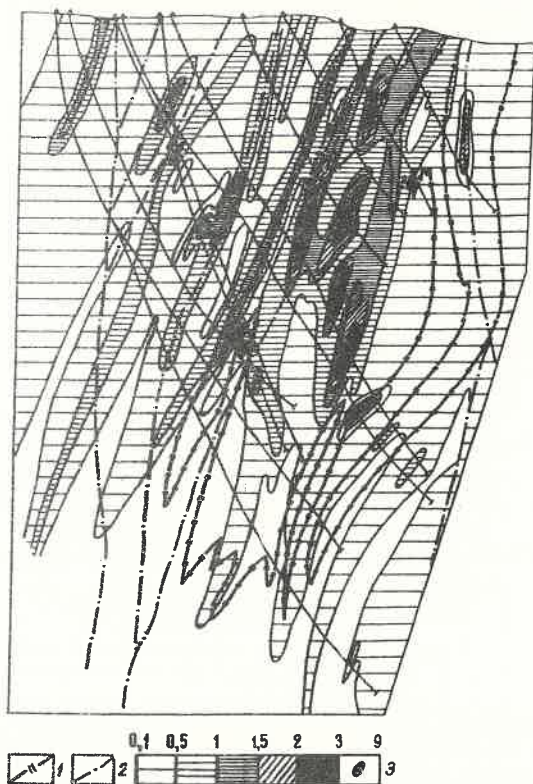


Рис. 2. Распределение содержаний $C_{орг}$ в рудной залежи Холоднинского месторождения:

1 — контур рудной залежи; 2 — разрывные нарушения; 3 — шкала содержаний $C_{орг}$, в %

ний, в результате чего образуются малоподвижные металлоорганические комплексы, осаждающиеся на дне водоемов.

В процессе микробиологического разложения возникают гуминовые кислоты и фульвокислоты, которые участвуют в миграции и концентрации металлов, образуя комплексные соединения с металлами. С фульвокислотами связаны соединения свинца (92 %), а с гуминовыми кислотами меди (93 %). Что касается цинка, то он обнаруживается в значительных количествах в обоих типах кислот. О способности этих кислот растворять металлы свидетельствуют экспериментальные исследования А. Н. Илялетдинова [13], согласно которым количество меди при растворении халькопирита в воде, насыщенного углекислым газом, за 24 ч составляет 10 мг, а в 0,1 % гуминовой кислоты 240 мг, цинка при растворении сфалерита соответственно 20 мг и 140 мг, свинца при растворении галенита 30 мг и 3000 мг.

В качестве металлоорганических форм, участвующих в мобилизации, транспортировке и осаждении цветных и благородных металлов, как показывают теоретические и экспериментальные исследования [1, 2 и др.] могут выступать хелатные, фульват-

ные, ацетатные, оксалатные и другие комплексы, устойчивость большинства из которых, однако, определяется достаточно жесткими термодинамическими и преимущественно низкотемпературными условиями рудогенеза. В природе металлоорганические комплексы не обнаружены, их присутствие предполагается на основе интерпретации результатов анализов по распределению металлов в компонентах и фракциях ОВ.

Так, например, В. А. Виленкиным [5] и Н. М. Заири [11] показано, что в рассеянном ОВ золоторудных месторождений золото концентрируется в битумоидах и керогенах, что указывает на присутствие металлов в ОВ в виде золотоорганических соединений. Золото и ряд других элементов (серебро, медь, свинец и др.) имеют более высокие содержания в кислых спирто-бензольных битумоидах по сравнению с нейтральными хлороформенными. Изучение химизма связей золота с ОВ показало, что золото закрепляется в ОВ в микропорах и дефектах структуры керогена с образованием прочных хемосорбционных связей, не разрушающихся даже в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма.

Другой важный вывод рассматриваемых исследований заключается в том, что рассчитанные суммарные количества металлов в битумах в возможных металлоорганических формах не превышают десятых-сотых долей процента от суммарного содержания металла в породе.

Помимо формирования повышенных концентраций металлов на конседиментационном этапе роль ОВ заключается также в бактериальном процессе восстановления сульфатов морской воды с образованием сероводорода, что в свою очередь обуславливает восстановительную среду отложения металлов и образование зон сероводородного заражения, в которых происходит фиксация металлов путем коагуляции и адсорбции их на глинах, органике и, главное, в сульфидных фазах.

Таким образом, ОВ на седиментационном этапе формирования рассматриваемых месторождений не только активно участвовало в переносе и отложении мобилизованных металлов в виде органических лигандов и металлоорганических соединений, создавая вместе с рудным веществом, заключенным в седиментационных сульфидах, вышекларковые содержания металлов, но и определило окислительно-восстановительные условия накопления как надкларковых, так и промышленных концентраций металлов гидротермально-осадочных руд.

Учитывая особенность строения метаморфизованных и частично регенерированных колчеданно-полиметаллических месторожде-

ний, сохранивших главные черты своего первичного строения даже в фациях глубоких метаморфических преобразований, значение ОВ в этих процессах было незначительно.

В последующих гидротермально-метасоматических или гидротермально-метаморфических этапах рудогенеза на золоторудных месторождениях черносланцевых формаций ОВ выступало в качестве промежуточного источника рудного вещества и в качестве геохимических барьеров при осаждении экзогенно-эндогенных концентраций благородных металлов. Особенности протекания рудогенеза при таких условиях рассмотрены в работах В. А. Бурыка, Н. М. Заири, В. А. Макригиной, И. П. Ермолаева и др. [3; 10; 11; 15].

Значение ОВ в формировании свинцово-цинковых месторождений в карбонатных формациях заключается в следующем.

Осадки, содержащие сульфиды, перекрываются более молодыми отложениями и под влиянием повышенной температуры и давления подвергаются эпигенетическим преобразованиям. При этом происходит нагревание метеорной воды и дегидратация глин с выделением воды, которая возникает при превращении монтмориллонита в гидрослюда. Такими водами, по всей вероятности, осуществляется перераспределение рудных компонентов. При этом происходит изменение органического вещества пород с извлечением из керогена продуктов низкотемпературного крекинга и выделение газов (CH_4 — C_8) и битумоидов. В этом процессе вновь возрастает содержание гуминовых и фульвокислот, а также ацетатных и оксалатных комплексов, которые играют важную роль как агенты переноса свинца, цинка и меди в виде комплексных металлоорганических соединений. Повышение температуры в условиях мезо-катагенеза приводит к обогащению водных растворов углеводородами, образованию подвижных углеводородных соединений и в случае существования сочетания пород-коллекторов и экранов к формированию залежей нефти.

Породы, локализирующие свинцово-цинковые рудные тела, относятся к карбонатным формациям, которые состоят главным образом из известняков и доломитов, переслаивающихся с углеродистыми алевролитами и глинистыми сланцами. С этой формацией также часто связаны месторождения нефти и газа. Карбонатные отложения, обычно являющиеся непосредственно рудовмещающими породами, также содержат ОВ. Так, на месторождении Миргалимсай карбонатные породы рудоносного горизонта содержат до 4—5 % $\text{C}_{\text{орг}}$ и в т. ч. 0,77 % растворимых битумов. В состав последних входят: пара-

фины — 7,6; масла — 27, смолы — 49,2 и асфальтены — 21,2 %. Нерастворимая часть ОВ представлена керитом; на месторождениях Шалкия в рудовмещающих карбонатных породах содержание ОВ по двум анализам составляет 1,22 и 3,23 %, а выход растворимых битумов соответственно 0,32 и 0,52 %. На месторождении Учкулач содержание $C_{орг}$ в рудовмещающих доломитах достигает 1 %.

Важное значение для доказательства связи стратиформных свинцово-цинковых месторождений с ОВ является охарактеризованная многими исследователями [8; 9] пространственная и возрастная связь этих месторождений с нефтегазоносными бассейнами. Свинцово-цинковые месторождения этого типа часто локализуются в периферических частях таких бассейнов, обнаруживая наиболее тесные ассоциации с битумами — продуктами разрушения нефтей.

В газово-жидких включениях жильных минералов рудных тел — кварца, кальцита, барита, а также и в сфалерите часто обнаруживаются включения битумов, нефтей и углеводородных газов, которые формировались при 50—200°C, т. е. при тех же температурах, при которых возникали скопления нефти главной зоны нефтегазообразования по Н. Б. Вассоевичу [4 и др.].

Любопытно отметить, что в породах-коллекторах залежей нефти и газа широко распространены такие минералы, как пирит, сфалерит, галенит, кварц, доломит, кальцит, барит, флюорит и др., т. е. минералы, слагающие руды стратиформных месторождений свинца и цинка. Наконец, следует отметить повышенное содержание свинца, меди и цинка в самих нефтях. Особенно высоким содержанием в некоторых типах нефтей обладает цинк; в нефтях некоторых месторождений его содержание достигает 0,8 %, такие нефти получили название «цинковых». К ним относятся тяжелые нефти Западно-Сибирского, асфальтовые битумы Лено-Тунгусского бассейнов, месторождения жильных асфальтитов.

Здесь на этапе седиментации близкие тектонические, климатические и литолого-геохимические условия отложения ОВ и рудного вещества обуславливают их тесную взаимосвязь. В процессе диагенеза и катагенеза, благодаря возникновению аминокислот и фульвокислот происходит растворение рассеянных металлов и образование растворимых металлоорганических соединений, которые под влиянием сероводорода, имеющего биогенную или абиогенную природу, осаждаются на геохимических барьерах.

Таким образом, нам представляется, что органическое вещество играет при формировании месторождений рассматриваемого ти-

па весьма важную и, вместе с тем, разнообразную роль. Поглощая металлы и создавая обстановку для их дальнейшей концентрации, оно участвует в формировании металлоорганических соединений, которые способны переносить и осаждать металлы, образует геохимические барьеры и, наконец, способствует деятельности бактерий, превращающих металлоорганические соединения в сульфиды металлов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Банникова Л. А. Органическое вещество в гидротермальном рудообразовании. — М.: Наука, 1990.
2. Буслаева Е. Ю., Новгородова М. И. Элементо-органические соединения в проблеме миграции вещества. — М.: Наука, 1989.
3. Буряк В. А. Метаморфизм и рудообразование. — М.: Недра, 1982.
4. Виленкин В. А., Заири Н. М. Роль рассеянного органического вещества рудовмещающих пород в формировании золоторудной минерализации в углеродсодержащих терригенно-осадочных толщах: Тез. докл. II Всесоюз. совещ. по геохимии углерода. М., 1986. С. 141—144.
5. Волкова Н. Б. Органическая петрология. — Л.: Недра, 1989.
6. Войткевич Г. В., Кизильштейн П. Я., Холодков Ю. И. Роль органического вещества в концентрации металлов в земной коре. — М.: Недра, 1983.
7. Горжевский Д. И. О роли органического вещества в рудообразовании // Изв. вузов. Сер. геология и разведка. 1987 № 1. С. 29—41.
8. Ермолаев Н. П., Созинов Н. Я. Стратиформное рудообразование в черных сланцах. — М.: Наука, 1986.
9. Заири Н. М. Геолого-генетические изотопно-геохимические модели месторождений колчеданных формаций // Построение моделей рудообразующих систем. Новосибирск, 1987. С. 128—140.
10. Иванкин П. Ф., Назарова Н. И. О природе металлоносных черных сланцев: Тез. докл. Международ. симпозиума. Бассейны черносланцевой седиментации и связанные с ними полезные ископаемые. Новосибирск, 1991. Т. 1. С. 41—42.
11. Ильяетдинов А. Н. Микробиологические превращения металлов. — Алма-Ата: Наука, 1984.
12. Крамаренко Л. Е. Геохимическое и поисковое значение микроорганизмов подземных вод. — Л.: Недра, 1983.
13. Курбанов Н. К. Условия формирования и закономерности размещения стратиформных колчеданно-полиметаллических месторождений терригенных эвгеосинклиналей: Автореф. дисс. докт. геол. — минер. наук. — М.: 1986.
14. Макрыгина В. А., Развозжаева Э. А., Мартихаев Д. Х. Органическое вещество и микроэлементы в процессе метаморфизма метapelитов (Хамар-Дабан, Юго-Западное Прибайкалье) // Геохимия. 1991. № 3. С. 358—360.
15. Органическое вещество черносланцевых формаций и рудогенез цветных металлов / Г. В. Ручкин, В. Д. Конкин, Ю. Р. Ручкина и др. // Геология, методы поисков, разведки и оценки месторождений твердых полезных ископаемых. Вып. 3. М., 1992.
16. Особенности катагенеза рассеянного ОВ в бедных коллекторами глинистых толщах / Н. Б. Вассоевич, Ю. И. Корчагина, Н. И. Гербер и др. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1973. № 4. С. 116—124.
17. Парагенезис металлов и нефти в осадочных толщах нефтегазоносных бассейнов / Д. И. Горжевский, А. А. Карцев, Д. И. Павлов и др. — М., Недра, 1990.

Необычное рудопроявление циркония в эффузивах Казахстана

Е. Н. ПАНОВ, А. А. НОРКИН, О. Ю. ДУБИК, О. А. ЯКОВЛЕВА (ВСЕГЕИ)

Новый тип низкотемпературной тонковкрапленной циркониевой минерализации обнаружен недавно [7] в кислых эффузивных породах Центрального Казахстана. Сходный по некоторым минералогическим признакам рудный объект приурочен к сочленению разрывных нарушений различного простирания, рассекающих моноклиальную эффузивно-осадочную толщу девонского возраста. Собственно рудное тело представляет собой минерализованную брекчию сильно измененных вулканитов основного состава.

Порода сохраняет реликтовую апоинтерсертальную или апопилотакситовую структуру и первоначально была близка к плагиобазальту или трахибазальту. Лейстовидные, таблитчатые микрофенокристаллы до 0,5—0,7 мм и более мелкие микролиты первичных минералов превращены в тонкозернистые агрегаты гидрослюда и каолинита, стекловатый базис замещен буроватым опалом, рассеянная вкрапленность титаномагнетита (5—7 %) — лейкоксеном с примесью рутила. В псевдоморфозах по плагиоклазу преобладает каолинит сравнительно низкой степени раскристаллизации, темноцветные минералы переходят в гидрослюда (гидромусковит смешанного типа, $1M + 2M_1$) в ожелезненных разновидностях в смеси с гидрогётитом.

Порода обнаруживает явные признаки позднего окремнения; на основе опализованного стекловатого базиса развиваются микропорфиробластические, кумулопиклобластические образования халцедона (халцедоновидного кварца). Общее количество кристаллического кремнистого материала по данным рентгеноструктурного анализа может достигать 30 % объема, криптовый калиевый полевой шпат (адуляр, менее 10 %), по-видимому, рассеян в массе глинистых минералов.

Гидротермальная переработка первичного базальта сопровождается перемещением значительных масс вещества (таблица).

Разложение и гидрация плагиоклаза и темноцветных минералов приводит к выносу Mg, Mn, Ca, Na, окислению (анализ I) и удалению большей части Fe, привносу воды и K. Кремнекислота тоже привносится, хотя большая часть ее высвобождается и перераспределяется на месте; на порядок увеличивается количество Zr.

Величина обломков колеблется в очень широких пределах вплоть до размеров отдельных кристаллокластов (≤ 10 —15 мкм); угловатая в целом форма характеризуется

закругленными очертаниями. Доля литокристаллокластического материала обычно составляет не менее 60—80 % объема брекчии.

В составе цементирующей массы можно различить сочетание элементов, последовательно (без тектонических пауз) сменяющих три минеральные ассоциации. Можно назвать три этапа образования этих ассоциаций; 1) фаза раннего гелеоморфного цемента, 2) фаза окремнения, 3) фаза гидрослюдизации.

От первой ранней ассоциации сохранились отдельные реликты, судя по которым первоначально полости между обломками были заполнены внешне светло-серой, в шлифе непрозрачной, по-видимому, высокопреломляющей цирконийсодержащей гелеоморфной массой по составу и структуре, вероятно, близкой к циркопалу [5]. Сохранившиеся участки такого цемента напоминают туфовую массу из-за содержания многочисленных мелких (15 мкм—0,5 мм) угловатых фрагментов гидрослюдизированной породы и отдельных кристаллокластов, а также кварца и единичных идиоморфных (до 80 мкм) кристаллов циркона. Последние два минерала явно ксеногенного происхождения. Крупные обломки обнаруживают признаки активного резорбирующего воздействия со стороны цемента. Гелеоморфная масса проникает внутрь породы не только по тонким трещинам, но и образует прожилки явно метасоматического происхождения.

Фаза окремнения начинается с перекристаллизации гелеоморфной массы и превращения ее в скопление микросферул (≤ 3 —5 мкм) оптически и морфологически близких к гельциркону или аршиновиту [7]. Микросферолитовая масса как бы пропитана, изотропным опаловидным материалом, доля которого и степень кристалличности постепенно возрастает по мере развития процесса окремнения. В результате образуется красновато-бурый (гидроксиды железа до 11 %) тонкозернистый агрегат, сложенный плохо различимыми аллотриоморфными индивидами, рентгеновская дифрактограмма которых отвечает кварцу, а по оптическим свойствам ($N = 1,530$, $\Delta N = 0,003$ —0,005) — псевдохалцедону [5]. В халцедоне рассеяны включения ксеногенного лейкоксена и обильная вкрапленность мельчайших (< 1 мкм) темных частиц, вероятно, гидрогётита.

Одновременно происходит собирательная перекристаллизация микроглобулей гельциркона в форме крустификационных каемок толщиной 12—40 мкм по границам

Компоненты	Трахизбазальты*		Литокласты (метасоматиты)			
			I		II	
	%	F_1^u	%	F_1^u	%	F_1^u
SiO ₂	49,20	415,8	58,67	457,9 (+ 10)	60,11	468,0 (+ 12)
TiO ₂	1,68	10,8	1,32	7,8 (-28)	1,52	9,0 (-18)
Al ₂ O ₃	16,65	138,3	17,19	131,5 (-5)	19,69	150,6 (+ 9)
Fe ₂ O ₃	4,79	24,1	9,60	46,9	2,73	13,2
FeO	5,36	25,2	< 0,1	(-7)	< 0,1	(-74)
MnO	0,55	4,0	< 0,1	(-100)	< 0,1	(-100)
MgO	4,43	37,2	0,94	7,2 (-81)	1,17	9,0 (-76)
CaO	7,74	46,8	0,17	1,0 (-98)	0,14	0,8 (-98)
Na ₂ O	4,54	37,2	< 0,1	— (-100)	< 0,1	— (-100)
K ₂ O	3,19	17,3	4,59	22,8 (+ 32)	5,84	29,1 (+ 68)
H ₂ O (ППП)	1,30	36,6	6,30	163,6 (+ 350)	8,75	227,3 (+ 520)
P ₂ O ₅	0,60	5,0	0,42	3,1 (-38)	0,07	0,7 (-86)
ZrO ₂	—	—	0,55	Не обн.	0,16	Не обн.
Сумма	100,0	799,3	99,80	841,8	100,17	907,7
S _{общ}	—	—	0,02	Не обн.	< 0,1	Не обн.
F	—	—	0,19	Не обн.	0,14	Не обн.

Примечание. * Среднее по А. Н. Заварицкому [3]; F_1^u — число объемно-атомных интрамий [4]; в скобках привнос (+) и вынос — (-), % к исходному содержанию в трахизбазальте.

обломков, (удлиненных образований сложной конфигурации в кремнистой массе и более массивных (до 0,25 мм в поперечнике) агрегатов в участках соприкосновения халцедона с реликтами раннего гелеаморфного цемента. Каемки, цепочки имеют обычно поперечно-шестоватую структуру, массивные выделения наследуют микросферолитовое сложение слившихся первичных глобулей.

Бесцветный и прозрачный минерал новообразований по составу (микроанализатор Камека) соответствует чистому циркону: ZrO₂ = 66,6—66,9 %, HfO₂ = 0,22—0,30 %, SiO₂ = 32,9—33,4 %. По оптическим свойствам ($N \leq 1,900$, $\Delta N = 0—0,010$) ближе всего к метамиктной разновидности [2]. На дифрактограмме кремнистого цемента заметны слабые рефлексы 3,29; 2,52; 2,07; 1,71; 1,64 и другие, соответствующие циркону [6], интенсивность которых увеличивается после прокаливании до 900°C. Примесь других элементов в гельцирконе находится ниже предела чувствительности метода микроанализа (< 0,05 %) и повышенное содержание урана (до 0,15 %) в халцедоновой массе очевидно следует отнести за счет мельчайших темных включений гидрогетита.

Процесс гидрослюдизации завершает становление цемента рудоносной брекчии. Без перерыва она следует за окремнением, сначала в виде отдельных неясных светлых вкрап-

лений в буром халцедоне, затем образуется своеобразная пятнисто-петельчатая структура и, наконец, происходит полное замещение кремнистого материала смесью глинистых минералов. Светло-зеленая, полупрозрачная масса представляет собой сложную тонкозернистую смесь более крупных (до 10—15 мкм) удлиненных метакристаллов гидрослюды — гидромусковита (1M + 2M₁) и полуморфного каолинита несовершенной структуры в соотношении примерно 2:1. Иногда каолинит образует гнездообразные скопления в гидрослуде отороченные каймами светло-бурого почти изотропного опала (псевдохалцедона). Глинистые минералы замещающие ранний гелеаморфный и кремнистый цемент практически свободны от включений лейкоксена, радиоактивного гидрогетита и глобулей гельциркона. Последние вместе с вторичным опалом встречаются лишь в составе реликтовых темных структур перегородчатого облика.

Участками тонкочешуйчатый гидрослюдисто-каолиновый агрегат выполняет практически все пространство между обломками, замещает некоторые мелкие лито-и кристаллокласты. Погруженные в глинистую массу образования гельциркона сохраняют (без признаков брекчирования) петельчато-крустификационные формы, характерные для фазы окремнения; на месте замещенных об-

ломков возникают футлярообразные структуры. Внешне гельцирккон не изменяется, но радиально-лучистое строение преобладает над поперечно-шестоватым. Возможно имеет место и более глубокое преобразование цирконийсодержащей фазы — вторичная перекристаллизация в очень мелкие ($\leq 1-5$ мкм) малосферичные угловатые зерна с пониженным преломлением ($\leq 1,800$), группирующиеся в тонкие цепочки (полоски) причудливо изогнутые в форме почти геометрически правильного узора.

Избыток активного SiO_2 в процессе аргиллизации приводит к полному или частичному окремнению обломков. Более мелкие (< 2 мм) замещаются пойкилобластическим агрегатом бурого халцедона, крупные с краев каймами (20—100 мкм) более светлого опаловидного материала. Тот же источник, по видимому, имеет кварцин-халцедоновое выполнение трещин усыхания гелеаморфного цемента и тонких секущих пострудных прожилков.

В заключение следует отметить, что изученное рудопроявление заметно отличается от обнаруженной ранее [7] тонковкрапленной минерализации более концентрированной формой нахождения цирконовой фазы, представленной исключительно метаколлоидной минеральной формой — гельциркконом, локализованной за пределами гидротермально измененных вулканических базальтоидных пород в цементе брекчии.

Широкое развитие как в обломках, так и в цементе тонкозернистых, иногда коллоидных светлых диоктаэдрических калиевых слюд, каолинита несовершенной структуры, опаловидного халцедона (псевдохалцедона), гельцирккона свидетельствует о

низкотемпературном (100—180°C) гидротермальном [1] рудообразовании, при преобладающей роли коллоидных растворов. Расскристаллизация и перекристаллизация первично-коллоидной цементирующей массы представляется единым процессом, в течение которого несколько изменяются условия минералообразования в сторону некоторого увеличения щелочности.

Формирование рудопроявления сопрягается с интенсивным водным кремне-калиевым метасоматозом, источник которого, возможно, связан с тепловым очагом в подстилающей вулканиты нижнепалеозойской кремнистоуглистой терригенной толще. Сам факт обнаружения такого необычайного низкотемпературного типа циркониевого оруденения дает основания к поиску аналогичных объектов в сходных геологических условиях на территории Российской Федерации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андреева О. В., Головин В. А., Омеляненко Б. И. К вопросу о критериях различия кор выветривания и гидротермальных аргиллизитов // *Метасоматизм и рудообразование*. — М.: Наука, 1984. С. 180—189.
2. Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы — М.: Мир, 1966. Т. 1.
3. Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы — М., АН СССР, 1956.
4. Казыцын Ю. В., Рудник В. А. Руководство к расчету баланса вещества и внутренней энергии М., Недра, 1968.
5. Минералы. Справочник. Простые окислы — М., Наука, 1965, Т. 2. Вып. 2. С. 192—198.
6. Михеев В. И. Рентгенометрический определитель минералов — М.: Геосеолтехиздат, 1957.
7. Новый тип циркониевой минерализации в эффузивах Казахстана. / Н. Г. Патык-Кара, Н. В. Гореликова, Р. В. Боярская и др. // *Докл. АН СССР*. 1991. Т. 318, № 1. С. 194—196.

УДК 553.641:551.231 (470.5)

© Г. А. Дубина, 1994

Софроновское месторождение — гипергенные фосфаты в зоне контакта сланцев с известняками

Г. А. ДУБИНА (Ухтинский индустриальный институт)

Генезис фосфатных руд Софроновского месторождения на Полярном Урале связывается с линейно-трещинной (по классификации И. И. Гинзбурга, 1963) корой выветривания [2, 10]. Ниже приводятся доводы в пользу мнения [5], что их образование обусловлено линейно-контактным выветриванием (по той же классификации).

В тектоническом отношении Софроновское месторождение расположено в пределах локального элемента структуры талотасобского синклиниория, известного под на-

званием «развильненской» синклинали. Согласно принятой в настоящее время стратиграфической схеме расчленения отложений в районе месторождения выделяются три основных комплекса пород: докембрийский, палеозойский и мезокайнозойский. К докембрию относятся толщи вулканогенно-терригенных бедамельской (верхний рифей) и хойдышорской (венд) свит.

Палеозойская часть разреза представлена почти непрерывной терригенно-карбонатной серией отложений ордовика — карбона.

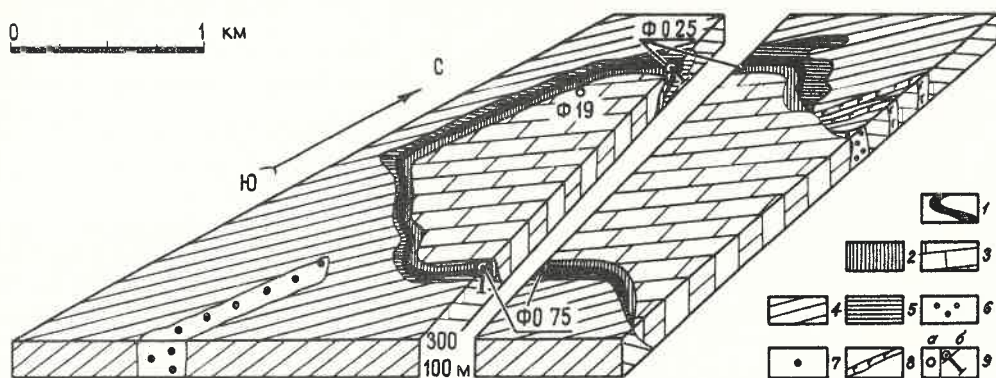


Рис. 1. Блок-диаграмма Софроновского месторождения фосфатных руд, разрезанная по линии скважин Ф025 и Ф075:

1 — центральная наиболее трансформированная зона коры выветривания — богатые руды; пайпудинская свита, известняки; 2 — декальцифированные гипергенно обогащенные фосфатами, 3 — мраморизованные, S—D₂; малопайпудинская свита, сланцы; 4 — с прослоями метаморфизованных песчаников и алевролитов, О, 5 — слабо выветрелые гипергенно обогащенные фосфатами; метаморфизованные вулканогенно-осадочные отложения, свиты; 6 — хойдышорская, V, 7 — безамельская, R₃; 8 — оранжево-желтый габбро-диабазовый комплекс, С—О₃; 9 — скважины: а — в плане, б — в плоскости разреза

Терригенные отложения ордовика выделены в малопайпудинскую свиту. К вышележащей пайпудинской свите (силур—средний девон) относится толща мраморизованных известняков с прослоями глинистых и углеродисто-кремнистых сланцев. Мощность толщи ордовикских отложений 1000—1400 м. Мощность отложений силура—среднего девона около 300 м. Взаимоотношения малопайпудинской и пайпудинской свит не вполне ясны. Ряд исследователей считает этот контакт тектоническим — надвигом. По их мнению, отложения пайпудинской свиты надвинуты на толщу малопайпудинской свиты. В то же время и они согласны с тем, что в скважине Ф19 (рис. 1) фиксируется согласное залегание силурийско-среднедевонских известняков на ордовикских сланцах.

Материалы этой скважины опровергают предположение об аллохтонной природе пайпудинских известняков на месторождении.

Фосфатные руды в плане обрамляют поле мраморизованных известняков пайпудинской свиты, залегающих в ядре развильенской синклинали (см. рис. 1). Ширина полосы выхода фосфатов на дочетвертичную поверхность от первых сотен метров до одного километра, мощность фосфатов измеряется первыми десятками метров. В разрезе фосфатные образования погружаются вдоль контакта ордовикских сланцев с силурийско-среднедевонскими известняками под толщу последних. На глубине 150—300 м фосфатные руды выклиниваются. Латерально фосфаты заходят под толщу мраморизованных известняков на расстояние около 1 км. Для залежей фосфатов на месторождении

характерна клиновидная, суживающаяся вниз форма поперечного сечения (см. рис. 1) и обычное для коры выветривания весьма неоднородное внутреннее строение.

На месторождении выделяются три основных генетических типа фосфатных руд. Среднюю часть залежей составляют богатые, плотные и рыхлые, фосфатные руды. Плотные фосфатные руды содержат 30—36 %, рыхлые — 10—15 % Р₂О₅. Плотные фосфориты залегают среди рыхлых руд. Визуально эти породы представляют собой сцементированные брекчии, в которых обломки размером 1—10 мм и цемент сложены франколитом. Менее распространены разновидности брекчиевых фосфоритов, в которых обломки представлены слабо измененными материнскими породами: сланцами, известняками. Отмечаются также разновидности фосфоритов с кавернозными и каркасными текстурами, которые судя по форме пустот образовались в одних случаях при неполной цементации, а в других — при выщелачивании фрагментов первичных пород.

Плотные железифосфатные руды представляют собой массивные стяжения красновато-бурого гидрогётита с включениями железифосфата (вибианита) и характерными трещинами дегидратации, выполненными сферолитовыми сростками белого алюмофосфата (вавеллита), пелитоморфным светло-желтым франколитом и натечными выделениями черного гётита. Рыхлые фосфориты в большей степени чем плотные сохраняют реликтовые признаки материнских пород. К реликтовым компонентам пород относятся фрагменты сланцев, алевролитов, песчаников и известняков, чешуйки

глинистых минералов, зерна прозрачного катагенетического кварца. Некоторые фрагменты имеют округлую форму, создающую ложное впечатление окатанности обломков. Такие «окатанные» фрагменты материнских пород обычны для коры выветривания (И. Валетон, 1974, [1, 4, 6]).

В рыхлых фосфоритах наблюдается увеличение доли и размеров железо-фосфатных стяжений и появление в их составе фосфата кальция, который занимает цементующее положение по отношению к железофосфату. На южном фланге месторождения на участке крутопадающего контакта пород пайпудинской и малопайпудинской свит распространена карбонатная разновидность дресвяно-щебенистых руд, в которой содержится 10—20 % кальцита. В крупных гранулометрических классах кальцит находится в виде реликтовых фрагментов известняков пайпудинской свиты, тонкие частицы, по-видимому, имеют то же происхождение.

Богатые руды центральных частей залежей окружены значительно более бедными фосфором породами. В лежащем боку залежи это гипергенно обогащенные фосфором сланцы. Точнее, это структурный элювий хорошо сохранивший реликтовую текстуру сланцев, образовавшийся при гипергенном метасоматическом замещении сланцев фосфатом. При применении термина «структурный элювий» имеется в виду, что в структурном элювии, как и вообще в коре выветривания происходит не только вынос каких-то компонентов, но и перераспределение материала в разрезе коры выветривания с привносом в наиболее измененную часть коры выветривания элементов-гидролизатов. К вопросу миграции материала в разрезе коры выветривания вернемся ниже. Зона структурного элювия на месторождении соответствует зоне структурных глин, сапролита или литомаржа в латеритном профиле коры выветривания. Висячем боку залежи находится зона декальцифицированных известняков, обогащенных фосфором.

Обогащенные фосфором сланцы представляют собой многократно чередующиеся тонкие глинистые, кремнистые, фосфато-кремнистые, фосфатные и кальцитовые слои и линзы мощностью от долей миллиметра до 5—10 мм. Ближе к центральным частям залежей в этой зоне структурного элювия содержание P_2O_5 выше, чем в краевых частях, где зона структурного элювия переходит в сланцы, которые условно можно считать невыветрелыми. Вблизи центральных частей залежей содержание P_2O_5 составляет 4—8 %. Это так называемые «линзовидно-слоистые» фосфориты. Они характеризуются наличием индивидуализированных фос-

фатных и кремнисто-фосфатных слоев, а также малым количеством карбонатных компонентов (не более 2—3 %). В краевых частях залежей доля P_2O_5 в структурном элювии снижается до 4—5 %. В этой части разреза залежи отмечаются присутствие кальцитовых и фосфато-кальцитовых слоев, преобладание тонкодисперсных форм выделения фосфата. За пределами рудных залежей структурный элювий переходит в сланцы, которые условно можно считать невыветрелыми.

Зона декальцифицированных известняков висячем боку залежей представляет собой плотные брекчии фосфоритов с карбонатными обломками, рыхлые дресвяно-щебенистые руды с обломками известняков, известняки содержащие скопления фосфата в трещинах и пустотах, известняки с фосфатизированной микрофауной (мшанками, криноидеями, водорослями). В фосфате, цементующем обломки известняков и выполняющем пустоты в известняках, наблюдаются реликтовые структуры карбонатных пород. Содержание P_2O_5 в этой зоне 5—6 %.

Перечислим некоторые основные сведения и представления о коре выветривания положенные в основу характеристики строения и генезиса Софроновского месторождения. Кора выветривания — это продукт взаимодействия поверхностных вод с горными породами. Их взаимодействие происходит при фильтрации поверхностных вод в толщу горных пород. Нельзя согласиться с утверждением В. П. Петрова о том, что мощные коры выветривания образовывались в условиях отсутствия подземного стока [8]. При отсутствии подземного стока система поверхностные воды — горные породы будет закрытой. В этом случае поверхностные воды, проникшие в горные породы, быстро войдут с ними в равновесие и процесс выветривания остановится. Интенсивное выветривание, промывной гидролиз (Г. И. Бушинский, 1975) возможны только в открытой системе. Должен быть подземный сток. Образование мощных кор выветривания с глубоко заходящими в недра языками линейных кор свидетельствуют о достаточно глубоко залегавшем зеркале грунтовых вод. В зонах разломов и контактов горных пород различного состава его глубина значительно увеличивалась. Зональность коры выветривания — реакционная (В. П. Петров, 1967). Ни один горизонт коры выветривания не может образоваться самостоятельно. Если в том или ином месте встречаются реликты нижних горизонтов коры выветривания, то можно уверенно говорить, что до размыва на данном месте существовал полный разрез коры выветривания, но верхние горизонты ранее были смыты [8].

Линейные коры выветривания не образуются без площадных. Линейные коры выветривания это реликты покрова выветрелых пород, это языки выветрелых пород, проникшие глубоко в земные недра вдоль тектонических нарушений, геологических контактов, и оставшиеся после того, как рыхлый материал площадной коры выветривания был эродирован [4, 8, 9]. При интенсивном выветривании большая часть твердых составных частей коры находится в коллоидном состоянии или же прошла через него (А. И. Перельман, 1979). Кора выветривания, образовавшаяся преимущественно в результате химических процессов, это — инфильтрационно-метасоматическое образование.

В. И. Смирнов подчеркивал, что в разрезе коры выветривания нередко образуются промышленные месторождения марганца даже когда материнские породы, подвергшиеся выветриванию, содержат кларковое количество полезного компонента [11]. Б. М. Михайлов (1976), С. Л. Шварцев (1975) и другие исследователи подчеркивают, что происходит значительный привнос элементов-гидролизатов в зону интенсивного выветривания. Количество привнесенного материала в эту зону достигает 70—80 % массы всех слагающих ее продуктов. Очень большие площади мобилизации глинозема отмечаются на месторождениях бокситов в линейно-контактной коре выветривания [3, 4, 5].

Контакт различных горных пород с известняками является наиболее благоприятным для образования линейно-контактной коры выветривания (И. И. Гинзбург, 1963 [4, 5]). Подчеркивая важную роль в формировании месторождений полезных ископаемых линейной коры выветривания, образующейся в зоне контакта карбонатных пород с горными породами другого состава, и учитывая то обстоятельство, что этот вид коры выветривания обычно в большей или меньшей степени сопровождается карстообразованием, К. К. Никитин (1968) выделил в качестве подтипа линейного морфогенетического типа коры выветривания контактово-карстовые коры выветривания. М. В. Пастухова (1975) подчеркивала важную роль карбонатных пород в формировании гипергенных месторождений бокситов. Карбонатные породы с другими типами горных пород в зоне гипергенеза образуют очень активную реакционноспособную пару, при этом с участием инфильтрующейся воды зоны аэрации происходит одновременное направленное изменение двух контактирующих между собой типов пород. Более сильное выветривание различных горных пород в зоне контакта с карбонатными вслед за И. И. Гинзбургом (1963) отмечается в «Геологическом слова-

ре» (1978). Полного геохимического объяснения этого явления автор дать не может и в литературе такого объяснения не встречал. С линейными корами выветривания, образовавшимися в зоне контакта карбонатных отложений с другими типами горных пород связаны месторождения разнообразного рудного и нерудного сырья, в т. ч. и месторождения фосфатов (Ю. Н. Занин, 1969 и др.).

При выветривании происходит как формирование различных по вещественному составу выветрелых пород, образовавшихся на различных материнских породах [4, 8], так и выравнивание вещественного состава гипергенных профилей по площади (в разрезе площадной коры выветривания) в результате латеральной миграции материала в коре выветривания [7, 12]. При выветривании происходит не только вынос, но и перераспределение вещества в разрезе коры выветривания. Наиболее трансформированная зона («центр», по А. И. Перельману, 1979) представляет собой псевдоморфозу вторичной гипергенной породы по материнской, образовавшуюся при метасоматическом замещении последней элементами-гидролизатами, привнесенными в эту зону.

Ранее автором уже высказывалось мнение о том, что залежи полезных ископаемых в коре выветривания являются гигантскими стяжениями [3, 5]. Механизм образования таких залежей сходен с механизмом образования конкреций. Но масштаб проявления этого процесса при образовании гипергенных залежей полезных ископаемых в разрезе коры выветривания на несколько порядков превышает масштаб процесса при образовании обычной конкреции. Автор согласен с И. А. Хайретдиновым (1982) в том, что конкреция — продукт электрически селективной концентрации вещества, стяжения тяготеют к участкам скачка потенциала, на контакте пород разного состава возникает скачок потенциала, для образования минеральных стяжений не обязательна первоначальная обогащенность вмещающих пород элементами, концентрирующимися в стяжениях, рост конкреций всегда предполагает процессы замещения — метасоматоз.

Основываясь на кратко изложенных выше представлениях о коре выветривания, можно дать такую генетическую характеристику Софроневского месторождения фосфатных руд. В залежах фосфатов наблюдается характерная для линейной коры выветривания повторная (симметричная) реакционная зональность по степени выветрелости пород (В. П. Петров, 1967). В центральных частях залежей наблюдается наибольшая степень выветрелости соприкасающихся литологически разных пород: сланцев и изве-

стняков. Здесь в результате сопряженного выветривания две литологически разные породы (сланцы и известняки) трансформировались в новую породу — фосфорит, в которой только по реликтовым фрагментам материнских пород, сохранившимся благодаря весьма большой неравномерности процесса выветривания, можно догадываться о том, какие породы были гипергенно метасоматически замещены фосфатом (рис. 2).

Между центральной наиболее выветрелой зоной коры выветривания и условно невыветрелыми породами (в лежащем боку сланцами, а в висячем боку известняками) расположены повторяющиеся в лежащем и висячем боках зоны слабо (относительно центральной зоны) выветрелые породы, которые далее за пределами залежей переходят в материнские породы, последние условно можно считать свежими. Материнские породы этих зон в той или иной степени очень неравномерно гипергенно изменены, но их первичный состав легко узнается. Гипергенно измененные породы этих зон иногда принимаются за невыветрелые первичные породы. Так, на Софроновском месторождении выветрелые гипергенно обогащенные фосфором сланцы рассматриваемой здесь зоны коры выветривания многие исследователи считают первичными осадочными рудами [2, 10], хотя фосфаты здесь вторичны и их содержание постепенно уменьшается в сторону краевых частей залежей, т. е. в сторону затухания выветривания. Автор не согласен с отнесением гипергенно обогащенных фосфором сланцев в зоне структурного элювия к первичным осадочным фосфатным рудам и выделением этой зоны коры выветривания в качестве продуктивной свиты.

Ввиду того, что линейному сопряженному выветриванию на месторождении подверглись литологически разные породы, по вещественному составу зональность коры выветривания асимметричная. Как было отмечено выше, зоне слабо выветрелых обогащенных фосфором сланцев в лежащем боку залежей в висячем боку соответствует зона декальцифицированных известняков, тоже обогащенных фосфором.

Мобилизация фосфора для промышленных залежей шла, по-видимому, из толщи терригенных пород малопайпудинской свиты. Вероятно, верхняя часть линейной коры выветривания и примыкавшие к ней интенсивно проработанные зоны региональной площадной коры выветривания были смыты. Остались только нижние части и той, и другой. Та часть геологического разреза, которую мы сейчас наблюдаем и можем изучать в естественных обнажениях и геологоразведочных выработках, в той или иной степени выветрелая и гипергенно обо-

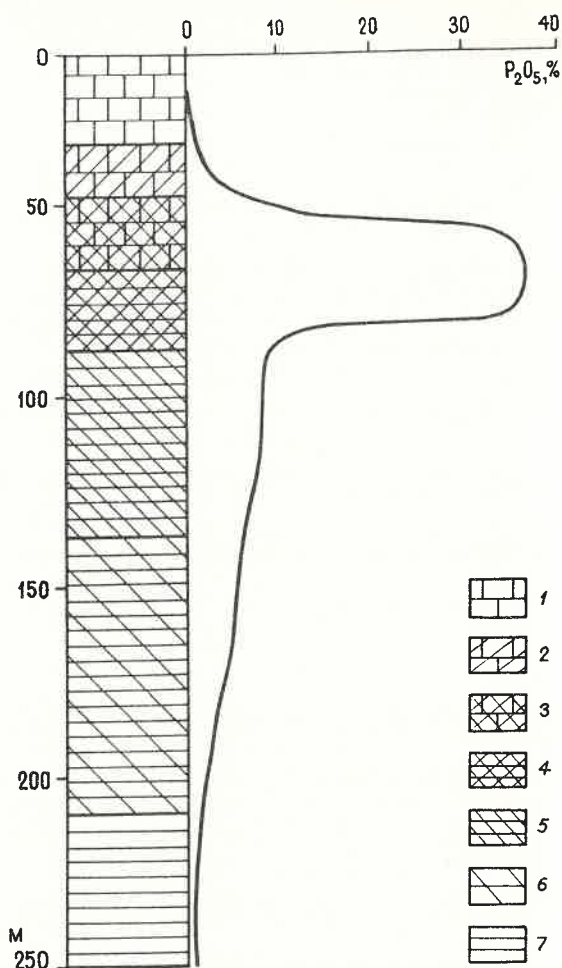


Рис. 2. Сводная литолого-геохимическая колонка Софроновского месторождения фосфатных руд:

известняки: 1 — невыветрелые; 2 — выветрелые, декальцифицированные, обогащенные фосфором; 3 — гипергенно метасоматически замещенные фосфатными рудами с реликтовыми признаками материнских известняков; сланцы: 4 — гипергенно метасоматически замещенные фосфатными рудами с реликтовыми признаками первичных пород; гипергенно обогащенные фосфатами: 5 — «линзовидно-слоистые фосфориты», 6 — слабо обогащенные; 7 — условно свежие, слабо гипергенно обогащенные фосфором

гащена фосфором. В зоне контакта известняков со сланцами выветривание было значительно более интенсивным, чем на остальной площади.

Миграция фосфора в коре выветривания, по-видимому, происходила латерально в направлении зоны контакта известняков со сланцами и вертикально вдоль этого контакта. Шло общее повышение содержания фосфора в направлении формировавшихся залежей фосфатов, образование отмеченных выше реакционных зон коры выветривания. Внутри зон происходило выравнивание содержания фосфора в слоях слагающих

толщу пород. Так как свежие породы не вскрыты, то неизвестно и первоначальное содержание фосфора в материнских породах. Выше уже отмечалось, что промышленные залежи полезных ископаемых в коре выветривания образуются даже при кларковом содержании полезных компонентов в материнских породах. Неизвестны также величина той части линейной коры выветривания, которая была эродирована, и мощность размытой площадной коры выветривания. Поэтому сейчас невозможно указать конкретные размеры объема вмещающих пород, в котором шла мобилизация фосфора. Можно только предполагать, что объем этот был большим.

Софроновское месторождение фосфатных руд образовалось в результате сопряженного выветривания терригенных отложений малопайпудынской и карбонатных пород пайпудынской свит в зоне их взаимного контакта. При этом происходило метасоматическое замещение первичных пород фосфатом. Решающую роль в протекании процесса гипергенного накопления фосфатов на месторождении сыграл реакционноспособный контакт известняков с терригенными породами. Тектонические нарушения, несомненно, широко распространенные на участке месторождения, влияли лишь на детали линейно-контактной коры выветривания и не являлись решающим рудоконтролирующим фактором. Залежи фосфатов являются гигантскими стяжениями (мегаконкрециями). Они образовались в зоне контакта терригенных отложений с карбонатными породами, к которой приурочен скачок электрохимических потенциалов. При этом, по-видимому, известняки проявляли анодные свойства относительно сланцев, которые выступали в роли катодной зоны относительно известняков (И. А. Хайретдинов, 1980). По классификации Ю. Н. Занина, Л. Н. Пospelовой (1974), линейно-контактная кора выветривания, в разрезе которой сформировалось Софроновское месторождение, относится к латеритной фосфатной остаточной элювиальной, образованной в результате выветривания осадочных пород.

Относительно возраста фосфатной коры выветривания можно определенно сказать только то, что она послесреднедевонская, так как сопряженному выветриванию подверглись отложения ордовика и силура-среднего девона.

Из изложенного выше следуют такие основные выводы. Софроновское месторождение фосфатных руд сформировалось в разрезе линейно-контактной коры выветривания толщи терригенных отложений мало-

пайпудынской и карбонатных пород пайпудынской свит. При этом происходило метасоматическое замещение терригенных и карбонатных пород фосфатом, гипергенная мобилизация которого шла в огромном объеме выветривавшихся терригенных пород малопайпудынской свиты. Залежи фосфоритов — это гигантские стяжения фосфатов, в наиболее трансформированной зоне линейно-контактной коры выветривания. При поисках месторождений полезных ископаемых подобного генезиса важнейшим является литологический поисковый критерий: контакт карбонатных пород с горными породами другого состава. Гипергенные изменения в зонах таких контактов требуют самого внимательного изучения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бобров Е. Т., Щипакина И. Г. Текстурные особенности пород в разрезах выветривания // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1992. № 2. С. 136—140.
2. Геологическое строение и типы фосфатных руд Софроновского месторождения (Полярный Урал) / А. А. Лукин, В. И. Хоханов, А. А. Краснов и др. // Фосфориты и фосфогенез: Тез. докл. научн. совещ. Москва — Люберцы, 1992. — Черкассы. 1992. С. 44—45.
3. Дубина Г. А. Бокситоносные латеритные линейно-контактные и карстово-контактные коры выветривания // Современные проблемы минералогии и сопредельных наук: Тез. докл. к VIII съезду Всероссийского минералогического общества. — С.-П., 1992. С. 128.
4. Дубина Г. А. Генезис латеритных бокситов Тимана // Сов. геология. 1983. № 11. С. 101—108.
5. Дубина Г. А. Гипергенез в зоне контакта карбонатных пород с другими типами горных пород — один из важнейших критериев образования месторождений полезных ископаемых // Геология и металлогения Приполярного Урала. Информационные материалы к совещанию. — Сыктывкар. 1993. С. 52.
6. Дубина Г. А. О влиянии линейной выветривания на породы-коллекторы и покрывки месторождений углеводородов // Наследие А. Я. Кремса — в трудах ухтинских геологов. — Сыктывкар. С. 147—156.
7. Князев С. А. Латеральное перераспределение химических элементов в коре выветривания месторождения Коктенколь в Центральном Казахстане // Геология и геофизика. 1993. № 2. С. 59—66.
8. Петров В. П. Древние мощные коры выветривания и их природа // Изв. АН СССР. 1991. № 1. С. 96—111.
9. Петров В. П. О каолинизации на Корнуолле // Геология рудных месторождений. 1992. № 5. С. 98—105.
10. Проявление фосфоритов на севере Полярного Урала / Л. Ф. Шадрин, С. П. Зудина, Л. Я. Островский, и др. // Разведка и охрана недр. 1987. № 10. С. 20—22.
11. Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. — М.: Недра. 1989.
12. Щербов Б. Л. Латеральное перераспределение элементов в каолиновых корах выветривания // Докл. АН СССР. 1990. Т. 311. № 1. С. 207—210.

Принята редколлегией 27 сентября 1993 г.

Использование аэрофотоснимков при геологической съемке*

Е. И. КИЛЬДЮШЕВСКИЙ

Известно, что любые геологические карты отражают реальное геологическое строение того или иного района, которое в основных своих чертах является в масштабах истории человечества практически неизменным с той или иной степенью приближения, которая зависит от многих факторов: сложности геологического строения, обнаженности, доступности района, квалификации и добросовестности исполнителей (случайный фактор) и, наконец, от технической оснащенности и методики геологосъемочных работ. Основная задача здесь — максимально повысить степень приближения ситуации, отображенной на геологической карте, к реальному геологическому строению района, т. е. максимально повысить геологическую эффективность картирования.

Основным способом достижения этой цели, зависящим от нас, является, очевидно, совершенствование методики работ и контроль за их выполнением. Для этого необходимо широко использовать материалы дистанционных съемок, в числе которых, кроме традиционной аэрофотосъемки, имеется целый ряд других видов аэро-и космических съемок. Основной современный методический прием совершенствования геологической съемки — организация работ по методу групповой съемки, аэрофотогеологического картирования и т. д. Все подобные работы основываются на максимальном широком использовании материалов дистанционных съемок, необходимость чего закреплена соответствующими регламентирующими документами.

Однако, как уже говорилось, методов дистанционного зондирования в настоящее время очень много. И ясно, что применять их все для каждого конкретного района практически невозможно, да очевидно, и не нужно.

Но в зависимости от ландшафтной ситуации можно назвать те или иные дистанционные методы, без которых картирование этих районов недопустимо. Так, например, нельзя картировать районы современной гидротермальной активности без проведения тепловой аэросъемки, аридные — без

радиолокационной, прибрежные районы суши — без предварительной аэрофотосъемки морского дна. Последнее вызвано тем, что прибрежная суша и внутренняя часть шельфа геологически едины, и во многих случаях геологические структуры, развитые в пределах суши, протягиваются в зону прибрежного мелководья. А здесь очень часто формируется полоса скального бенча, представляющая собой отпрепарированную абразией поверхность коренных пород, практически горизонтальный их срез. На аэрофотоснимках морского дна эта полоса отображается очень отчетливо, позволяя дешифровать многие важные детали геологического строения толщи коренных пород, которые могут быть отсюда экстраполированы на прибрежную часть суши.

Коренные породы прибрежной суши, в большинстве случаев, обнажены плохо и дешифрирование ее обычно дает гораздо меньше геологической информации, чем дешифрирование прибрежного дна. Поэтому, даже если составителей карты не интересует геологическое строение земной поверхности, находящейся за линией уреза воды, если задачей является лишь картирование суши, в их интересах отдешифрировать аэрофотоснимки морского дна, т. к. с такой «подсказкой» есть возможность выявить ряд элементов геологического строения, которые не будут замечены ни в обнажениях, ни на снимках прибрежной суши, либо исправить некоторые ошибки в построениях, допущенные вследствие недостатка геологической информации. Методика аэрофотосъемки морского дна прибрежных мелководий, разработанная в Лаборатории аэрометодов (ныне ВНИИКАМ), позволяет получать аэрофотоизображение морского дна до глубин 20—25 м, а на оз. Байкал в условиях высокой прозрачности воды и до 40 м. На таких аэрофотоснимках (АФС) четко просматриваются выходы коренных пород, характер слоистости, направления простираения пластов, складчатые структуры, разрывные нарушения. Это позволяет получить основные данные, необходимые для составления точной геологической карты участка. Неиспользование же таких снимков чревато потерей значительной части информации и,

* На примере о. Сахалин

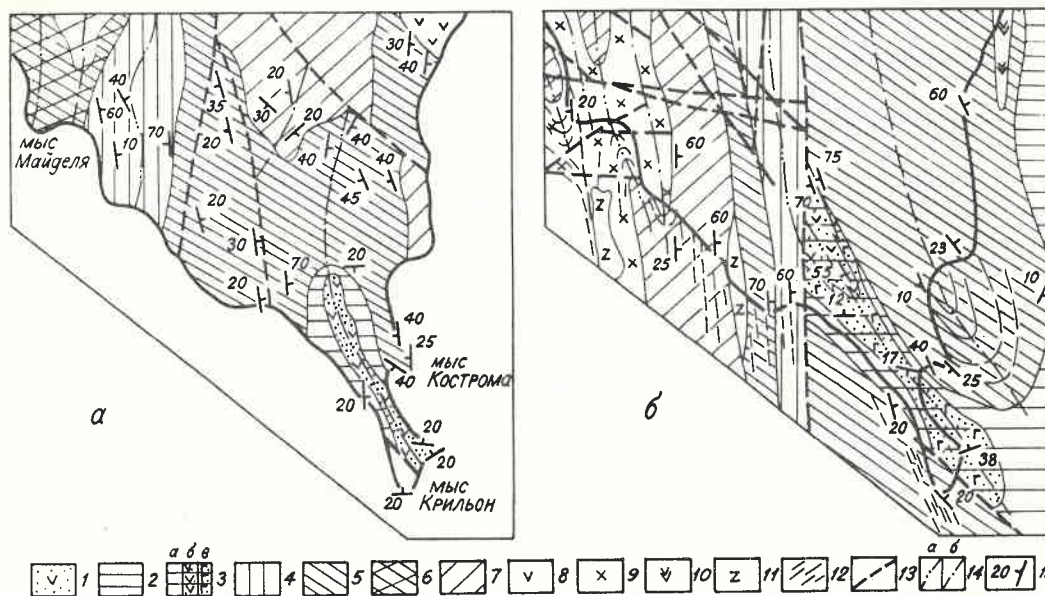


Рис. 1. Фрагменты геологических карт южной части п-ова Крильон, составленных без дешифрирования АФС морского дна (а) и с использованием их (б):

1 — гиадокластиты основного состава, N_1 ; маруямская свита: 2 — N_1 , 3 — N_{1-2} (а — алевролиты, б — туффиты, а — туфы); 4 — курасийская свита, N_1 ; анивская свита, N_1 — подсвиты: 5 — верхняя, 6 — средняя и верхняя нерасчлененные, 7 — нижняя; 8 — трахиандезиты, N_1 ; 9 — аракайская свита, N_1 ; 10 — лавовый покров среднего состава; 11 — тела долеритов, N_{1-2} ; 12 — направления простираения пластов (по АФС и аэровизуальным наблюдениям); 13 — разрывные нарушения; 14 — оси складок: а — синклинальных, б — антиклинальных; 15 — элементы залегания

в результате, неверной рисовкой карты. Яркой иллюстрацией этого могут служить приведенные ниже примеры сравнения геологических карт, составленных сахалинскими геологами-съемщиками (СахТГУ) без учета данных дешифрирования АФС морского дна, и нами с учетом этих данных и тщательного дешифрирования снимков прибрежной суши (рис. 1).

На рис. 1 приведены два фрагмента таких карт южной оконечности п-ова Крильон. На первой, составленной в 1978 г. Н. П. Ворониным по материалам съемки масштаба 1:50 000, неправильно показано положение южной периклинали крупной Крильонской антиклинали. Следует отметить, что строение этого участка довольно сложное, и правильная его расшифровка затруднена даже при наличии АФС суши. Поэтому геологи-съемщики в данном случае повторили ту же ошибку, которая была сделана ранее при проведении съемки масштаба 1:200 000 Л. М. Саяпиной, и отклонили ось складки к западу, уткнув ее в разлом.

Однако при проведении аэрофотосъемки, аэровизуальных наблюдений и геологических работ на побережье и прибрежных мелководьях п-ова Крильон положение южной периклинали Крильонской антиклинали было нами совершенно однозначно за-

фиксировано на побережье по четким замыканиям пластов пород анивской свиты в заливе к северу от мыса Кострома (см. рис. 1, б). На карте же Н. П. Воронина (см. рис. 1, а) здесь показана моноклираль, подтверждающаяся многочисленными замерами элементов залегания. Такое резкое расхождение фактических данных заставило нас позднее вторично провести маршрут в южной части п-ова Крильон. При этом замерами элементов залегания в береговых обнажениях от мыса Кострома было подтверждено наличие здесь четкого антиклинального перегиба в туфопесчаниках анивской свиты. Одновременно было отмечено, что слоистость в этих породах очень неотчетливая, и хотя при целенаправленных поисках элементы залегания устанавливаются вполне надежно, при недостаточно внимательных наблюдениях за слоистостью здесь могут быть ошибочно приняты некоторые системы трещин, одна из которых имеет запад-юго-западное падение. Очевидно такие трещины и были приняты геологами-съемщиками за плоскости напластования.

Неправильно расшифровано геологическое строение и в северо-западном углу рассматриваемого участка, в районе мыса Майделя. Ось Бучанской антиклинали выведена к побережью в 0,5 км восточнее мыса

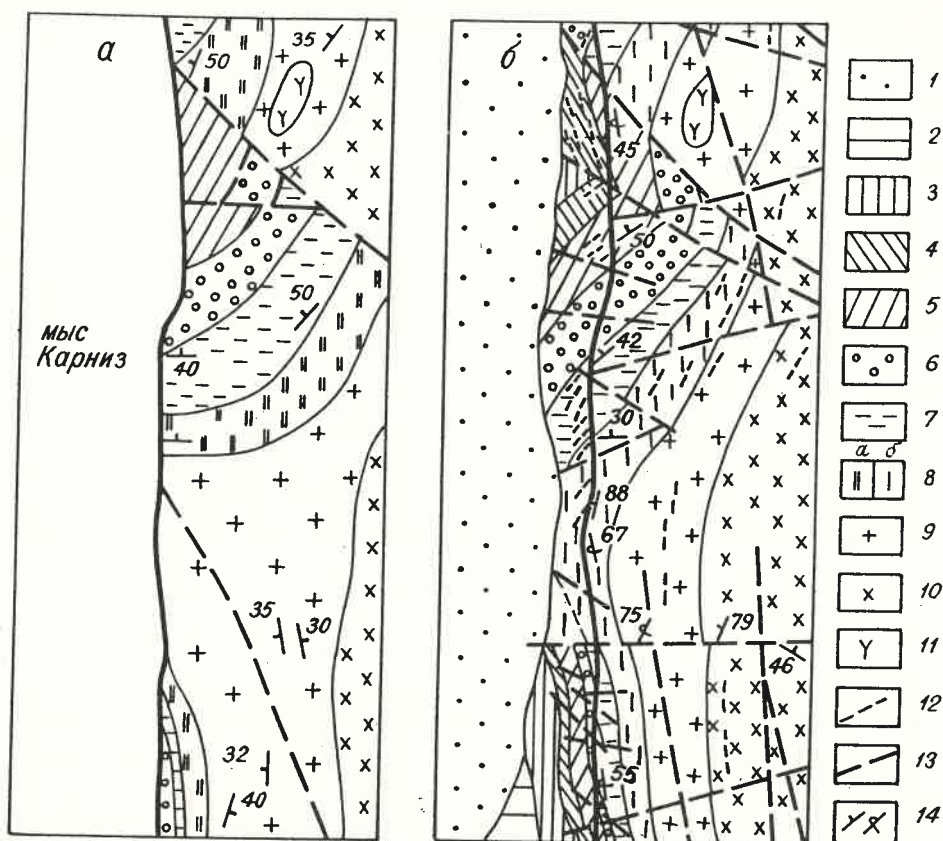


Рис. 2. Фрагменты геологических карт западного побережья среднего Сахалина, составленных без дешифрирования АФС морского дна (а) и с использованием таких снимков (б):

отложения: 1 — современные морские, Q_{IV} , 2 — миоценовые нерасчлененные, N_1 ; свиты: 3 — геннойшинская, P_3 ; 4 — краснопольевская, $P_{2,3}$; 5 — нижнедудьская, P_2 ; 6 — конгломератная, P_1 ; красноярковская, K_2 — подсвиты: 7 — верхняя; 8 — нижняя (а), нижняя и средняя нерасчлененные (б); жонкьерская, K_2 — подсвиты: 9 — верхняя, 10 — средняя; 11 — интрузии щелочного ряда, N_{1-2} ; 12 — направление простираения пластов по АФС; 13 — разрывные нарушения; 14 — элементы залегания

Майделя. В 1,5 км в юго-востоку от мыса Майделя на побережье выведена ось Быстрицкой синклинали. По нашим же данным, сюда выходит ось Бучанской антиклинали. Дешифрирование АФС морского дна, сопровождавшееся контрольным маршрутом по берегу, подтвердило это, а замеры элементов залегания далее на юго-восток вдоль берега показали, что здесь развита моноклинально падающая на восток* четко слоистая толща пород анивской свиты, являющаяся восточным крылом Бучанской антиклинали и западным крылом Крильонской синклинали, ось которой срезается далее разломом,

восточнее которого структура меняет свое простираение с меридионального на юго-западное и выходит в бухточку к юго-западу от мыса Кострома. Все это подтверждается результатами как первоначального полевого дешифрирования снимков, проведенного здесь нами в 1969 и 1970 гг., так и результатами контрольного маршрута, проведенного позднее.

Таким образом, не касаясь расхождений в стратиграфии района, поскольку объем и состав анивской свиты трактуется различными исследователями по-разному, можно сказать, что приведенная геологическая карта, составленная без использования материалов аэрофотосъемки морского дна, содержит значительное количество ошибок, коренным образом исказивших действительное структурно-геологическое строение района. Если бы при проведении работ использовались материалы аэрофотосъемки морского дна, то эти ошибки были бы просто невозможны, так как при всем желании,

* Интересно, что на карте, составленной геологами-съемщиками, элементы залегания на этом участке побережья отсутствуют, в то время как на местности они очень четкие и однозначные, но противоречат принятой рисовке этого участка карты, при которой падения здесь должны быть западные. Поэтому, очевидно, их посчитали «неправильными» и не приняли во внимание.

четкую серию плавно изогнутых пластов, очерчивающих почти правильную полуокружность, никак нельзя принять за моноклинал.

В качестве другого примера можно привести аналогичную пару из фрагментов геологических карт, составленных для участка западного побережья Сахалина севернее пос. Пильво (рис. 2).

Прежде всего, следует отметить, что на обеих картах практически совершенно не совпадает сеть разрывных нарушений. В то же время значительная часть разрывов здесь выходит в пределы акватории, где и фиксируется достаточно отчетливо на АФС морского дна. Вторым четко фиксируемым геологическим элементом здесь являются линии простирания пластов. И эти простирания совершенно однозначно показывают, что на карте (см. рис. 2, а), составленной геологами-съемщиками (В. Г. Краснов, 1980—1983 гг.), неверно расшифровано строение тектонического блока в 2 км севернее мыса Карниз, а также местоположение и ориентировка ограничивающего его с юга разрыва.

Но самое большое расхождение обеих карт отмечается на участке побережья южнее мыса Карниз. На карте (см. рис. 2, а) показаны породы двух подвит краснорюкской свиты и верхней подвиты жонкьерской свиты верхнего мела, границы которых ориентированы вкост простирания береговой линии (т. е. в широтном направлении). Дешифрирование же АФС морского дна не позволяет согласиться с такой рисовкой (см. рис. 2, б). Пласты пород в пределах морского дна к югу от мыса Карниз четко простираются в направлении северо-запад — юго-восток с постепенным переходом к меридиональному. Таким образом, мощность обнаженного на участке мыс Карниз—устье р. Ксайна верхнемелового разреза значительно сокращается, и с учетом его состава (однообразные крепкие толстослоистые песчаники) можно утверждать, что на всем этом расстоянии обнажаются породы только краснорюкской свиты, очерчивающие западное крыло довольно крупной субмеридиональной антиклинали. Во многих местах пласты здесь находятся в опрокинутом залегании, стоят «на головах» или имеют аномальные элементы залегания, обусловленные влиянием разрывных смещений. По-

следнее, вероятно, и послужило причиной неправильной рисовки геологического строения этого участка на карте геологов-съемщиков.

Довольно четко простирания пластов крепких песчаников дешифрируются здесь и в пределах суши, где они также достаточно хорошо выделяются в рельефе. При этом следует отметить, что их простирания полностью совпадают с простираниями пластов, отдешифрированных по АФС морского дна, дополняя и контролируя друг друга. В результате суммирования этих данных, получается карта (см. рис. 2, б), которая, безусловно, более правильно отражает общую картину геологической структуры участка, чем карта, построенная без дешифрирования АФС морского дна (см. рис. 2, а).

Приведенные примеры, которые можно было бы многократно умножить, представляются нам очень показательными. При составлении обеих карт геологи-съемщики использовали аэрофотоснимки суши, имели достаточно высокую квалификацию, большой опыт работы в данном регионе, а во втором случае работали, кроме того, по методике групповой геологической съемки. Но аэрофотоснимки морского дна, хотя они и имелись в фондах СахТГУ к моменту проведения съемок, ими использованы не были. В результате этого составленные карты имеют значительные ошибки и не только на приводящихся в статье участках, которые были бы невозможны при использовании АФС морского дна. Тем не менее, эти карты прошли все необходимые стадии проверок и утверждений и являются на настоящий момент самыми последними картами данных районов. Обычно такие карты считаются и самыми правильными.

Очевидно этого бы не произошло, если бы регламентирующими документами более строго определялся перечень материалов дистанционных съемок, обязательных для использования в конкретной ландшафтной и геологической ситуации. При геологической съемке в районах морских побережий, в комплексе других дистанционных методов, которые мы здесь не рассматриваем, совершенно необходимым является использование аэрофотоснимков морского дна. Большая геологическая эффективность применения этих материалов не вызывает сомнений.

Девонский магматизм Агульского прогиба

А. Г. РУБЛЕВ, Ю. П. ШЕРГИНА, Г. С. ШКОРБАТОВА (ВСЕГЕИ)

Вопрос о возрасте магматических пород Агульского прогиба — составная часть общей проблемы о времени проявления в Алтае-Саянской складчатой области (АССО) мощных эндогенных процессов, которые привели к исключительно интенсивной вулканической деятельности, сосредоточенной преимущественно в наложенных впадинах (быскарская серия и ее аналоги), и к образованию многочисленных гранитоидных и сиенитоидных интрузий (огнитский, бреньский, ирбинский комплексы и др.). В последние десятилетия (по крайней мере, с конца 60-х годов) эта проблема представлялась принципиально решенной. На основании синтеза данных традиционных геологических методов и в какой-то степени фрагментарных геохронологических датировок, полученных К-Аг-методом по породе в целом, вулканические и интрузивные породы были отнесены к девону, а АССО стала считаться классическим регионом девонской тектоно-магматической активизации или девонской орогении [Ю. Г. Леонов, 1976; 10]. В многочисленных работах предшествующего этапа изучения АССО уточнялись временные рамки этих процессов, варьиравших у разных авторов от позднего силура до раннего — среднего девона для вулканизма и от раннего до позднего девона для интрузивной деятельности.

В то же время, и это следует подчеркнуть, надежное палеонтологическое обоснование, в частности по ихтиофауне, имеют лишь среднедевонские осадочные породы впадин, перекрывающие вулканиды [В. П. Ковалев, 1980; 14]. Представления о возрасте самих вулканидов в абсолютном большинстве случаев базируются на данных палинологических и в меньшей степени флористических исследований. Это делает необходимым дальнейший поиск доказательств справедливости устоявшегося мнения о девонском возрасте вулканидов, который, на наш взгляд, в настоящее время можно осуществить только с помощью методов изотопной геохронологии.

Сказанное в полной мере относится и к обоснованию возраста магматических пород Агульского прогиба, являющегося наряду с соседними Минусинскими впадинами одной из наиболее характерных структур девонской тектоно-магматической активизации в Восточном Саяне. Прогиб расположен в зоне Главного Саянского разлома и вытянут вдоль него, постепенно выклиниваясь в юго-восточном направлении. Он разделяет Кан-

скую и Бирюсинскую раннедевонские (?) глыбы, кристаллические породы которых служат его фундаментом и иногда выходят на современную поверхность в виде эрозионных окон или тектонических блоков. В фундаменте отмечаются также и нижнепалеозойские (?) гранитоиды бугульминского комплекса. Северо-западное окончание прогиба скрыто под осадочными породами Рыбинской впадины, фаунистически датируемые средним девонem.

Стратифицированные образования прогиба по наиболее современным данным, включающим результаты крупномасштабной геологической съемки, разделяются на две осадочно-вулканогенные свиты или серии [13, 14]. Нижняя, агульская, свита расчленяется на трахиандезитоидную (более раннюю) и трахит-трахириолитовую вулканические ассоциации или толщи и однозначно сопоставляется с имирской свитой быскарской серии Северо-Минусинской впадины. Верхняя, карымовская, свита представлена фрагментарно и в основном слагает длинный и узкий Тайбинско-Канский грабен, примыкающий к юго-западной границе прогиба. В большинстве работ агульская свита датируется ранним девонem, карымовская — средним.

Осадочно-вулканогенные породы агульской свиты прорваны интрузивными телами лейкогранитов, граносиенитов и в подчиненном количестве щелочных гранитов, объединяемых в огнитский комплекс. Небольшие субвулканические тела преимущественно сиенитоидного состава объединяются в рассохинский комплекс. Интрузивные образования по петрологическим, петрохимическим и геологическим данным считаются комаматами вулканидов, а их возраст определяется как среднедевонский (иногда $D_{1,2}$) на основании прорывания вулканидов и присутствия в виде галек в конгломератах карымовской свиты.

Сомнения в справедливости точки зрения на возраст магматических пород Агульского прогиба возникли у авторов во второй половине 80-х годов после датирования щелочных гранитов Холдерминского массива, прорывающего вулканиды агульской свиты в южной части прогиба, и рудоносных низкотемпературных метасоматитов в междуречье Агула и Тайбы. Полученные результаты указывали на возможность удревнения Холдерминского массива, одного из эталонных в огнитском комплексе, до 450 млн лет, а вулканидов агульской серии, на которые

накладываются метасоматиты, минимум до 410—420 млн лет. Параллельно с нами группа исследователей получила Rb-Sr-датировку 416 ± 13 млн лет для вулканитов быскарской серии [8], которая интерпретировалась ими как возраст пород, хотя, по нашему мнению, такой вывод нуждался в доказательстве.

Возраст вулканических и интрузивных пород определялся нами Rb-Sr-методом в варианте изохронного датирования по породе в целом и K-Ar-методом по минералам. Материалом для исследований служили: пробы щелочных гранитов Холдерминского массива, отобранные С. А. Решетовой (ВСЕГЕИ) из района г. Улуг-Тайга (K-Ar-метод); риолиты средней части агульской свиты, опробованные по керну скважин И. Ф. Бреднихиным (Березовгеология) в междуречье Агула и Тайбы (Rb-Sr-метод); серия проб из штока сиенит-порфиров рассохинского комплекса (K-Ar- и Rb-Sr-методы) и проб андезибазальтов (K-Ar-метод) из того же района (пробы Ю. П. Шергиной); коллекция проб С. Д. Сидораса (Красноярскгеология) из Кельгинского, Телегашского и Карокско-Минусинского массивов огнитского комплекса, расположенных в бассейне р. Агул (Rb-Sr-метод). Опробование большинства объектов осложнялось из-за широкого проявления эпигенетических процессов, в частности альбитизации.

Методика аналитических процедур [4] сводится к следующему. После предварительного определения Rb и Sr из всей совокупности проб для каждого объекта отбирались те, которые в дальнейшем использовались для Rb-Sr-датирования (имели оптимальные содержания Rb и Sr и максимально различались по отношению Rb/Sr). Пробы разлагались смесью HNO_3 и HCl , после чего стронций выделялся на ионообменных колонках со смолой КРСП-12П [5]. Уровень фонового загрязнения не превышал 5—8 нг. Изотопный состав стронция измерялся на масс-спектрометрах МИ-1201 и МИ-1201Т с погрешностью 0,05—0,1 % (2σ). Правильность анализа контролировалась измерением стандарта SRM-987. Уточненное отношение Rb/Sr определялось рентгеноспектральным методом на приборах АРФ-7 и VRA-30 с ошибкой не более 2—3 %. Расчет параметров изохрон выполнялся полиномиальным методом наименьших квадратов с использованием ЭВМ «Искра-1256».

Для K-Ar-датирования использовались пробы, из которых оказалось возможным выделить необходимые минералы. Содержание калия определялось методом пламенной фотометрии на фотометре фирмы «Цейс». Точность определения составляла 1—2 и 2—4 % при концентрациях калия соответ-

ственно более 1 и 0,2—1 %. Определение радиогенного аргона ($^{40}\text{Ar}_p$) проводилось методом изотопного разбавления (трассер — ^{38}Ar) на приборе МИ-1201 в динамическом режиме, а для проб с низким содержанием ^{40}Ar на приборе MS-10 в статическом режиме. Суммарная погрешность определения $^{40}\text{Ar}_p/^{40}\text{K}$ не превышала 5 %. Эталонирование приборов осуществлялось с помощью сверочных проб «Биотит-70А» и «Мусковит-Вегн-4М».

Интерпретация результатов основывалась на относительной устойчивости различных изотопно-геохронометрических систем в природных процессах и была направлена на выявление необходимых доказательств реальности (или искажения) измеренных значений возраста в рамках каждого из методов и при их комплексном использовании. Для K-Ar-данных к таким критериям надежности относится совпадение измеренного возраста различных минералов или соответствие полученных датировок ряду устойчивости минералов к потерям аргона при закономерном изменении разницы в измеренном возрасте сосуществующих минералов [3, 11].

При интерпретации Rb-Sr-данных прежде всего обращалось внимание на соответствие изученных проб изохронной модели, определяемое параметром СКВО (средний квадрат взвешенных отклонений). Значение СКВО, равное 1—3, отвечает ситуации, когда разброс точек относительно аппроксимирующей прямой (изохроны) обусловлен только аналитическими погрешностями без влияния геохимической дисперсии [1, 7].

При комплексном применении изотопных методов главным критерием надежности (реальности) измеренного возраста является совпадение результатов различных методов при их методологически корректном использовании и соблюдении внутренних критериев достоверности каждого метода. Такое совпадение для петрографически неизменных фанерозойских магматических пород в абсолютном большинстве случаев определяет их возраст, однако иногда может отражать и время наложенного процесса.

В табл. 1 приведены данные, полученные K-Ar-методом. Несмотря на определенную фрагментарность, они интерпретируются вполне однозначно. Совпадение измеренного возраста амфиболов из щелочных гранитов Холдерминского массива при варьирующей разнице с K-Ar-возрастом полевых шпатов указывает на реальность датировки 450 млн лет и довольно слабое воздействие, испытанное массивом после этого времени. В пределах погрешности такой же возраст фиксируется как для сиенит-порфиров по концентрату биотита, так и для андезибазальтов по пироксену. Реальность измерен-

1. К-Аг-датирование магматических пород Агульского прогиба

Номер пробы	Порода, минерал	K, %	⁴⁰ Аг, нг/г	Измеренный возраст, млн лет
<i>Холдерминский массив</i>				
75	Гранит	0,91	32,2	449±13
	амфибол	5,94	181,4	394±15
199 ^a	Гранит	0,92	32,6	450±10
	амфибол	5,75	176,5	396±10
206 ^a	Гранит	0,915	32,6	452±10
	амфибол	6,0	151,9	333±13
<i>Рассохинский комплекс</i>				
ЮП-848	Сиенит-порфир			
	биотит	4,30	150,0	444±18
	основная масса	4,56	135,8	386±12
<i>Агульская свита</i>				
ЮП-824	Андезибазальт			
	пироксен	0,33	11,6	446±15
	плагиоклаз	1,42	47,4	427±25

ного возраста пироксена подтверждается и очень небольшим его отличием от измеренного возраста плагиоклаза.

Совпадение измеренного возраста минералов, наиболее хорошо удерживающих радиоогенный аргон, практически исключает возможность для каждого отдельного объекта альтернативного объяснения, предусматривающего присутствие в минералах избыточного ⁴⁰Аг и, следовательно, кажущееся удревание возраста. Для этого необходимо не просто предполагать наличие избыточного ⁴⁰Аг в амфиболах, пироксене и биотите, а обязательное его присутствие в количествах, пропорциональных содержанию калия в этих минералах. Учитывая различную способность названных минералов к захвату аргона и сравнительную редкость данного явления, подобная пропорциональность представляется крайне маловероятной, тем более, что пробы отбирались из различных по типу и составу магматических пород, удаленных друг от друга на десятки километров.

Таким образом, наиболее вероятный вариант интерпретации К-Аг-данных предполагает образование всех изученных объектов примерно 445—450 млн лет назад.

К близкому заключению приводит и рассмотрение результатов Rb-Sr-датирования (табл. 2). На изохронном графике (рисунок, а) для фигуративных точек, соответствующих проанализированным пробам, не на-

блюдается единая прямолинейная зависимость. Полученная совокупность точек формально аппроксимируется двумя прямыми линиями, по статистическим параметрам (СКВО) отвечающими изохронам.

Более древнюю из них образуют пробы, которые макроскопически относятся к наименее измененным и имеют в основном низкие (за исключением риолита 521) Rb-Sr-отношения — 0,02—2,5. Все точки изохроны (СКВО = 2,6) отвечают возрасту 439 ± 5 млн лет, однако можно предположить, что эта изохрона, вероятнее всего, представляет собой совокупность трех близкорасположенных линий, соответствующих изученным типам пород. Небольшое количество точек на каждой из них и недостаточная точность изотопного анализа, обеспечиваемая отечественной аппаратурой для данного случая, пока не позволяют утверждать это со всей уверенностью. Тем не менее, каждая из них по параметру СКВО отвечает изохронам и фиксирует небольшие различия в возрасте и первичном изотопном составе стронция: 440±8 млн лет и 0,7052±0,0004 для риолитов, 433±10 млн лет и 0,7035±0,0002 для сиенит-порфиров, 429±11 млн лет и 0,7049±0,0002 для гранитоидов бассейна р. Агул (см. рисунок, б). Эти возрастные значения в пределах погрешности совпадают с данными К-Аг-метода (хотя и систематически ниже) для соответствующих типов пород и отвечают геологической последовательности их образования. При этом Rb-Sr-возраст риолитов практически полностью соответствует результатам К-Аг-датирования.

Не исключено, что наблюдаемая последовательность значений Rb-Sr-возраста и их небольшое отличие от соответствующих К-Аг-датировок темновесных минералов вызваны различной реакцией Rb-Sr-систем пород на последующие наложенные процессы (или неодинаковой интенсивностью последних), главный из которых фиксируется второй изохроной (СКВ = 0,8) с возрастом 421±11 млн лет. На ней также размещаются пробы всех изученных типов пород, но имеющие более высокие Rb/Sr-отношения — 2,1—7,5. Наиболее логично связать полную перестройку Rb-Sr-систем проб с широко проявленной постмагматической альбитизацией, в той или иной степени затронувшей практически все рассмотренные нами породы, вплоть до образования альбита в порфировых вкрапленниках трахириолитов и сиенит-порфиров.

Альбитизация выражается в деанортизации плагиоклазов и замещении калишпатов альбитом. И тот, и другой процесс способствует удалению из породы стронция, в т. ч. радиоогенного, увеличению Rb-Sr-отноше-

2. Rb-Sr-данные для пород Агульского прогиба

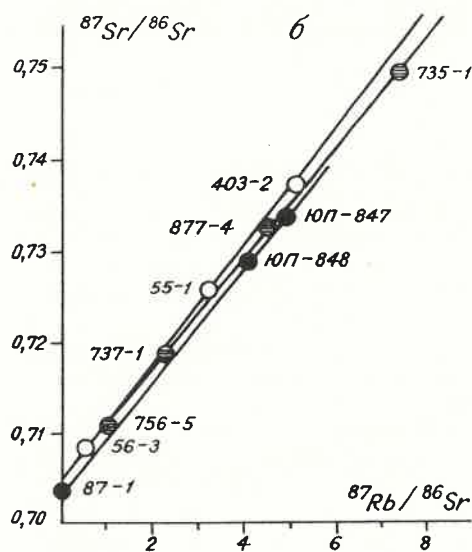
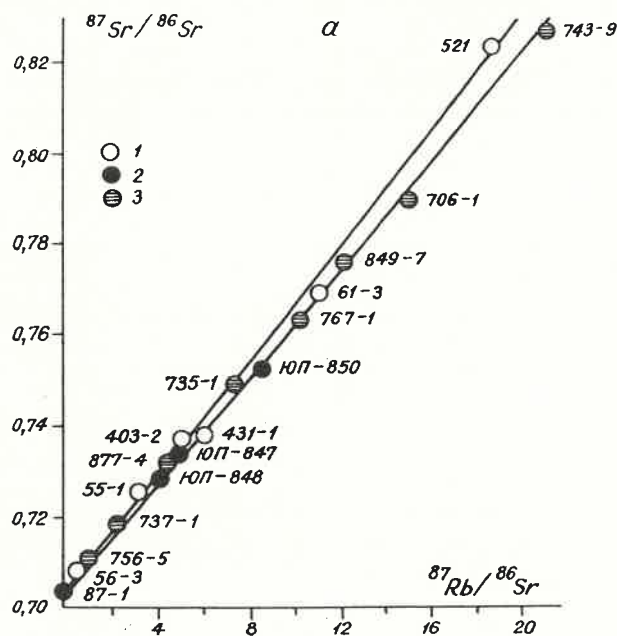
Номер пробы	Порода	U, мкг/г	Rb, мкг/г	Sr, мкг/г	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Параметры изохрон
56-3	Риолит	—	35	240	0,49	0,7082	$T = 440 \pm 8$ млн лет, $Sr_0 = 0,7052 \pm 0,0004$, $CKBO = 0,29$
403-2	То же	—	148	88	5,10	0,7371	
55-1	Фельзит	—	65	59	3,20	0,7257	
521	Риолит	—	217	34	18,84	0,8226	
431-1	То же	—	139	66	6,0	0,7381	
61-3	»	—	217	58	11,02	0,7682	
87-1	Монцодиорит	—	35	1788	0,05	0,7038	$T = 433 \pm 10$ млн лет, $Sr_0 = 0,7035 \pm 0,0002$, $CKBO = 0,05$
ЮП-848	Сиенит	—	115	81	4,08	0,7287	
ЮП-847	То же	—	107	60	4,88	0,7336	
ЮП-850	»	—	80	87	8,49	0,7526	
756-5	Граносиенит	1,3	107	311	1,0	0,7109	$T = 429 \pm 11$ млн лет, $Sr_0 = 0,7049 \pm 0,0002$, $CKBO = 1,67$
737-1	То же	2,0	133	177	2,23	0,7188	
877-4	»	2,4	145	97	4,46	0,7325	
735-1	»	1,7	150	60	7,35	0,7492	
767-1	»	3,8	172	51	10,12	0,7631	
849-7	»	7,5	181	44	12,15	0,7763	
743-9	»	4,9	193	23	21,16	0,8263	
706-1	»	5,1	157	31	14,98	0,7891	
743-8	»	3,6	183	18	—	—	
879-5	»	4,7	135	14	—	—	

Примечание. Пробы 743-8, 743-9, 735-1, 706-1, 849-7 отобраны из Карокско-Минусинского массива, 756-5, 874-4 — из Телегашского, 767-1, 879-5 — из Кельчинского.

ния и, как правило, увеличению неоднородности этого отношения из-за неравномерного проявления альбитизации. Его геохимические последствия можно наблюдать в гранитоидах бассейна р. Агул. Четкая корреляция между Rb и Sr, при содержании последнего более 60 г/т, сменяется беспорядочными соотношениями при меньшей concentra-

ции Sr (см. табл. 2). При этом на фоне слабого увеличения содержания рубидия и более заметного — урана количество стронция уменьшается до 5—6 раз по сравнению с первоначальным. Именно эти пробы, с концентрацией стронция менее 50 г/т, и приурочены ко второй изохроне.

Ранее нами было показано, что альбити-



Рубидий-стронциевая эволюционная диаграмма для пород Агульского прогиба:

изохронные графики: а — сводный, б — для наименее измененных пород; 1 — риолиты; 2 — сиенитоиды; 3 — граносиениты; параметры изохрон — см. текст

зация может быть значительно оторвана во времени от момента становления породы (Ю. П. Шергина, Г. А. Мурина, П. Б. Лебедь, 1983). Поэтому дата 412 ± 11 млн лет априори не может считаться нереальной. Более того, практически этим же возрастом (410—420 млн лет) датируются низкотемпературные метасоматиты Агульского прогиба [6], что подтверждает реальность полученной датировки и справедливость ее соотношения с наложенным гидротермальным процессом. Связь этого процесса с конкретным геологическим событием пока неясна. Во всяком случае гидротермальная деятельность в силу значительного отрыва во времени (минимум на 20—30 млн лет) от магматизма «агульского» этапа, безусловно, с ним не связана.

Пониженное первичное изотопное отношение стронция в породах ($0,7031 \pm 0,0010$), которые претерпели наиболее сильные преобразования Rb-Sr-систем в ходе наложенного процесса, может означать участие в нем глубинных мантийных растворов, вообще не связанных с магматизмом [9]. В нашем случае этот вопрос требует дополнительного изучения, но уже сейчас очевидно, что альбитизация должна была в гораздо большей степени повлиять на искажение Rb-Sr-возраста валовых проб, определяемое, в первую очередь, состоянием полевых шпатов, чем на K-Ar-возраст темноцветных минералов, который и следует считать наиболее близким к моменту образования пород.

В этой связи, возвращаясь к первой изохроне, необходимо отметить, что разница в возрасте, установленном K-Ar- и Rb-Sr-методами ($445\text{—}450$ и 439 ± 5 млн лет соответственно), возможно, также обусловлена альбитизацией, особенно для интрузивных пород. Однако не исключено, что Rb-Sr-датировка отражает не частичные потери радиогенного стронция в ходе эпигенетического процесса, а предшествующую позднемагматическую альбитизацию. Как указывалось выше, слабой альбитизацией затронуты даже макроскопически свежие породы и это позволяет предполагать, что с помощью Rb-Sr-метода даже в наименее измененных пробах фиксируется петрографически трудно отличимый от эпигенетического аутометасоматический процесс, завершивший «агульский» этап магматизма $430\text{—}440$ млн лет назад.

Как показывает геохронологическая практика, влияние гидротермальных процессов может привести лишь к кажущемуся омоложению пород. Следовательно, значение 439 ± 5 млн лет в нашем случае однозначно определяет верхний возрастной предел времени образования исследуемых пород.

Необходимость уточнения времени, характера воздействия на изотопные системы

и количества наложенных процессов не может повлиять на результаты анализа полученных изотопно-геохронологических данных, которые можно свести к следующему: возраст пород огнитского и рассохинского комплексов, а также вулканитов агульской свиты, вероятнее всего, $440\text{—}450$ млн лет; указанные объекты в той или иной степени затронуты процессами гидротермально-метасоматического характера, происходившими примерно 415 млн лет назад. Представляется, что приведенные данные рассеют сомнения, появившиеся у ряда специалистов [13] после опубликования наших первых результатов [6, 7], содержат достаточные доказательства справедливости ранее сделанного вывода о более древнем возрасте магматических пород Агульского прогиба относительно общепринятого.

Вывод о возрасте «девонских» магматических пород Агульского прогиба вызывает необходимость рассмотрения и решения ряда проблем как общего, так и регионального плана, из которых мы остановимся на сопоставлении изотопной и стратиграфической датировок. Этот вопрос тем более важен, поскольку, как уже отмечалось, сомнений в достоверности геологической датировки пород до последнего времени не существовало.

Возможность сравнения зависит от оценки правильности используемой геохронологической шкалы фанерозоя. Существует несколько конкурирующих шкал, отдельные рубежи которых варьируют в диапазоне до 30 млн лет, что по длительности сопоставимо с некоторыми периодами. Применяются они достаточно произвольно, чаще всего в зависимости от пристрастий геолога, что особенно недопустимо при составлении и обосновании легенд к государственным геологическим картам нового поколения. Отсутствие единой, общепринятой шкалы вызвано многими причинами. Одна из главных, на наш взгляд, заключается в недостатке, свойственном практически всем шкалам. Большинство рубежей в них обосновывается датировками по глауконитам, а применение этого минерала в качестве геохронометра не обеспечивает получения независимых доказательств реальности измеренного возраста и, следовательно, правильности принятых рубежей шкалы. Это обстоятельство, наряду с другими, не позволяет отдать предпочтение какой-либо одной шкале и ставит вопрос о необходимости разработки шкалы, основанной на использовании других геохронометров.

В качестве таковых наиболее перспективными представляются вулканиты, т. к. они отвечают основным требованиям, необходимым для создания геохронологической шкалы: вулканиты являются стратифицирован-

ными образованиями и, следовательно, возможна их точная привязка к стратиграфической шкале; достаточно часто, хотя и не всегда, вулканические породы могут быть точно датированы с помощью изотопно-геохронологических методов, с получением доказательств реальности измеренного возраста; длительность формирования вулканических пород как геохронометрической системы практически равна нулю, что делает понятия «геологический» и «изотопный» возраст тождественными. Однако до создания новой шкалы еще далеко и поэтому в настоящей статье мы будем опираться на отечественную шкалу (Г. Д. Афанасьев, С. И. Зыков, 1975), пересчитанную по принятым в 1977 г. и используемым сейчас во всем мире постоянным скоростям радиоактивного распада. Естественно, что по мере уточнения шкалы изменяются и сделанные выводы.

В свете полученных данных представляет интерес интервал шкалы, охватывающий девонский, силурийский и ордовикский периоды. В принятой шкале начало девона соответствует 399 млн лет, а окончание ордовика — 433 млн лет (эти рубежи не очень сильно отличаются от предложенных в последней из зарубежных шкал В. Б. Харленда с соавторами [16] — 408 и 439 млн лет соответственно). Согласно этим рубежам, исследованные нами магматические породы Агульского прогиба, имеющие возраст 440—450 млн лет, образовались в позднем ордовике, а не в раннем — среднем девоне. В этой связи возникает вопрос о причинах столь резкого противоречия с геологической датировкой.

Крайне сомнительно, чтобы такой причиной было неправильное положение границы силура и девона в геохронологической шкале. Дело в том, что при всех претензиях к существующим шкалам некоторые рубежи, в частности венд — кембрий (не древнее 570 млн лет) и девон — карбон (350—360 млн лет), установлены достаточно надежно и вряд ли будут значительно изменены в дальнейшем. В нашем случае для приведения в соответствие «изотопного» и «геологического» возраста необходимо границу силур — девон провести на уровне минимум 450 млн лет. При этом длительность девонского периода должна увеличиться не менее чем на 50 млн лет и составить минимум 100 млн лет. В то же время, суммарную продолжительность силура, ордовика и кембрия потребуется соответственно сократить до максимум 120 млн лет. Для такого кардинального изменения геохронологической шкалы серьезных оснований пока нет.

Таким образом, если исключить несовершенство геохронологической шкалы фанерозоя, отмеченное противоречие можно объ-

яснить только неправильным определением геологического возраста вулканитов агульской свиты. Как указывалось выше, основными доводами в пользу их раннедевонского возраста были палинологические и в меньшей степени флористические данные, результаты предшествующих радиологических датировок и аналогия с имирской свитой быскарской серии Минусинских впадин. В данном обосновании наиболее уязвимы геохронологические данные предыдущих исследований, поскольку все имеющиеся датировки получены К-Аг-методом по валовым пробам. При этом за реальный возраст принималось среднее из имевшихся определений. Следует отметить, что при использовании К-Аг-метода по породе в целом в абсолютном большинстве случаев наиболее близки к истинному возрасту максимальные датировки. Для пород Агульского прогиба они доходили до значений 420—430 млн лет [14], что соответствует нашим выводам.

До недавнего времени вопрос о сопоставлении агульской и имирской свит решался исключительно традиционными методами. Не имея собственных оснований ставить под сомнение обоснованность такой аналогии, мы могли бы высказать по этому поводу лишь альтернативное предположение: либо такое сопоставление не правомерно, либо имирская свита должна быть более древней. Однако в настоящее время отделом изотопной геологии ВСЕГЕИ совместно со специалистами Красноярскгеологии начаты работы по датированию вулканитов быскарской серии, в т. ч. в ее стратотипах. Первые же результаты свидетельствуют о том, что возраст тех вулканических пород, которые сейчас исследуются, не менее 430—440 млн лет. Кстати, и для вулканитов быскарской серии ранее опубликованные К-Аг-датировки по «валу» доходят до 430 млн лет. Таким образом, и с позиций аналогии агульской и имирской свит справедливость обоснованного выше возраста магматических пород Агульского прогиба, скорее всего, найдет подтверждение. Но в этом случае потребуются разрешить исключительно серьезную в региональном плане альтернативу: либо в вулканогенную часть быскарской серии объединяются одноформационные, но разновозрастные породы, либо вулканогенная и осадочная части серии являются существенно разновозрастными.

Наибольшие трудности связаны с объяснением расхождений данных геохронологии и палеонтологии (палинологии). По нашему мнению, с учетом приведенных в статье результатов необходимо провести дополнительные палеонтологические исследования. Если их итог окажется идентичным предыдущему, то обнаруженные ископаемые

формы придется «опускать» в ордовик или коренным образом пересматривать геохронологическую шкалу.

Не исключено, что аналогичные проблемы возникнут и после геохронологического изучения вулканитов карымовской свиты, т. к., по крайней мере, два фактора заставляют предполагать возможность более древнего их возраста. Во-первых, это значительный (минимум 25—30 млн лет) временной разрыв между вулканизмом «агульского» этапа и низкотемпературными гидротермально-метасоматическими процессами, который практически однозначно указывает на отсутствие связи между ними [12]. Поэтому представляется логичным естественной причиной образования метасоматитов считать эндогенную деятельность следующего, «карымовского», этапа. Во-вторых, по данным А. Н. Смагина с соавторами [14], К-Аг-датировки вулканитов карымовской свиты доходят до 400 млн лет, чем, вероятнее всего, и определяется ее верхняя возрастная граница. Безусловно, сделанное предположение нуждается в подтверждении, но если оно будет найдено, то и в этом случае придется разрешать противоречие между среднедевонским «геологическим» и силурийским «изотопным» возрастом карымовской свиты.

До удовлетворительного решения возникших проблем, связанных с несоответствием стратиграфического и изотопного возраста магматических пород Агульского прогиба, мы не можем ставить вопрос о выявлении в АССО нового этапа магматической деятельности и тем более обсуждать геологические и металлогенические последствия этого. Однако несомненно, что в любом случае следует пересмотреть взгляды на тектоническую природу этого этапа магматизма. До сих пор его отнесение к «девонской» автономной тектоно-магматической активизации (в рамках геосинклинальной концепции) сомнений не вызывало [10], т. к. между ней и инверсионной стадией развития примыкающей каледонской геосинклинали Восточного Саяна (и вообще каледонид АССО) предполагался значительный промежуток времени (около 100 млн лет). Резкое сокращение этого интервала позволяет рассматривать магматизм в качестве закономерного завершения каледонского этапа развития региона, несмотря на наложенный характер Агульского прогиба.

В петрологическом отношении полученные результаты подтверждают представления о комагматичности эффузивных и интрузивных пород Агульского прогиба [2, 15]. На это прямо указывает близость их возраста и первичного изотопного состава стронция. Сравнительно низкая величина последнего (0,704—0,705) может означать суще-

ственную роль мантийной компоненты в источнике вещества магматических пород.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Горохов И. М. Рубидий-стронциевый метод изотопной геохронологии. — М.: Энергоатомиздат, 1985.
2. Даченко В. М. Гранитоидный магматизм юго-западного обрамления Сибирской платформы. — Новосибирск: Наука, 1984.
3. Критерии надежности методов радиологического датирования / Л. Л. Шанин, В. Н. Волков, М. А. Лицарев и др. — М.: Наука, 1979.
4. Методические рекомендации по определению возраста горных пород радиологическими (изотопными) методами / Под ред. Г. А. Муриной. — Л., 1983.
5. Мурина Г. А., Фефилова Л. В., Солуянова Н. Н. Некоторые усовершенствования в методике выделения стронция из пород для изотопного анализа // Радиологические методы изучения метаморфических и метасоматических пород. — М., 1987. С. 69—72.
6. Новые данные о возрасте вулканических и гидротермальных процессов в Агульском прогибе (Восточный Саян) / А. Г. Рублев, Ю. П. Шергина, П. Б. Лебедев и др. // Проблемы палеовулканизма Сибири и вопросы металлогении (тезисы докладов). — Красноярск, 1988. С. 11—13.
7. Новые данные о возрасте пород повышенной щелочности восточной части Алтае-Саянской складчатой области / А. Г. Рублев, С. А. Решетова, М. П. Орлова, Г. К. Шнай // Тез. докл. IV Восточно-Сибирского регионального петрограф. совещ. — Иркутск, 1985.
8. О генезисе радиогеохимически специализированных вулканитов юга Сибири / Л. П. Рихванов, Г. С. Плюсин, В. В. Ершов и др. // Геохимия. 1987. № 12. С. 1740—1750.
9. О кыджимитском комплексе рудоносных интрузий Байкальской горной области / Л. А. Козубова, Г. А. Мурина, А. Г. Рублев, Ю. П. Шергина // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 5.
10. Основные закономерности развития и металлогении областей тектоно-магматической активизации юга азиатской части СССР / В. А. Амантов, Е. В. Быковская, Г. А. Генко и др. — Л.: Недра, 1979.
11. Рублев А. Г. Изотопно-геохимические модели в К-Аг геохронологии // Изотопный возраст горных пород и его интерпретация. Тр. ВСЕГЕИ. Нов. серия. 1984. Т. 328. С. 4—23.
12. Рублев А. Г. Геохронологическая характеристика низкотемпературных рудообразующих процессов в районах континентального вулканизма // Изотопное датирование эндогенных рудных формаций. — Киев, 1990. С. 235—237.
13. Смагин А. Н. Проблемы возраста вулканических ассоциаций и сопряженных с ними гранитоидов и осадочных толщ в структурах тектоно-магматической активизации Восточного Саяна // Проблемы стратиграфии и магматизма Красноярского края и Тувинской АССР. — Красноярск, 1990. С. 8—13.
14. Смагин А. Н., Тетерюк В. К., Ножкин А. Д. Обоснование девонского возраста вулканогенных пород и гранитоидов Агульского прогиба // Магматические комплексы складчатых областей юга Сибири. — Новосибирск, 1981. Вып. 509. С. 118—128.
15. Среднепалеозойские интрузии гранитов и сиенитов Кузнецкого Алатау и северо-западной части Восточного Саяна / В. Н. Богнибов, В. Н. Довгаль, Г. В. Поляков и др. — Новосибирск: Наука, 1974.
16. A geologic time scale 1989 / W. B. Harland, R. Z. Armstrong, A. V. Cox et al. // Cambridge University Press. 1990.

Принята редколлегией 27 декабря 1993 г.

Геотектоническая и металлогеническая типизация вольфрамоносных монцонитоидных серий

С. Г. СОЛОВЬЕВ (ИГЕМ)

Проблема потенциальной рудоносности монцонитоидных магматических серий в последнее время широко обсуждается в геологической литературе. Подобные серии, распространенные в фанерозойских подвижных поясах, служат индикаторами различных режимов их геотектонического развития и сопровождаются разнообразным оруденением цветных, редких и благородных металлов. В настоящей работе рассматриваются некоторые аспекты типизации монцонитоидных серий, с которыми связаны вольфрамовые (преимущественно скарновые) месторождения*.

По существующим представлениям монцонитоидные серии отвечают плутоническим аналогам пород ряда абсарокиты — шошониты — латиты — калиевые риолиты. Их внедрение носит обычно многоактный характер с изменчивостью пород от оливиновых или субщелочных габброидов через монцониты (монцодиориты) и сиениты до субщелочных гранитов и лейкогранитов. Иногда (но в вольфраморудных районах довольно редко) указанным плутоническим породам сопутствуют и собственно эффузивные разновидности. Эти породы отличаются повышенной калиевой щелочнометалльностью и обогащенностью летучими, Ba, Sr, легкими лантаноидами, элементами группы железа (Cr, Ni, Co, V) при невысоких содержаниях Li, Rb, Be и других литофильных элементов. Соотношения содержаний некоторых из перечисленных элементов являются индикаторами условий образования и геодинамической позиции изучаемых серий [1].

Широкое распространение монцонитоидов в вольфраморудных районах послужило основанием для выделения их в самостоятельный генетический тип магматических серий, продуктивных на вольфрамовое оруденение [17]. Они противопоставляются гранит-лейкогранитным и гранодиорит-гранитным комплексам, продуктивным на вольфрамовое оруденение иного (с сущест-

венной или преобладающей ролью олова и редких металлов) состава, преимущественно грейзенового типа и связанным с менее глубинными источниками. Однако среди вольфрамоносных монцонитоидных серий отчетливо обособливаются разновидности, которые различаются по химизму составляющих их пород, геодинамическим условиям образования и специфике сопровождающих их рудных месторождений.

Вольфрамоносные монцонитоидные серии формируются в областях тектоно-магматической активизации, в качестве одного из ключевых вопросов тектоно-металлогенического анализа которых выступает характер связи тектоно-магматической активизации с геосинклинальным процессом. Существуют, по крайней мере, два мнения по этому вопросу. С позиции одних исследователей, поздняя стадия развития геосинклиналей и тектоно-магматическая активизация не разделены и являются следствием общего глубинного процесса. В какой-то мере к этим взглядам близки представления о синхронном развитии геосинклиналей и областей активизации как одной из форм процесса сопряженной эволюции зон Беньюфа, эвгеосинклиналей и рассекающих их трансформных разломов. Большинство же исследователей различают сводово-глыбовый тектогенез как процесс, характерный для поздней (орогенной) стадии развития геосинклиналей, и два типа тектоно-магматической активизации — «отраженный» (связанный с синхронным развитием геосинклиналей и проявленный в их непосредственном обрамлении) и «автономный» (для которого такая связь не отмечается). Вследствие этого выделяются два типа вулканоплутонических поясов: эпигеосинклинальные, возникающие на орогенном этапе развития геосинклинальных областей, и эпиплатформенные (иногда называемые также дейтероорогенными, внегеосинклинальными, зонами ревивации, поясами эпиплатформенного орогенеза и др.), формировавшиеся в связи с тектоно-магматической активизацией консолидированных структур (платформ, срединных массивов, областей завершенной складчатости и т. п.). Ряд исследователей выделяют, по-видимому, соответствующие

* Среди вольфрамовых месторождений различаются четыре рудные формации: полиметаллически-вольфрамовая, олово-вольфрамовая, молибден-вольфрамовая и золото-медно-молибден-вольфрамовая [3, 6].

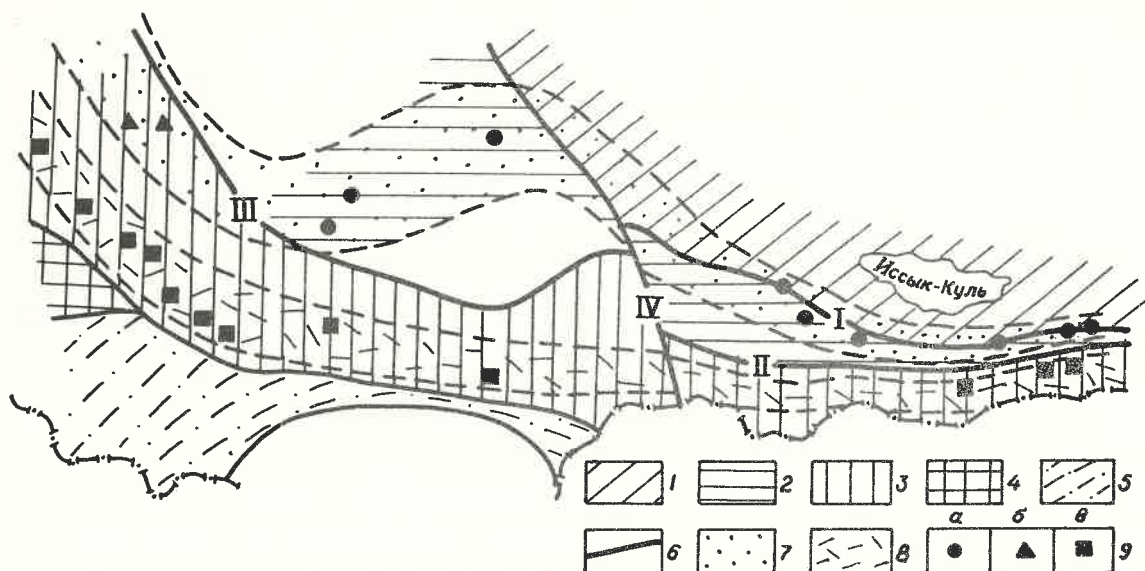


Рис. 1. Размещение вольфрамовых месторождений в структурах Тянь-Шаня:

1 — рифеидо-каледониды Северного Тянь-Шаня; 2 — каледониды Срединного Тянь-Шаня; 3 — герциниды Южного Тянь-Шаня; 4 — выступ докембрийских метаморфических пород (Афгано-Таджикский массив); 5 — мезозойско-кайнозойские отложения Таджикской впадины и Алайского прогиба; 6 — зоны глубинных разломов (I — важнейшая структурная линия Тянь-Шаня, II — Атбаши-Иньельчекский, III — Букантау-Южно-Ферганский, IV — Таласо-Ферганский); 7 — пояс золото-медно-молибден-вольфрамовых, медно-молибденовых, молибден-вольфрамовых, золото-вольфрамовых месторождений; 8 — пояс полиметаллически-вольфрамовых, полиметаллически-оловянных, олово-вольфрамовых месторождений; 9 — важнейшие рудные районы (а — золото-медно-молибден-вольфрамовые, б — молибден-вольфрамовые, в — полиметаллически-вольфрамовые и олово-вольфрамовые)

им островодужные и внутри- и окраинно-континентальные вулканоплутонические пояса.

Вольфрамоносные монцонитоидные серии распространены как в эпигеосинклинальных, так и в эпиплатформенных вулканоплутонических поясах, что и позволяет подразделять их на два главных типа. Серии первого типа, образовавшиеся при формировании эпигеосинклинальных вулканоплутонических поясов, связаны с эпигеосинклинальным орогенным (преимущественно раннеорогенным) этапом развития складчатых областей, по времени проявляясь при завершении главной складчатости или несколько позднее. Формирование этих поясов отвечает режиму общего сжатия, что показано, в частности, для эпохи образования вольфрамоносных монцонитоидов Сихотэ-Алиня, и сопровождалось «выдавливанием» магматических расплавов в верхние уровни земной коры [9]. Напротив, монцонитоидные серии второго типа, отвечающие эпиплатформенным вулканоплутоническим поясам, возникали при деструктивной тектоно-магматической активизации консолидированных структур, определяемой режимом общего рифтогенного растяжения, способствовавшего заглублению очагов первичной магмогенерации на более глубокие уровни. Указанные типы монцонитоидных

серий, очевидно, соответствуют выделяемым В. С. Антипиным [1] типам шошонит-латитовых серий, формирующихся в островодужной и внутри- и окраинно-континентальной (рифтогенной) обстановке.

Промежуточными по геотектонической позиции являются монцонитоидные серии, сформированные в эпигеосинклинальных вулканоплутонических поясах, но приуроченные к блокам ранней консолидации и интрагеоантиклинальным поднятиям в пределах складчатых областей. Позиция этих монцонитоидов, по-видимому, маркирует участки локального (обычно мелкомасштабного) рифтогенного растяжения в формирующейся складчатой области. Возможность подобных условий образования рифтогенных шошонитовых серий в островодужных областях (т. е. областях общего сжатия) отмечали П. К. Кепежинский и др. [7].

Эпигеосинклинальные монцонитоидные серии. Монцонитоидная серия Южного Тянь-Шаня представлена субширотной цепочкой многофазных интрузивных массивов, состав пород которых варьирует от субщелочных габбро и субщелочных кварцевых диоритов через количественно преобладающие кварцевые монцодиориты и гранодиориты до субщелочных гранитов и лейкогранитов. Они распространены практически во всех эв- и миогеосинклинальных

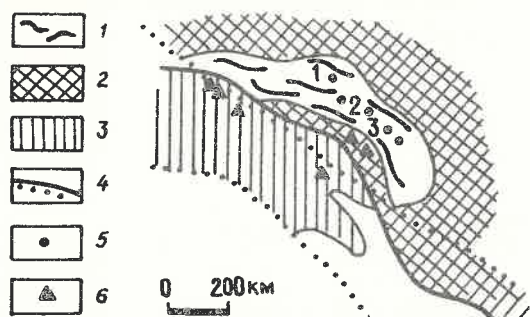


Рис. 2. Размещение вольфрамовых месторождений в структурах северо-востока Канадских Кордильер, по Л. А. Дику, Р. Дж. Ньюберри и др.:

1 — область миеосинклинального развития; 2 — фрагменты Северо-Американской платформы; 3 — фрагменты Юконского срединного массива; 4 — глубинные разломы; 5 — полиметаллически-вольфрамовые месторождения (1 — Мактанг, 2 — Линид, 3 — Кантанг); 6 — молибден-вольфрамовые месторождения

структурно-формационных зонах этой силур-среднекаменноугольной геосинклинально-складчатой системы, «зажатой» с севера и юга блоками более ранней консолидации (рис. 1).

Основные деформации, отвечающие эпигеосинклинальному орогенному этапу, относятся к концу среднего — началу позднего карбона; в среднем карбоне — ранней перми происходило внедрение продуктивных монцонитоидов и гранитоидов. Данные породы принадлежат к высококалийному известково-щелочному типу (по Д. Маккензи, Б. Чеппелу) и характеризуются повышенной концентрацией (г/т) Ва (2420—184), Sr (682—65), Со (26—5), V (173—10) и невысокой — Li (68—11), Rb (205—88), Be (6—1), Sn (2—5), что указывает на глубинную природу магматических источников.

Другим регионом развития эпигеосинклинальных монцонитоидных серий и связанных с ними вольфрамовых месторождений являются мезозойды Сихотэ-Алиня. Внедрение монцонитоидов связывается с ранне-меловым этапом орогенеза этой геосинклинально-складчатой области, заложившейся в силуре — раннем девоне на коре океанического или субконтинентального типа. Характерная черта ее строения — широкое распространение линейных складок, надвигов, покровов, которые образованы мощными вулканогенно-кремнисто-терригенными толщами триаса — юры с заключенными в них экзотическими глыбами каменноугольных и пермских осадочных и магматических пород [4].

Лермонтовское месторождение связано с монцонит-гранодиорит-гранитным массивом, среди пород которого преобладают ка-

лиевые гранодиориты и лейкограниты [15]. Породы содержат повышенные концентрации Sr (470—930 г/т в кварцевых монцонитах и 134—280 г/т в гранодиоритах и гранитах), Ва (соответственно 526—741 и 411—444 г/т) и пониженные — Rb (соответственно 100—138 и 106—160 г/т). Этим определяются высокие значения отношения K/Rb (200—320) и низкие — Rb/Sr (0,13—1,10). Породы существенно обогащены легкими лантаноидами ($La_N/Yb_N = 5,2$).

Месторождение Восток-2 также приурочено к контактам монцонит-гранодиорит-гранитного массива, сложенного кварцевыми монцонитами, калиевыми гранодиоритами, биотитовыми гранитами, сиенит-порфирами, гранит-порфирами. Для них характерны в целом те же особенности, что и для пород Лермонтовского месторождения. При повышенных содержаниях калия они обладают низкими содержаниями Rb (67—160 г/т) и повышенными концентрациями Ва (400—650 г/т) и Sr (279—600 г/т), что определяет высокие отношения K/Rb (220—576) и низкие — Rb/Sr (0,11—0,57). Породы характеризуются более высоким отношением La_N/Yb_N (3,5—10,9), а отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в них составляет 0,7066 [15].

Крупнейшие скарновые вольфрамовые месторождения Канадских Кордильер находятся в северной части этой протяженной складчатой области, сформированной в мезозойскую эпоху на месте геосинклинали, длительно (более 1 млрд лет) развивавшейся вдоль западного края Северо-Американской платформы. Мезозойско-кайнозойский орогенез имел непрерывно-прерывистый характер проявления в интервале времени от юры до четвертичного периода и охватывал как собственно геосинклинальные зоны, так и многочисленные блоки-фрагменты древнего кристаллического основания, а также западную периферию Северо-Американской платформы.

Месторождения локализованы в узкой миеосинклинальной полосе нижнепалеозойских карбонатно-терригенных отложений, испытавших складчатость в среднем меле и «зажатых» фрагментом Юконского срединного массива и юго-западной границей Северо-Американской платформы (рис. 2). В этой полосе прослеживается цепочка небольших многофазных средне-позднемеловых (абсолютный возраст 77—96 млн лет) интрузивных массивов, объединяемых в плутонический комплекс Селвин [18], который отвечает этапу эпигеосинклинального орогенеза в регионе. Массивы образованы породами, по составу изменяющимися от биотит-рого-вообманковых кварцевых монцонитов до гранодиоритов, биотитовых монцогранитов

и аплитов. Породы отличаются повышенной калиевой щелочнометаллальностью с $K_2O/Na_2O > 1$, низкой степенью окисленности железа ($Fe_2O_3/FeO < 0,4$), несколько повышенными содержаниями MgO , CaO (более ранние, существенно роговообманковые разновидности) и Al_2O_3 (более поздние, биотитовые). Для гранитоидов отмечены сравнительно невысокие содержания Rb (152—314 г/т) и Li (45—83 г/т) и низкое отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0,706) [19, 22].

Вольфрамовые месторождения, связанные с указанными монцонитоидными сериями, относятся к полиметаллически-вольфрамовой формации и представлены преимущественно скарновым, реже штокверковым типами (например, Меликсу, Кабуты, Джиллау, Яхтон в Южном Тянь-Шане, Восток-2, Лермонтовское, Скрытое в Сихотэ-Алине, Мактанг, Кантанг, Линид в Канадских Кордильерах). Эти месторождения размещены в над- и околоинтрузивной зонах и представлены телами скарнов существенно пироксенового (реже гранат-пироксенового) состава, измененных в основном в пропилитовую стадию с образованием актинолита, эпидота, клиноцоизита, кварца, кальцита, олигоклаз-альбита, биотита и др. В эту же стадию выделяются основная масса шеелита, иногда молибденсодержащего, и обильный пирротин, концентрации которых возрастают при наложении на измененные скарны кварц-серицитовых метасоматитов или березитов, также несущих шеелит и пирротин и, кроме того, сфалерит, галенит, халькопирит, арсенопирит, разнообразные минералы серебра и висмута, иногда золота. Изредка отмечаются вольфрамит и молибденит. Богатые руды этих месторождений нередко почти целиком сложены пирротинном (до 70—80 % объема) и шеелитом [11, 19].

Важная особенность месторождений, связанных с интрузивами монцонитоидов, — их чередование или сонахождение в единых рудных районах с оловянными и олово-вольфрамовыми месторождениями, ассоциирующими с сиалическими гранитоидами субщелочного калиевого ряда, обогащенными F , B , Li , Rb , Sn , W , Ta , Nb и др. (месторождения Трудовое, Майхура, Каратюбе, Такфон в Южном Тянь-Шане, Забытое, Тигриное в Сихотэ-Алине и др.). Гранитоиды связаны с менее глубинными источниками, но становление массивов происходило в более глубинных условиях [15, 17].

Эпиплатформенные монцонитоидные серии. Характерная область распространения эпиплатформенных вольфрамоносных монцонитоидных серий — Срединный Тянь-Шань, рассматриваемый как эпибайкальская платформа. Серия проявлена здесь

в узкой субширотной полосе вдоль «линии В. А. Николаева», а к западу ее ареал охватывает Чаткало-Кураминский срединный массив (см. рис. 1). Продуктивные монцонитоидные комплексы по времени формирования почти синхронны монцонитоидам Южного Тянь-Шаня и даже контролируются теми же меридиональными скрытыми сквозными структурами, но существенно отличаются от них по ряду специфических признаков. Их примерами служат Кенсуйский, Коктурпакский, Сонкульский массивы на востоке Киргизии, Чорух-Дайронский в Чаткало-Кураминском регионе, которые сформировались в эпоху герцинской тектоно-магматической активизации каледонских и более древних консолидированных структур Срединного Тянь-Шаня.

Кенсуйский массив образовался в среднем — позднем карбоне (324—330 млн лет) в течение трех этапов внедрения расплава. Породы последовательных фаз первого этапа представлены шонкинитами, эссекситами, субщелочными габбро и монцонитами, второго — сиенитами и кварцевыми сиенитами, третьего — кварцевыми монцонитами, субщелочными гранитами и лейкогранитами. После первого этапа внедрились дайки камптонитов, а после второго — дайки монцогаббровых порфиритов [8]. Все породы характеризуются высокой щелочнометаллальностью (в сумме от 6,2 % в габброидах до 10,3 % в гранитоидах) и преобладанием K над Na , очень высокими содержаниями (г/т) Sr (от 3900 в габброидах до 440 в лейкогранитах), Ba (соответственно 4590—970), F (3000—190), Cr (377—160 при минимуме в кварцевых сиенитах — 31), суммы $P_3Э$ (970—160), Co (52—4), Ni (91—19), V (180—20) и низкими — Li (24—5), Rb (131—135 при минимуме в кварцевых сиенитах — 86) при концентрациях TiO_2 1,7—0,15 %. В породах, включая лейкограниты, отсутствуют европиевые аномалии при резком обогащении легкими лантаноидами ($La_N/Yb_N = 30—50$).

В Сонкульском массиве породы первого этапа представлены оливиновыми габбро, биотит-роговообманковыми субщелочными габбро и монцонитами, второго — монцонитами — кварцевыми монцонитами и дайками сиенитов, третьего — количественно преобладающими в массиве кварцевыми монцонитами — кварцевыми монцодиоритами, а также субщелочными гранитами и лейкогранитами. Породы принадлежат к субщелочному ряду, причем к концу каждого этапа и серии в целом возрастают их общая щелочнометаллальность и относительные содержания K_2O , варьирующие от 1,4 до 8,2 %; содержания Na_2O колеблются от 1,3 до 4,8 %. Средние концентрации других

индикаторных элементов составляют (г/т): F — 1150—200, Ba — 1590—500, Sr — 1100—150, Li — 78—8, Rb — 250—56, Cr — 56—5, Co — 27—3, Ni — 56—20, V — 210—13, суммы РЗЭ — 250—120. Породы обогащены легкими лантаноидами (La_N/Yb_N — 5—30) при отсутствии европейских аномалий на первом и втором этапах и отчетливым дефицитом Eu на третьем.

Чорух-Дайронский массив также образован широким спектром субщелочных пород от субщелочных габбро и монцонитов до кварцевых сиенитов, кварцевых монцонитов и субщелочных гранитов. Их суммарная щелочнометалльность варьирует от 6,9 до 9 % при содержаниях K_2O 3,5—5,9 %. Породы обогащены (г/т) F (1200—220), Ba (1607—233), Sr (645—99), Cr (28—17), Ni (24—10), V (176—30) при невысоких концентрациях Li (30—9) и Rb (291—364). В массиве развиты и комагматичные плутоническим породам вулканы — шошониты, латиты и калиевые риолиты, слагающие покровы, жерла и субвулканические дайки [10].

Вольфрамовые месторождения, связанные с перечисленными интрузивными массивами Срединного Тянь-Шаня (Кенсу, Кашкасу, Кумбель, Чорух-Дайрон и др.), принадлежат к золото-медно-молибден-вольфрамовой рудной формации [6] и представлены телами скарнов преимущественно гранатового, скаполит-гранатового, везувия-гранатового, а также пироксен-гранатового состава, переработанными в основном в кварц-полевошпатовую стадию с образованием метасоматитов также существенно гранатового (с кварцем, гематитом, магнетитом, пиритом, эпидотом, актинолитом, микроклином, альбит-олигоклазом и др.) состава, содержащих молибдошеелит, молибденит и халькопирит. Более поздние безрезиты несут шеелитовое, медно-молибденовое, полиметаллическое, висмутовое, серебро-золотое оруденение. К массивам монцонитоидов, принадлежащих к этой же плутонической серии Срединного Тянь-Шаня, приурочены и собственно медно-молибденовые и золоторудные объекты.

Другой регион распространения вольфрамоносных монцонитоидных серий, связанных с активизацией консолидированных областей (эпиplatformенным орогенезом), — Восточное Забайкалье. Так, продуктивный вулcano-плутонический комплекс Быстринского скарнового золото-медно-молибден-вольфрамового месторождения формировался в эпоху мезозойской (юра — мел) активизации палеозоид этого региона и представлен породами эффузивной, интрузивной и дайковой фаций. Эффузивы образуют ряд от трахибазальтов через трахиандезиба-

зальты — латиты к трахиандезитам — кварцевым латитам, интрузивные разновидности — ряд от субщелочных диоритов через субщелочные кварцевые диориты, монцониты и гранодиориты до субщелочных гранитов. Кроме характерной для шошонит-латитовых серий повышенной калиевой щелочнометалльности, породам свойственны высокие концентрации (г/т) F (3300—400), Ba (1600—798), Sr (760—408), Cr (1200—115), Co (60—8), Ni (202—49), V (156—25) и низкие — Li (42—14) и Rb (128—68) [14]. Отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в мезозойских латитах Восточного Забайкалья изменяется от 0,7045 до 0,706, а отношение La_N/Yb_N в среднем составляет 27,2 [5]. Характерно, что с указанными монцонитоидными комплексами в регионе ассоциируют массивы плюмазитовых редкометалльных гранитов (шахтаминский и другие комплексы), сопровождаемые масштабным молибденовым оруденением.

Небольшие трещинные габбро-монцонит-гранитные интрузивы Родопского срединного массива, связанные с позднемеловым этапом альпийской активизации, также сопровождаются месторождениями золото-медно-молибден-вольфрамовой рудной формации. Породы, слагающие интрузивы, варьируют от нормальных и субщелочных (ортоклазовых биотит-роговообманковых) габбро, иногда оливниновых габбро, монцогаббро и монцодиоритов до монцонитов, кварцевых монцонитов, сиенитов и субщелочных гранитов и лейкогранитов [2]. Они принадлежат к субщелочному ряду (с суммарной щелочнометалльностью от 5,5 % в монцонитах до 11 % в гранитах) при ведущей роли K_2O (4—8,5 %). С этой же магматической серий в регионе связаны многочисленные медно-молибденовые месторождения.

Рудный район месторождения Тырныауз, также входящий в Альпийско-Гималайский складчатый пояс, приурочен к области мезозойско-кайнозойской активизации южной окраины эпигерцинской Скифской платформы. Месторождение связано с магматической ассоциацией, включающей гранитоиды, риолиты, трахиандезиты, андезиты и андезибазальты, которая принадлежит к шошонит-латитовой серии [12], причем гранитоиды являются плутоническими аналогами латитов и возникли в результате кристаллизационной дифференциации субщелочной трахиандезитовой магмы глубинного происхождения. Как известно, одна из характерных черт этого месторождения, принадлежащего к молибден-вольфрамовой рудной формации, — особо повышенная роль послескарнового молибденового оруденения.

Сходные молибден-вольфрамовые объекты могут проявляться и в областях распро-

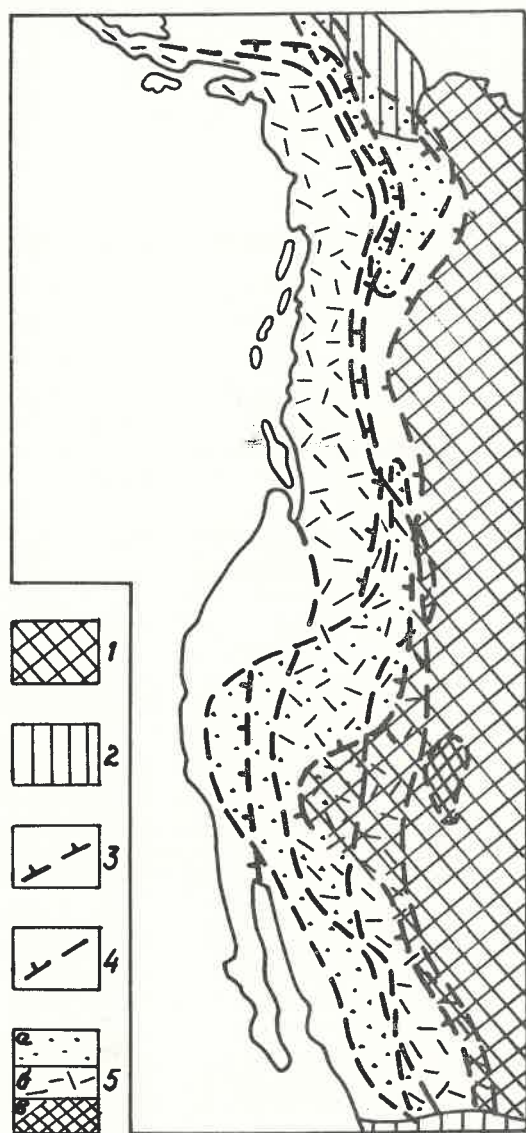


Рис. 3. Размещение месторождений вольфрама, молибдена и меди в структуре Северо-Американских и Канадских Кордильер, по материалам Ф. Б. Кинга, Р. Дж. Ньюберри и др.: 1 — Северо-Американская платформа; 2 — срединные массивы; 3 — область эвгеосинклинального развития; 4 — область миогеосинклинального развития; 5 — зоны распространения месторождений (а — вольфрамовых, б — медных и медно-молибденовых, в — молибденовых)

странения полиметаллически-вольфрамовых месторождений, но на более позднем (активизационном) этапе их развития. Так, в рассмотренном выше регионе распространения полиметаллически-вольфрамовых месторождений Канадских Кордильер в связи с более молодым ранне-среднеэоценовым (49—52 млн лет) монцонитоидным комплексом развиты молибден-вольфрамоносные скарновые штокверки и залежи района Маунт-Рид — Маунт-Эскин (Северная Бри-

танская Колумбия). Продуктивные интрузивы образованы мезократовыми и кварцевыми монцонитами, субщелочными гранитами и лейкогранитами. Монцониты обладают высокими содержаниями Sr (720—520 г/т) и низкими — Rb (280 г/т) при соотношении K_2O/Na_2O , близком к 1, тогда как гранитоиды отличаются низкими концентрациями Sr (250—70 г/т), повышенными — Rb (260—610 г/т) и существенным преобладанием K_2O над Na_2O [20]. Наряду с преобладанием молибдошеелитового оруденения в измененных скарнах, для указанных месторождений характерно широкое развитие кварц-молибденитовых штокверков в гранитоидах. В этом может просматриваться сходство с закономерностями, наблюдаемыми в более южных районах Кордильер, где с молодыми монцонитоидами активизированной окраины Северо-Американской платформы связаны крупные вольфрам-молибденовые и молибденовые месторождения (Кляймекс и др.).

Монцонитоидные серии структур ранней консолидации. Примером региона распространения вольфрамоносных монцонитоидных серий, проявленных в структурах ранней консолидации складчатых областей, служит западная континентальная окраина Северной Америки, в частности Сьерра-Невада и Калифорния (рис. 3).

Здесь находятся крупные скарново-вольфрамовые месторождения (Пайн-Крик, Строберри и др.), пространственно связанные с известным батолитом Сьерра-Невады, имеющим сложное гетерогенное строение и длительный интервал формирования. Внедрение наиболее ранних пород батолита, сопровождавшее позднетриасовую — раннеюрскую складчатость в западной (эвгеосинклинальной) зоне Кордильер, например в районе месторождения Пайн-Крик, отвечает абсолютному возрасту 207—209, 198—202, 167—169 млн лет [21]. Это соответствует более раннему («невадийскому») возрасту складчатых деформаций и орогенеза указанной эвгеосинклинальной зоны по сравнению с «ларамийским» возрастом аналогичных процессов в расположенной восточнее миогеосинклинальной зоне, к северной части которой приурочены рассмотренные выше полиметаллически-вольфрамовые месторождения. Учитывая, что рудопродуктивными в районе месторождения Пайн-Крик являются монцонитоиды с абсолютным возрастом 92—93, 87—89 млн лет [21], можно сделать вывод о значительном возрастном разрыве между завершением складчатых деформаций и последующим формированием гранитоидных батолитов, с одной стороны, и гораздо более поздним проявлением рудопродуктивного магматизма, с дру-

гой. Таким образом, несмотря на сходство абсолютного возраста, продуктивная монцитонитовая серия района месторождения Пайн-Крик проявилась в существенно иной геотектонической обстановке.

Рудопроодуктивные (средне-верхнемеловые) интрузивные образования района месторождения Пайн-Крик представлены роговообманково-биотитовыми кварцевыми монцитонитами, лейкогранитами и аплитами, содержащими акцессорный гранат. Породы имеют повышенную калиевую щелочнометаллическую и низкое отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, составляющее 0,7053 [22].

Месторождение Пайн-Крик приурочено к контактам интрузива кварцевых монцитонитов и образовано залежами скарнов пироксен-гранатового (иногда с везувианом) состава, измененных в кварц-полевошпатовую, а также в пропилитовую и березитовую (пирит-кварц-карбонат-серицитовую) стадии. Характерно широкое развитие граната как в скарнах, так и в апоскарновых метасоматитах. Шеелит, варьирующий по составу от молибдошеелита (5—15 % повеллита) до почти безмолибденового (1—5 % повеллита), ассоциирует с халькопиритом, молибденитом, магнетитом [21]. Примечательно, что месторождение Пайн-Крик, как и другие месторождения Сьерра-Невады и Калифорнии, принадлежащие к молибден-вольфрамовой рудной формации, совмещаются с поясом медно-молибденовых месторождений, протягивающимся вдоль западной континентальной окраины Северной Америки (см. рис. 3), тогда как полиметаллически-вольфрамовые объекты в Канадских Кордильерах находятся вне этого пояса [22].

Другой пример молибден-вольфрамового оруденения в структурах ранней консолидации — месторождения Лянгар и Койташ на северо-западе Южного Тянь-Шаня (см. рис. 1), связанные соответственно с Актауским и Койташским интрузивами диоритов, кварцевых монцитодиоритов, гранодиоритов и гранитов. Эти позднекаменноугольные — раннепермские интрузивы прорывают песчано-сланцевые и карбонатные отложения ордовик-силурийского фундамента, дислоцированного в позднекаледонскую эпоху, и налегающие на них ниже-среднекаменноугольные терригенно-карбонатные породы, в целом образующие крупный геоантиклинальный блок ранней (по сравнению с окружающими герцинидами Южного Тянь-Шаня) консолидации. Кварцевые монцитодиориты, гранодиориты и граниты, содержащие значительное количество акцессорного граната, характеризуются преобладанием K_2O над Na_2O (соответственно 4,5—5,3 % и 3,1—3,4 %), сравнительно невысокими кон-

центрациями Sr (329—48 г/т) и Rb (89—198 г/т) при повышенных — Ba (915—149 г/т). Месторождения представлены скарновыми залежами пироксен-гранатового и гранат-пироксенового состава, переработанными в основном в кварц-полевошпатовую стадию с выделением молибдошеелита и молибденита. Существенные концентрации халькопирита, позднего безмолибденового шеелита, молибденита и других сульфидов и сульфосолей, в т. ч. висмутовой минерализации, связаны с более поздними березитами. Итак, состав и петрогеохимическая специфика пород вольфрамоносных монцитонитовых серий (таблица) ощутимо варьируют в зависимости от геодинамических условий их формирования и характера предшествующей эволюции литосферы. Как отмечалось, наблюдаемые петрогеохимические различия вольфрамоносных монцитонитов эпиплатформенных и эпигеосинклинальных вулканоплутонических поясов хорошо согласуются со специфическими чертами, различаемыми В. С. Антипиным [1] для соответственно внутри- и окраинно-континентальных и островодужных шошонитлатитовых серий. Породы эпиплатформенных монцитонитовых серий, формировавшиеся в условиях рифтогенного растяжения и раскола литосферы глубинными разломами, возникали из магматических очагов, глубоко погруженных в область неистощенной перидотитовой мантии (обогащенной Ni, Cr и некоторыми другими элементами), при невысокой степени плавления последней. Плавление глубинного субстрата происходило при активной роли мантийных флюидов, определявших обогащение первичных магм характерными некогерентными и летучими элементами. Напротив, породы эпигеосинклинальных монцитонитовых серий, иногда рассматриваемые как производные андезитовых (латит-андезитовых) расплавов, отличающиеся менее высоким содержанием K, Ba, Sr, легких лантаноидов, Ni, Cr, V, летучих компонентов, повышенными отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, формировавшиеся в обстановке общего сжатия, связаны с магматическими очагами в самых верхних частях мантии, где преобладают плагиоклазсодержащие перидотиты и пироксениты. Об этом свидетельствуют также несколько повышенные основность и глиноземистость монцитонитов, развитых в эпигеосинклинальных поясах, присутствие в них среди аксессуаров андалузита и кордьерита. На повышенную щелочнометаллическую пород магматических серий эпиплатформенных вулканоплутонических поясов по сравнению с эпигеосинклинальными как следствие различного строения фундамента и времени заложения подвижных зон отно-

Индикаторные особенности пород вольфрамоносных монцонитоидных серий

Характеристики	Эпигеосинклинальные серии	Эпиplatformенные серии	Серии в структурах ранней консолидации
Типоморфные разновидности пород, участвующие в серии	Монцодиориты, монцониты, субщелочные кварцевые диориты, кварцевые монцодиориты, гранодиориты, субщелочные граниты	Шонкиниты, эссекситы, субщелочные (ортоклазовые) габбро, оливиновые габбро, монцониты, сиениты, кварцевые монцониты, субщелочные граниты	Диориты, кварцевые диориты, кварцевые монцодиориты, кварцевые монцониты, гранодиориты, субщелочные граниты
Типоморфные акцессорные минералы	Ильменит, кордиерит, андалузит, рутил, гранат, ортит	Магнетит, сфен	Гранат, ортит, магнетит, рутил, сфен
Содержания индикаторных элементов			
K ₂ O	2,2—5,9	3—8,5	2,8—6,3
K ₂ O + Na ₂ O	5,2—9,3	5,5—12	5,9—8,7
TiO ₂	1—0,02	1,70—0,15	1—0,03
F	1020—190	3300—190	1140—180
Ba	2420—130	4600—230	900—140
Sr	930—60	3900—90	330—40
Cr	80—20	1200—20	150—20
V	180—5	210—10	100—5
Ni	30—10	210—15	40—10
Co	30—5	60—5	40—5
Rb	60—210	60—370	85—200
Li	10—90	5—80	5—80
Σ TR	60—260	120—970	140—290
Индикаторные отношения			
K/Rb	200—580	220—590	220—530
Rb/Sr	0,11—1,10	0,02—0,50	0,10—0,65
La _N /Yb _N	3,5—10,9	5,0—50,0	4,0—20,0
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0,7060—0,7066	0,7045—0,7060	0,7050—0,7060
Типоморфизм состава биотита			
MgO	7,5—15,8	16,7—19,8	7,9—19,8
TiO ₂	3,1—5,0	2,0—4,5	0,8—2,8
Al ₂ O ₃	13,9—19,8	11,9—17,5	17,7—18,1
Fe ₂ O ₃	0,20—3,5	4,5—5,7	1,9—8,2
F	0,3—0,4	0,4—1,1	0,4—0,7

Примечание. Интервалы содержания элементов даны для серии в целом (от габброидов и диоритов до гранитов); K₂O, K₂O + Na₂O, TiO₂ в %, остальные элементы в г/т

сительно момента его консолидации указывали В. А. Павлов, О. И. Яшухин [13].

Монцонитоидные серии, проявленные в разных геодинамических обстановках, отчетливо различаются по металлогенической специализации. Так, монцонитоидные серии эпигеосинклинальных вулканоплутонических поясов сопровождаются полиметаллически-вольфрамовым (иногда с золотом) оруденением, а с близкими по составу и возрасту монцонитоидами в этих же поясах связаны полиметаллически-оловянные, полиметаллические и серебряные месторождения. Синхронными или несколько более молодыми являются крупные массивы сиалических гранитоидов, сопровождаемые олово-вольфрамовым оруденением.

Эпиplatformенные монцонитоидные серии сопровождаются молибден-вольфрамовым и золото-медно-молибден-вольфрамовым оруденением, а с близкими по составу и возрасту монцонитоидными комплексами в этих же вулканоплутонических поясах ассоциируют медно-молибденные и золоторуд-

ные объекты. С синхронными или несколько более молодыми сиалическими гранитоидами поясах связаны вольфрам-молибденные и молибденные месторождения.

Необходимо отметить, что сиалические гранитоиды, относящиеся к типу плюмазитовых редкометалльных гранитов, сопровождаемые олово-вольфрамовым, вольфрам-молибденным или молибденным оруденением соответственно в эпигеосинклинальных или эпиplatformенных поясах, обнаруживают отчетливые геохимические и, по-видимому, генетические связи с несколькими предшествующими или синхронными им монцонитоидами, возникающая из остаточных кислых расплавов, обособившихся при дифференциации монцонитоидной магмы [16]. Вероятно, нельзя исключать и процессы палингенного плавления корового субстрата под влиянием глубинных флюидов, что также приводило к формированию сиалических гранитоидов, синхронных или несколько более молодых по сравнению с монцонитоидными сериями [5].

Монцонитоидные серии, проявленные в блоках ранней консолидации в эпигеосинклинальных вулcano-плутонических поясах, сопровождаются обычно молибден-вольфрамовым оруденением, что говорит о их значительной близости к эпиплатформенным монцонитоидным сериям. Вместе с тем, разнообразие типов подобных структур, по-видимому, подразумевает возможность проявления как более широкого спектра вариаций петролого-петрогеохимических характеристик монцонитоидов, так и большей изменчивости состава связанного с ними вольфрамового и сопутствующего оруденения.

Специфика рудоносности монцонитоидных серий и ассоциирующих с ними гранитоидов позволяет наметить основные черты пространственно-временной изменчивости вольфрамового оруденения, отвечающей смене вольфраморудных формаций в истории развития складчатых областей. Монцонитоидные серии, связанные с эпигеосинклинальным орогенезом, являются, очевидно, более ранними в этой эволюции, а связанные с ними полиметаллически-вольфрамовые месторождения образуют латеральный ряд родственных рудных формаций с полиметаллически-оловянными, полиметаллическими, золото-серебряными объектами. С синхронными или несколько более молодыми сиалическими гранитоидами ассоциируют олово-вольфрамовые месторождения. Напротив, монцонитоидные серии, связанные с эпиплатформенным орогенезом, являются более поздними в эволюции тех же складчатых областей, а сопровождающие их золото-медно-молибден-вольфрамовые и молибден-вольфрамовые месторождения образуют латеральный ряд родственных формаций с синхронными медно-молибденовыми, полиметаллическими, вольфрам-золотыми, золотыми месторождениями. С сиалическими гранитоидами, близкими по возрасту или несколько более молодыми, чем эти монцонитоиды, в областях эпиплатформенного орогенеза ассоциируют молибден-вольфрамовые, вольфрам-молибденовые и молибденовые месторождения, причем относительные концентрации молибдена прогрессивно увеличиваются с омоложением гранитоидов и ростом влияния коровых сиалических расплавов при формировании последних. Таким образом, намечается вертикальный двухциклический ряд вольфраморудных формаций, выраженный в смене полиметаллически-вольфрамового и олово-вольфрамового оруденения золото-медно-молибден-вольфрамовым и молибден-вольфрамовым с ростом временного разрыва между возрастом главной складчатости и проявлением продуктивного магматизма.

Пояса эпиплатформенного и эпигеосинк-

линального орогенеза, в которых размещаются вольфрамовые месторождения, наложены на складчатые области гетерогенного строения, включающие обособленные блоки, характеризующиеся различным предшествующим развитием. Поэтому даже синхронные монцонитоидные комплексы, проявляясь в смежных, но неодинаковых по предшествующей истории и строению блоках, сопровождаются вольфрамовым оруденением разных рудных формаций. Это во многом определяет основные закономерности пространственной изменчивости близкого по возрасту вольфрамового оруденения и его зональное или мозаичное размещение в орогенных вулcano-плутонических поясах. При пересечении или наложении разновозрастных орогенных поясов создаются предпосылки для концентрирования вольфрамового оруденения в полихронных и полиформационных рудных районах.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Антипин В. С. Петролого-геохимические особенности шошонит-латитовых серий в различных геодинамических условиях // *Современные проблемы теоретической и прикладной геохимии*. М., 1987. С. 26—34.
2. Бояджиев С. Среднеальпийский интрузивный магматизм в Среднегорской зоне (Болгария) // *Geol. Balcan.* 1989. Т. 19. № 4. С. 3—32.
3. Вольфрамовые месторождения, критерии их поисков и оценки / Ф. Р. Апельцин, Т. И. Гетманская, А. Е. Лисицын и др. — М.: Недра, 1980.
4. Вольфрамоносная олистострома Центрального Сихотэ-Алиня / Л. А. Изосов, В. П. Василенко, Н. Г. Мельников, А. М. Петрищевский // *Геотектоника*. 1988. № 3. С. 76—87.
5. Геохимия мезозойских латитов Забайкалья / Л. В. Таусов, В. С. Антипин, М. Н. Захаров, В. С. Зубков. — Новосибирск: Наука, 1984.
6. Золото-медно-молибден-вольфрамовый рудный пояс Тянь-Шаня / В. С. Кудрин, С. Г. Соловьев, В. А. Ставинский, Л. Л. Кабардин // *Геология рудных месторождений*. 1990. № 4. С. 13—26.
7. Кенезинская П. К., Кравченко-Бережной И. Р., Гулько Н. И. Кайнозойский шошонитовый магматизм Северной Камчатки и проблема тектонической интерпретации островодужных шошонитовых серий // *Тр. ИГиГ СО АН СССР*. 1988. № 754. С. 98—114.
8. Кудрин В. С., Силаев А. Е., Соловьев С. Г. Кенсуиский массив монцонитоидов — прототип многофазной магматогенно-гидротермальной системы // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1991. № 5. С. 59—73.
9. Левашев Г. В., Зарубина Н. В. Геохимические и геодинамические условия формирования вольфрамоносных рудно-магматических систем Сихотэ-Алиня // *Докл. АН СССР*. 1987. Т. 292. № 4. С. 961—964.
10. Мамаджанов Ю., Таджибаев Г. Т. Шошониты Карамазара (Срединный Тянь-Шань) // *Докл. АН ТаджССР*. 1987. № 2. С. 116—119.
11. Некоторые аспекты генезиса скарново-шелитовых месторождений Приморья / Ф. Р. Апельцин, В. С. Кудрин, М. А. Кудрина и др. // *Металлогения олова и вольфрама Дальнего Востока. Владивосток*, 1983. С. 105—118.
12. О происхождении гранитоидов латитовых серий / А. М. Борсук, И. Д. Рябчиков, И. П. Соловова, А.

- Д. Бабанский // Кристаллическая кора в пространстве и времени: магматизм. М., 1989. С. 244—249.
13. Павлов В. А., Яшухин О. И. Влияние фундамента на эволюцию магматизма зон орогенной активизации // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 2. С. 30—38.
 14. Петрохимические и геохимические особенности вулканоплутонической ассоциации Быстринской тектоно-магматической структуры (Восточное Забайкалье) / Л. Д. Зорина, З. И. Куликова, В. И. Баумштейн, В. Н. Смирнов // Геология и геофизика. 1986. № 9. С. 67—74.
 15. Рудоносность магматических ассоциаций / В. И. Коваленко, М. Г. Руб, М. А. Осипов и др. — М.: Наука, 1988.
 16. Трошин Ю. П. Геохимические связи плюмазитовых редкометалльных гранитов с монцититоидами Восточного Забайкалья // Докл. АН СССР. 1984. Т. 276. № 2. С. 476—480.
 17. Щелочные элементы и стронций в рудоносных (Sn, W, Ta) дифференцированных магматических ассоциациях / М. Г. Руб, Н. Г. Гладков, В. А. Павлов и др. // Докл. АН СССР. 1983. Т. 268. № 6. С. 1463—1466.
 18. Anderson R. G. Selwyn plutonic suite and its relationship to tungsten skarn mineralization, Southeastern Yukon and district of Mackenzie // Pap. Geol. Surv. Can. 1983. № 81—1B. P. 151—163.
 19. Dick L. A., Hodgson C. J. The MacTung W-Cu (Zn) contact metasomatic and related deposits of the Northeastern Canadian Cordillera // Econ. Geol. 1982. Vol. 77. № 4. P. 845—867.
 20. Gower S. J., Clark A. H., Hodgson C. J. Tungsten-molybdenum skarn and stockwork mineralization, Mount Reed-Mount Haskin district, northern British Columbia, Canada // Can. J. Earth. Sci. 1985. № 5. P. 728—747.
 21. Newberry R. J. Tungsten-bearing skarns of the Sierra Nevada. 1. The Pine Creek mine, California // Econ. Geol. 1982. Vol. 77. № 4. P. 823—844.
 22. Newberry R. J., Swanson S. E. Scheelite skarn granitoids: an evaluation of the roles of magmatic source and process // Ore Geol. Rev. 1986. Vol. 1. № 1. P. 57—81.

Принята редколлегией 25 января 1993 г.

УДК. 552.332

© А. В. Переславцев, А. А. Слюняев, 1994

К проблеме индентификации коматиитов

А. В. ПЕРЕСЛАВЦЕВ (Воронежский государственный университет), А. А. СЛЮНЯЕВ (ИГЕМ РАН)

Коматииты как класс ультраосновных вулканических пород выделены относительно недавно [62], однако их уникальные петро-геохимические и структурные характеристики обусловили высокие темпы изучения этих пород, и к настоящему времени им посвящено значительное количество публикаций. Одной из основных причин повышенного интереса исследователей к этим образованиям является высокомагнезиальный ультраосновной характер коматиитовых магм, что делает их уникальными природными лабораториями при изучении процессов глубинного магмогенеза. Несмотря на это, критерии идентификации пород коматиитовой серии разработаны недостаточно. Проблема выделения коматиитов не стояла бы так остро, если бы не одна существенная причина: в ряде районов (Австралия, Канада и др.) с этими породами ассоциируют крупные месторождения сульфидных никелевых руд, что позволяет рассматривать коматииты в качестве одного из региональных поисковых критериев на никелевое ору-денение.

Проблема идентификации коматиитов может рассматриваться двояко. С одной стороны, под коматиитами следует понимать продукты кристаллизации ультраосновных ($MgO > 18\%$) расплавов вообще и четко отделять их от гипербазитов кумулятивного и иного (не эффузивного) генезиса. С другой стороны — необходимо четко разграничи-

вать породы коматиитовой серии и ультраосновные эффузивы иной формационной принадлежности (пикриты, меймечиты и др.). В данной работе критически рассматривается первая часть этой двуединой проблемы, а также затронуты некоторые вопросы минералогической индентификации коматиитовых серий.

Псевдокоматииты как кумулаты базальтовых расплавов. Как известно, коматииты выделены не просто как класс ультраосновных пород, а как продукты кристаллизации ультраосновных расплавов [62], содержащих до 30 % MgO . С самого начала все исследователи указывали на неправомерность отнесения к коматиитам огромного количества гипербазитовых пород кумулятивного генезиса [31, 39, 52, 62], поскольку последние во многих случаях являются производными не ультраосновных, а основных магм.

Еще со времен Н. Боуэна было установлено, что состав породы соответствует составу расплава только в том случае, если порода представлена стеклом, не содержащим фенокристаллов минералов. Во всех остальных вариантах порода есть не что иное как смесь расплава с аккумулярованными в нем кристаллами. Благодаря разнице в плотности магмы и кристаллизующихся из нее фаз, последние могут накапливаться и обогащать собой одни участки расплава, обедняя другие. Излияние на поверхность магмы основ-

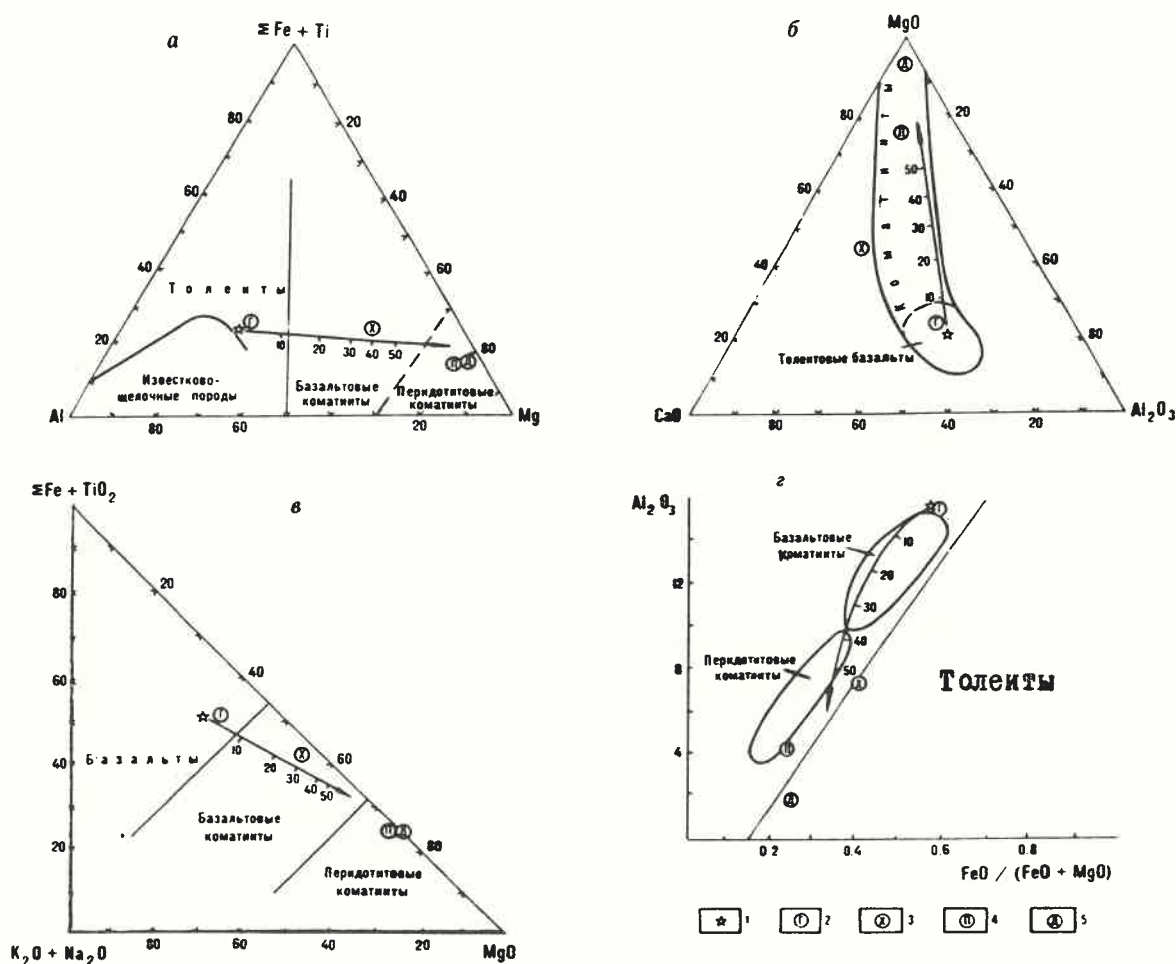


Рис. 1. Изменение состава кумулятивных горных пород, образующихся в результате гравитационного накопления в базальтовом расплаве (MgO 6,7 %) равновесного с ним оливина Fo_{81} на классификационных диаграммах:

a — $\text{Al} - (\Sigma\text{Fe} + \text{Ti}) - \text{Mg}$; $б$ — $\text{CaO} - \text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3$; $в$ — $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}) - (\Sigma\text{Fe} + \text{TiO}_2) - \text{MgO}$; $г$ — $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{FeO} / (\text{FeO} + \text{MgO})$; средние составы пород по Ле-Мэтру: 1 — базальт (принят в качестве исходного расплава); 2 — габбро; 3 — пироксенит; 4 — перидотит; 5 — дунит

ного состава, обогащенной фенокристаллами оливина, создает иллюзию внедрения ультраосновного расплава, т. к. в результате аккумуляции оливина содержания MgO в кристаллизующихся породах значительно увеличиваются. На возможность подобного рода ошибок указывается практически в каждом руководстве по петрологии магматических процессов. Так, например, К. Г. Кокс с соавторами подчеркивает, что «возникшие при накоплении кристаллов породы называются кумулатами и... их общий состав ни в коем случае не отвечает составу расплава, из которого они кристаллизовались... Различие между кумулатами, состав которых отличается от состава жидкой фазы, и лавами, имеющими состав аналогич-

ный этой фазе — это положение первостепенной важности в петрологии магматических пород. Пусть, например, в базальтовой магме происходит гравитационное отделение оливина. Тогда кумулат из почти чистого дунита (оливин с небольшим количеством базальтового материала между кристаллами оливина) будет образовываться в придонной части магматической камеры. Если из образовавшейся таким путем породы мы отберем образцы и проанализируем их, то заключение о существовании дунитового расплава, из которого кристаллизовалась эта порода, будет совершенно ошибочным» (К. Г. Кокс и др., 1982, с. 12).

Этот процесс наглядно проиллюстрирован на рис. 1, где показано влияние гравитаци-

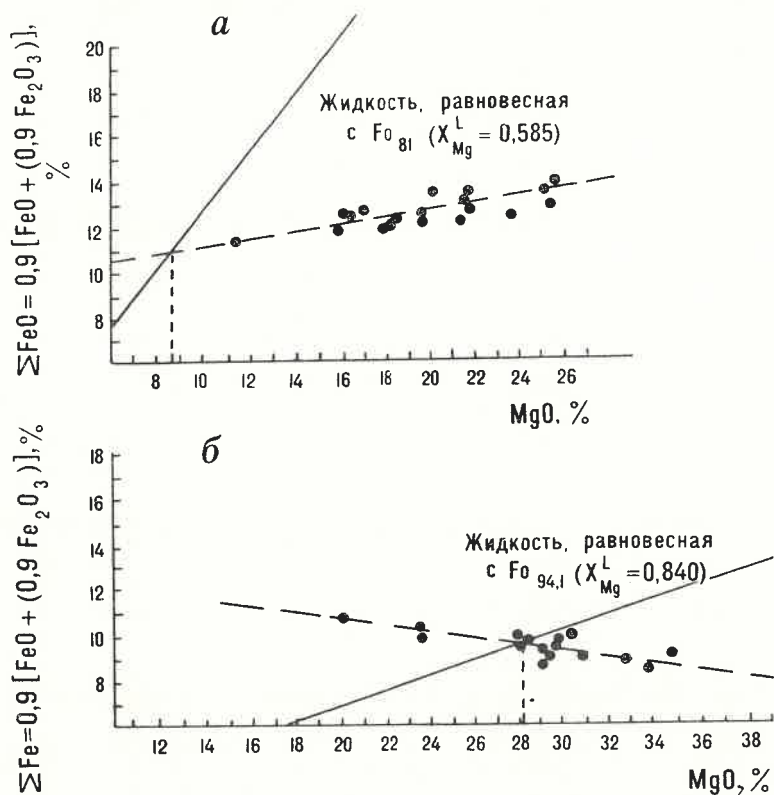


Рис. 2. Определение магнезиальности исходного расплава по диаграмме $\text{MgO}-\Sigma\text{FeO}$:
 а — для вулканитов гудчихинской свиты (Норильский район); б — для коматиитов Алекссо (Канада)

онного накопления оливина в базитовом расплаве на состав кристаллизующихся из него пород. Подчеркнем, что все приведенные на рис. 1 диаграммы обычно используются для выделения коматиитов. При построении диаграмм в качестве исходного базитового расплава был выбран средний состав базальтов Земли по Ле-Мэтру (К. Г. Кокс и др., 1982, приложение 2) с содержанием MgO -6,7 %. Приняв значение коэффициента распределения Mg-Fe в системе Ol-L^* равным 0,33 [6] и полагая, что в расплаве $\text{FeO} = 0,9 \Sigma\text{FeO}$, получим, что из исходной магмы подобного состава должен кристаллизироваться оливин Fo_{81} . Стрелками на диаграмме показано изменение состава пород при различной степени накопления в расплаве (в результате гравитационного осаждения) кристаллов оливина Fo_{81} . Из анализа рис. 1, следует, что в большинстве случаев достаточно накопления в обычной базитовой магме всего лишь около 10 % равновесного с ней оливина, чтобы состав образовавшихся кумулятивных пород оказался на петрохимических диаграммах в

поле базальтовых коматиитов, хотя в действительности исходный расплав характеризуется довольно низкой магнезиальностью ($\approx 7\%$).

Типичным примером ложной идентификации коматиитов является отнесение к ним пикритовых лав кумулятивного генезиса Норильского региона — гудчихинская и другие свиты [8, 9, 18]. Содержания MgO в этих породах действительно высоки (до 26 %) и на всех петрохимических дискриминантных диаграммах, аналогичных представленным на рис. 1, они попадают в поле коматиитов. Однако в действительности рассматриваемые вулканы являются кумулятивными образованиями, на что указывает значительная обогащенность пород вкрапленниками оливина до 50 % в гудчихинской свите [9]. Об этом же свидетельствуют и данные по распределению Mg и Fe между фенокристаллами оливина и расплавом. Многочисленными экспериментальными данными показано [6 и др.], что коэффициент распределения Mg-Fe в системе ol-L слабо зависит от интенсивных параметров кристаллизации системы (P , T , f_{O_2} и др.) и равен 0,33. В «коматиитах» гудчихинской свиты магнезиальность оливинов соответствует

* Здесь и далее приняты следующие условные обозначения:
 L — расплав, ol — оливин.

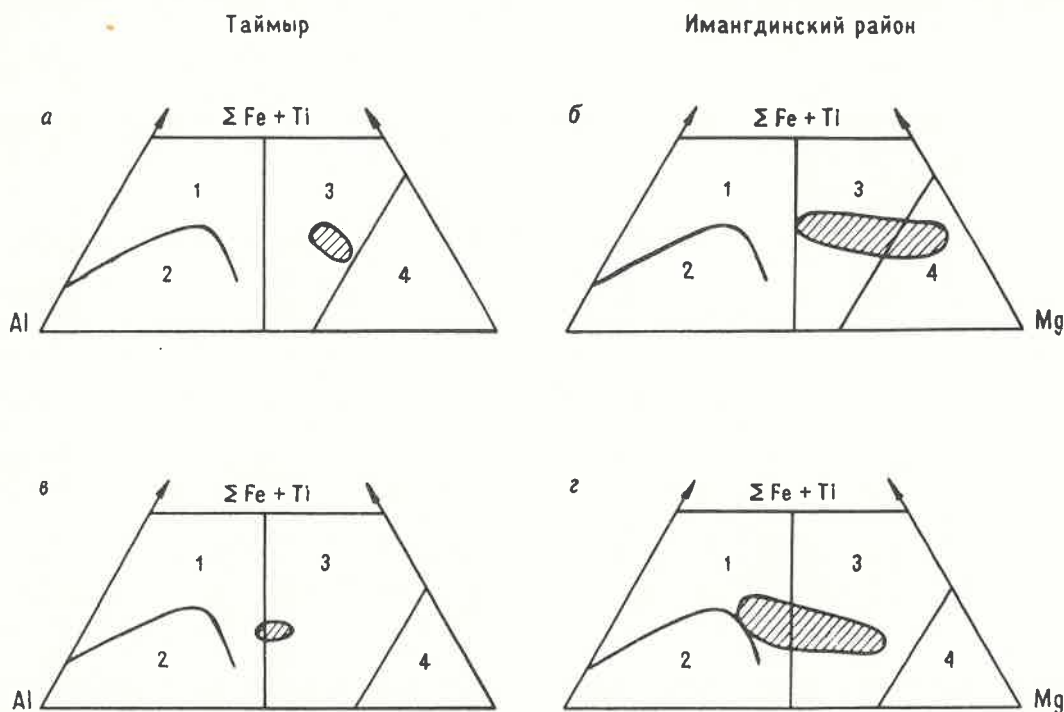


Рис. 3. Положение точек состава магнезиальных вулканитов Таймыра и Имангдинского района на диаграмме $Al - (\Sigma Fe + Ti) - Mg$:

а, б — по данным А. П. Салманова, 1987; Г. И. Кавардина, 1988; в, г — реальное; 1 — толеиты, 2 — известково-щелочные породы, 3 — базальтовые коматииты, 4 — перидотитовые коматииты

Fe_{72-81} [9]. Используя значение $K_D = 0,33$ для пород гудчихинской свиты, составы которых приведены в работе [9], приняв $FeO = 0,9 \Sigma FeO$ получим, что равновесный с ними оливин должен иметь состав Fo_{88-92} . Недостаток форстеритовой молекулы в реальных фенокристаллах оливина (Fe_{72-81}) по сравнению с рассчитанным (Fo_{88-92}) свидетельствует о том, что вкрапленники оливина Fe_{72-81} в эффузивах гудчихинской свиты кристаллизовались из менее магнезиального расплава (по сравнению с магнезиальностью пород) и высокие концентрации MgO в рассматриваемых вулканитах обусловлены накоплением в них фенокристаллов оливина.

Магнезиальность расплава, сформировавшего породы гудчихинской свиты может быть оценена с помощью диаграммы $MgO - FeO$ (рис. 2, а), на которой пересечение тренда фигуративных точек составов пород с линией, соответствующей величине $Mg/(Mg + Fe) = 0,585$ (т. е. соответствующей наиболее магнезиальному, исходя из $K_D = 0,33$, оливину Fo_{81}), даст нам концентрации MgO и FeO в исходной магме (≈ 9 и $\approx 11\%$ соответственно). Это хорошо согласуется с данными некоторых исследователей [22, 49, 51], которые на основании минералого-геохимического анализа высокомагнезиальных пород гудчихинской свиты

установили, что они сформировались в результате накопления оливина в базальтовой (а не коматиитовой) магме, содержащей $\approx 9,5\%$ MgO [51].

Описанные в Таймырском и Имангдинском регионах Сибирской платформы базальтовые и перидотитовые коматииты [10, 26] также, вероятно, являются кумулатами базальтовых магм, т. к. наиболее магнезиальные оливины в этих породах имеют состав Fo_{82} и Fo_{85} соответственно, в то время как теоретически рассчитанные ликвидусные оливины для наиболее магнезиальных пород должны характеризоваться составами Fo_{89} и Fo_{93} (методика расчета аналогична изложенной выше для вулканитов гудчихинской свиты). Более того, для идентификации коматиитов в работах [10, 26] используется диаграмма $Al - (Fe + Ti) - Mg$, предложенная Л. Дженсеном [48], на которой точки составов рассматриваемых пород как будто бы попадают в поле не только базальтовых, но даже и перидотитовых коматиитов. Отметим, что указанные авторы ошибочно сместили фигуративные точки составов эффузивов вправо, а границу раздела базальтовых и перидотитовых коматиитов перенесли влево, что искажает реальную картину. В этом можно убедиться, перечислав приводимые в работах [10, 26] анализы

Критерии отличия структур спинифекс в коматиитах от метаморфического псевдоспинифекса

№№ лп.	Признаки	Спинифекс коматиитов	Метаморфический псевдоспинифекс
1.	Форма кристаллов оливина	Скелетные и дендритовидные кристаллы с неровными границами с включениями стекла	Удлиненные кристаллы с относительно ровными внешними границами; часто содержат включения минералов измененной основной массы пород (тальк, амфибол и др.)
2.	Зональность кристаллов оливина	Четкая прямая зональность как результат быстрого роста	Зональность обычно отсутствует
3.	Особенности состава оливина	$\text{CaO} > 0,10 \%$; $\text{Cr}_2\text{O}_3 > 0,10 \%$	$\text{CaO} < 0,10 \%$; $\text{Cr}_2\text{O}_3 < 0,10 \%$
4.	Наличие скелетных кристаллов других минералов	Широко развиты скелетные кристаллы клинопироксена и хромшпинели	Скелетные кристаллы клинопироксена и хромшпинели отсутствуют
5.	Роль ортопироксена	Ортопироксен чрезвычайно редок	Ортопироксен широко развит (в реститовых гипербазах)
6.	Удлинение кристаллов оливина относительно кристаллографических осей	Кристаллы оливина вытянуты параллельно осям [100] и [001]	Кристаллы оливина вытянуты параллельно оси [010]

пород на катионные проценты и нанеся их на диаграмму Дженсена (рис. 3).

Что касается обнаружения в высокомагнезиальных базальтах Таймырского и Норильского регионов характерных спинифексоподобных структур [8, 26], то как будет показано далее, образование последних далеко не всегда определяет принадлежность содержащих их пород коматиитам.

Таким образом, использование составов кумулятивных пород в качестве основы для выделения коматиитов может привести к ошибочным выводам, т. к. коматииты выделяются как высокомагнезиальные расплавы, но не как высокомагнезиальные породы. Это отнюдь не означает, что в коматиитовых потоках кумулятивные разности отсутствуют. Наоборот, они очень широко распространены, поскольку ультраосновные расплавы характеризуются пониженной вязкостью, благоприятствующей гравитационному осаждению и накоплению ликвидусных минералов.

Принципиальная разница заключается в том, что коматиитовые кумулаты образуются из ультраосновных, а не из базитовых магм. В целях наглядной иллюстрации данного положения рассмотрим строение и состав типичного коматиитового покрова Алексо в Канаде [30]. Это маломощный (≈ 16 м) дифференцированный поток, в строении которого выделяются (снизу вверх): обогащенный оливином кумулятивный горизонт ($\text{MgO} > 40 \%$), зона спинифекс ($\text{MgO} = 20\text{—}35 \%$) и тонкозернистые породы закалочной фации ($\text{MgO} = 28 \%$), состав которых соответствует исходной магме. Наиболее магнезиальный оливин в породах потока имеет состав Fo_{94} (N. T. Arndt, 1986), в то время как теоретически рассчитанные (по изложенной выше методике)

ликвидусные оливины должны характеризоваться содержанием форстеритового минала в интервале $\text{Fo}_{91\text{—}97}$. Следовательно, часть пород потока являются кумулатами. Для оценки состава исходного расплава вновь воспользуемся диаграммой MgO—FeO (см. рис. 2, б), на которой тренд пород пересекает линию состава наиболее магнезиального оливина (Fo_{94}) при содержании $\text{MgO} \approx 28,5 \%$, что хорошо согласуется с магнезиальностью пород закалочной фации потока ($27,9 \%$ MgO). Таким образом, типичные коматииты могут, конечно же, содержать кумулятивные образования, но их формирование происходит не из базитовой, а из гипербазитовой ($\text{MgO} > 20 \%$), т. е. коматиитовой магмы.

Псевдокоматииты как метаморфизованные гипербазиты неясного генезиса. В районах с широким проявлением многократного полифазального метаморфизма (Алданский щит, Восточные Саяны, Чукотка) за эффузивные коматииты часто ошибочно принимаются сильно измененные серпентин-тальк-хлоритовые породы ультраосновного состава [7, 8, 21]. Действительно, по петрохимическим данным (высокая магнезиальность, низкие концентрации SiO_2 , TiO_2 , щелочей и др.) эти образования аналогичны типичным перидотитовым коматиитам зеленокаменных поясов архейских кратонов. Более того, проблема очень часто осложняется наличием в описываемых породах своеобразных удлиненных кристаллов оливина (или псевдоморфоз серпентина по оливину), внешне очень напоминающих структуру спинифекс коматиитовых потоков. Наличие только лишь вытянутых кристаллов отнюдь не определяет структуру спинифекс. Главный признак последней —

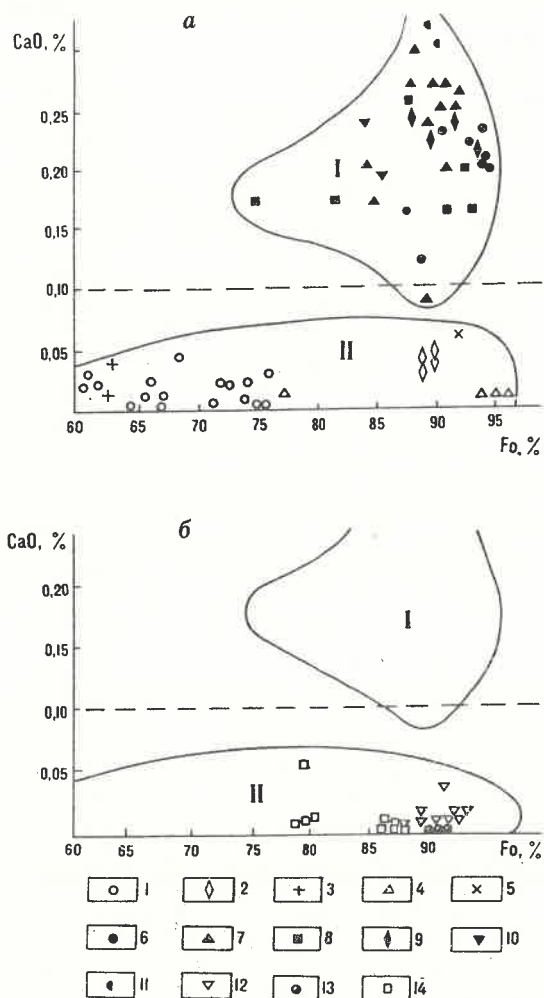


Рис. 4. Соотношение Ca—Fo для оливинов из типичных коматиитов и вторичных оливинов метапериотитов. (а) и для псевдокоматиитов Восточных Саян, Чукотки и Алданского щита (б). Полями выделены области составов собственно-магматических оливинов (I) и вторичных метаморфогенных оливинов (II):

оливины: 1 — пикритовых метавулканитов Финляндии [57], 2 — тальк-оливиновых пород района Престон Пик, Кламат Маунтинз, Калифорния [60], 3 — ультраосновных пород Западной Австралии [54], 4 — коматиитов зеленокаменного пояса Кумо, Восточная Финляндия [38], 5 — метапериотитов Норвегии [34], 6 — коматиитов Алексо, Онтарио [30], 7 — коматиитов Мурро Тауншип, Онтарио [29, 31, 36, 58], 8 — коматиитов Скотии [61], 9 — коматиитов зеленокаменного пояса Белингве, Зимбабве [53], 10 — коматиитов Карелии [4], 11 — коматиитов Ньютон Тауншип, Онтарио [40], 12, 13, 14 — метаморфизованных ультрамафитов Восточных Саян [21], Чукотки [2], Алданского щита [20] соответственно

присутствие не просто удлиненных, а скелетных и дендритовидных кристаллов оливина, которые по морфологии могут быть даже изометричными, а не вытянутыми, как, например, в порфиритовом спинифексе многих коматиитовых потоков [31, 58].

Нескелетные оливины удлиненного габитуса

очень часто описываются в различных гипербазитах, однако, детальные исследования таких оливинов свидетельствуют об их вторичном метаморфическом генезисе [3, 20, 34, 43, 55, 60]. Дело в том, что в близповерхностных условиях в присутствии воды происходит гидратация первично-магматического оливина с образованием водосодержащих минералов: серпентина, талька и др. При повышении температуры (в ходе прогрессивного регионального или контактового метаморфизма) происходит потеря H_2O с образованием вторичного (метаморфического) оливина, а нередко и ортопироксена. При этом довольно часто вторичный оливин характеризуется удлиненным габитусом, морфологически очень сходным со структурой спинифекс. Механизм образования таких вытянутых кристаллов метаморфического оливина до сих пор не совсем понятен, они описаны в самых различных ультраосновных породах, не имеющих никакого отношения к типичным коматиитам [3, 34, 43, 55, 60]. Кроме того, при повышении температуры дегидратация такого вторичного минерала как хризотил приводит к образованию метаморфического оливина, который наследует волокнистую морфологию зерен хризотила [3], что очень напоминает спинифекс-структуру.

Комплекс признаков, по которым представляется возможным отличить такой новообразованный оливин от оливина из спинифекс-структур коматиитов приведен в таблице.

Следует иметь в виду, что в некоторых случаях ретроградный низкотемпературный метаморфизм может вновь привести к серпентинизации этого новообразованного вторичного оливина, как это описано в работах [34, 55].

В подобных случаях приведенные в таблице критерии становятся трудноприменимыми.

В связи с обсуждаемым вопросом вернемся к рассмотрению метаморфизованных ультрамафитов Чукотки, Алданского щита и Восточного Саяна, относимых рядом авторов к коматиитовой формации [2, 7, 21]. Отметим, что для большинства этих образований описываются вытянутые, но не скелетные кристаллы оливина, что видно по микрофотографиям структур пород. Кроме того, в перегенезисе с оливином широким развитием пользуется ортопироксен, что также не характерно для коматиитов (см. таблицу). Состав оливинов из рассматриваемых гипербазитов отличается очень низким содержанием CaO (рис. 4.б), что является типичным для вторичных метаморфических оливинов (см. таблицу).

Таким образом, структурно-минералогические особенности рассматриваемых гипербазитов противоречат их отнесению к кома-

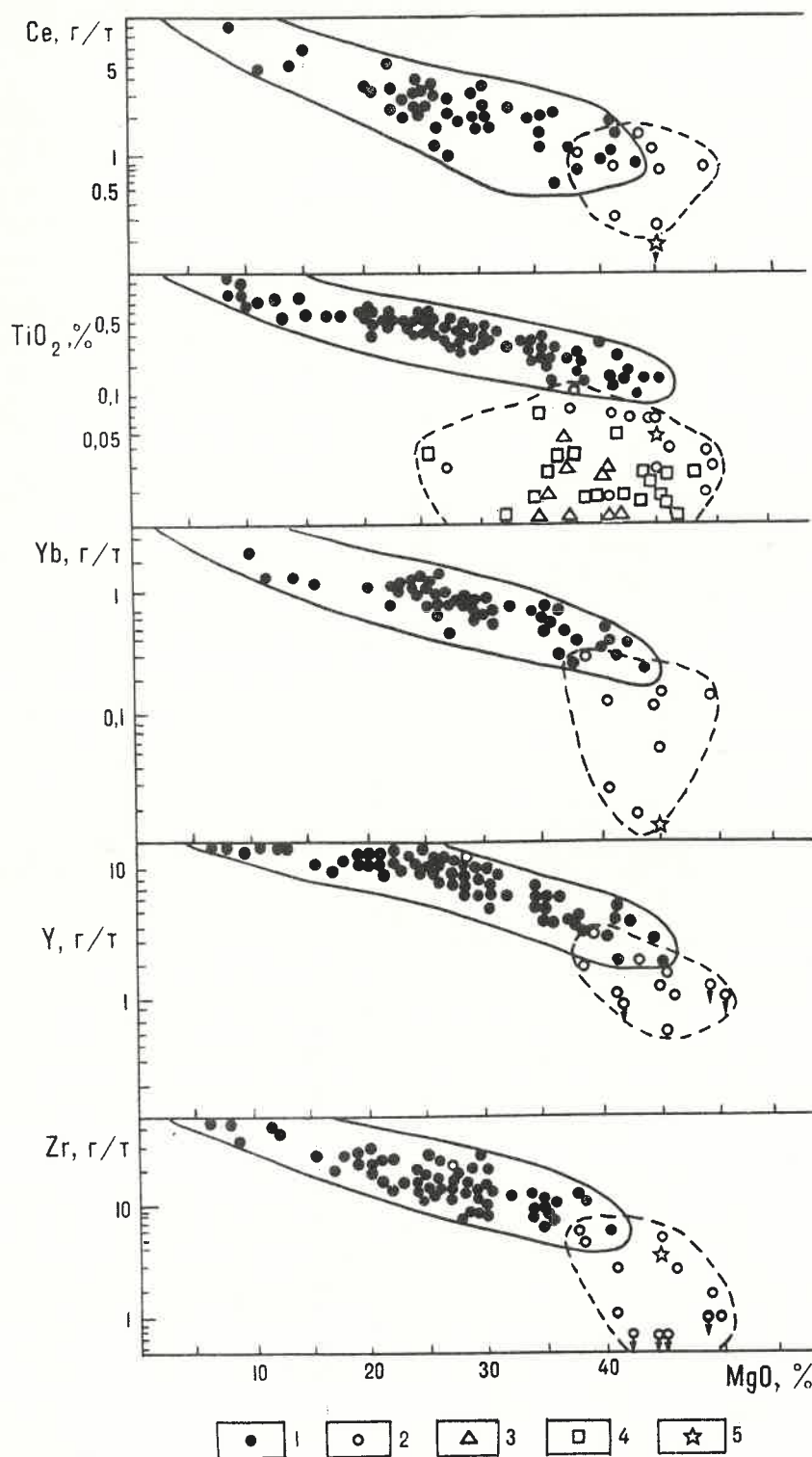


Рис. 5. Диаграмма распределения редких элементов в коматиитах и псевдокоматиитах ультраосновного состава:

1 — коматииты Канады, Южной Африки и Австралии [32, 52, 36, 30]; 2 — гипербазиты Алданского щита [7, 20]; 3 — гипербазиты Восточных Саян [21]; 4 — гипербазиты Чукотки [2]; 5 — средний состав реститовых гипербазитов офиолитовых комплексов [13, 17]

тиитам. Ранее вторичный генезис оливинов из ультрамафитов Алданского щита был показан на большом фактическом материале в работе [20]. Более того, рассматриваемые ультраосновные породы отличаются от классических коматиитов существенной обедненностью в отношении Ti, Zr, Y, Ce, Yb (рис. 5).

Поскольку эти элементы малоподвижны при воздействии вторичных изменений, то данное различие нельзя объяснить метаморфическими преобразованиями. Интересно, что по степени деплетированности данными элементами эти ультрамафиты сопоставимы с метаморфизованными перидотитами офиолитовых комплексов, которые в большин-

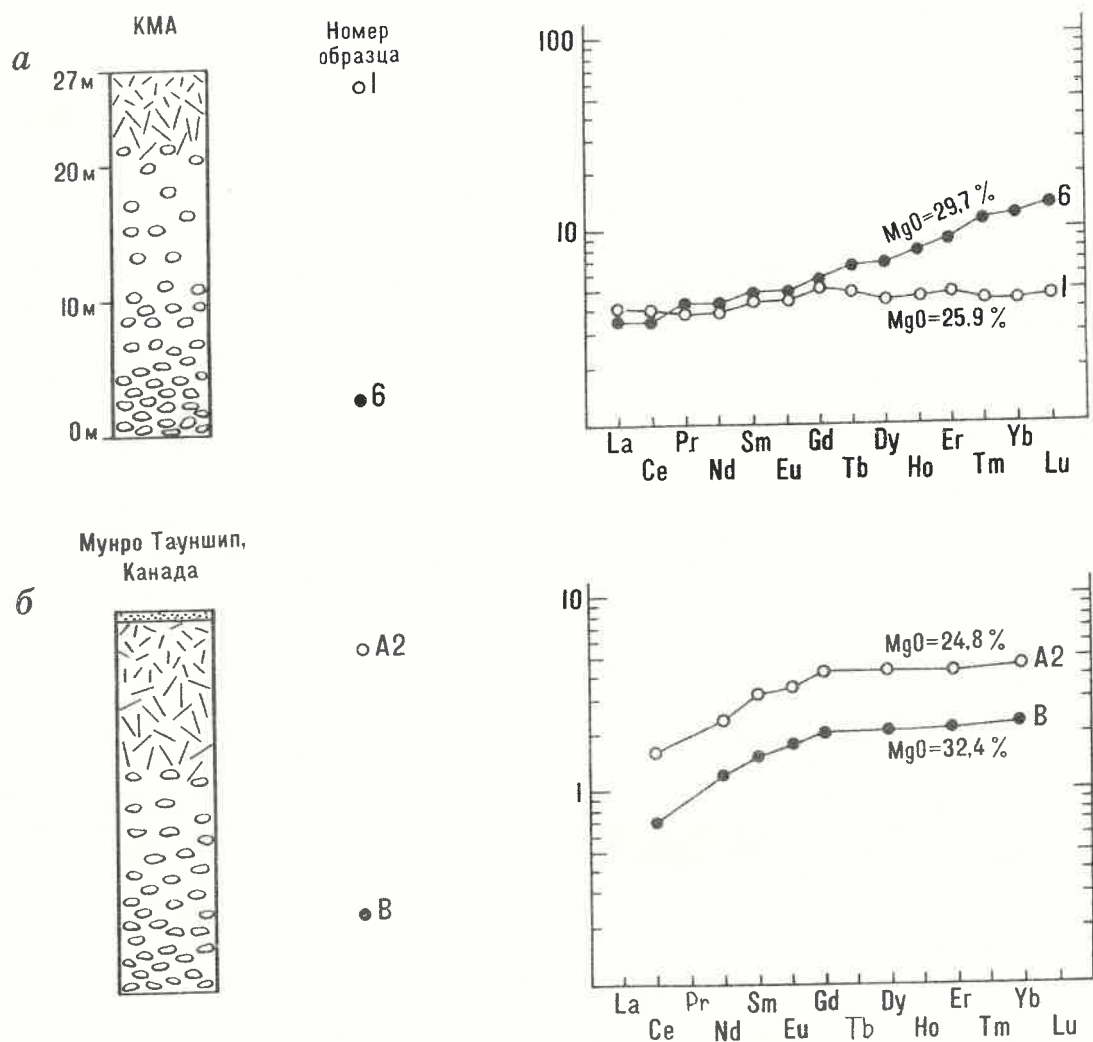


Рис. 6. Схематические геологические разрезы и диаграммы распределения редкоземельных элементов в закалочных и кумулятивных разновидностях пород для коматиитового потока:

а — предполагаемого в разрезе Белгородско-Михайловской структуры КМА [1], б — Мунро-Тауншип, Канада [32]

стве случаев интерпретируются как тугоплавкие рститы, а не как высокомагнезиальные мантийные выплавки [13, 17].

Следующей довольно многочисленной группой объектов, для которых коматиитовая природа обоснована недостаточно, являются сильнометаморфизованные архейские гипербазиты КМА и Украинского щита. Как известно, на территории нашей страны коматииты впервые были выделены в 1978 г. Е. М. Крестиним в пределах КМА, где к ним были отнесены тремолит-серпентиновые и актинолит-тремолитовые породы основного и ультраосновного состава [15]. Однако ни в данной работе, ни в последующих, не приведено каких-либо убедительных признаков эффузивной некумулятивной природы этих образований. В качестве структур спинефекс описываются участки пород с

вытянутыми кристаллами серпентина, которые, как это показано выше, могут быть и серпентинизированными оливинами метаморфического происхождения. Выделение коматитов основано почти исключительно на высокой магнезиальности пород. Следует иметь в виду, что высокие содержания MgO характерны для ультраосновных пород вообще. Формально, по содержаниям петрогенных компонентов, практически любые пироксениты и перидотиты на дискриминантных диаграммах попадают в поле коматитов (см. рис. 1). Поэтому не исключено, что в качестве коматитов на территории КМА описываются обычные интрузивные сильнометаморфизованные гипербазиты или высокомагнезиальные эффузивы кумулятивного генезиса.

В условиях плохой обнаженности стратиг-

рафическое и фаціальное расчленение сильнометаморфизованных толщ становится весьма затруднительным. Примером ложной интерпретации взаимоотношений пород в разрезе супракrustальных толщ докембрия является, судя по представленным петрогеохимическим данным, «коматиитовый поток» в разрезе Белгородско-Михайловской структуры КМА [1]. Здесь по керну скважины 3719 авторы описывают 27-метровый лавовый покров перидотитовых коматиитов, в строении которого выделяются верхняя зона спинифекс и нижняя зона аккумуляции оливина. Такой интерпретации противоречат приводимые в работе [1] аналитические данные.

Во-первых, по сравнению с зоной закалки, породы кумулятивной зоны содержат очень мало MgO (соответственно 25,9 и 29,7 %), несмотря на то, что авторы указывают на значительную обогащенность кумулятов оливином (до 70 %). В типичных расслоенных коматиитовых потоках этот разброс по магнезиальности значительно больше. Так, например, в коматиитовом покрове Алексо (Канада) содержания MgO в породах закалочной фации и кумулятивной зоны составляют соответственно 28 и 42 % [30].

Во-вторых, суммарная концентрация редкоземельных элементов (рис. 6, а) в породах кумулятивной зоны (MgO — 29,7 %) не меньше, а больше, чем в породах закалочной фации (MgO — 25,9 %). Данный факт никак не может быть объяснен аккумуляцией оливина или любой другой фазы (клинопироксена, шпинели), поскольку данные минералы обеднены редкими землями относительно расплава и их накопление не должно приводить к обогащению кумулятивных пород РЗЭ. Более того, поскольку оливин по сравнению с расплавом деплетирован как легкими, так и тяжелыми редкими землями в одинаковой степени, то его аккумуляция не должна приводить к разделению (фракционированию) редкоземельных элементов относительно друг друга, в то время как на самом деле в кумулятивных породах этого участка КМА наблюдается (см. рис. 6, а) обогащение тяжелыми редкими землями относительно легких (по сравнению с породами закалочной фации). В классических коматиитах, например, в потоке Мунро-Тауншип (Канада), содержания редкоземельных элементов в породах закалочной фации значительно превышают таковые в кумулятивных образованиях при субпараллельном профиле распределения редких земель (см. рис. 6, б).

Таким образом, представленные в работе [1] петрогеохимические данные по разрезу гипербазитов Белгородско-Михайловской структуры КМА противоречат их отнесению

к единому вулканическому потоку. Это, конечно, не может считаться доказательством отсутствия на территории КМА коматиитовых покровов вообще, но ставит под сомнение выделение по крайней мере некоторых из них.

Аналогичные проблемы возникают и при рассмотрении гипербазитов Украинского щита. Так, например, А. Б. Фомин (1984) при описании многочисленных коматиитовых покровов этого региона отмечает, что большинство перидотитовых коматиитов являются кумулятивными породами и афировая структура основной массы в них отсутствует. Это наводит на мысль, что данные породы могут быть кумулатами базальтовой магмы, которые по соотношению петрогенных компонентов обычно соответствуют коматиитам (см. рис. 1), хотя и не являются ими. Далее автор отмечает, что в этом регионе наиболее широко развиты ортопироксеновые разности коматиитов, в то время как типичные коматииты характеризуются широким развитием моноклинового и почти полным отсутствием ромбического пироксена (см. таблицу). Во многих работах [14, 27] в качестве структур спинифекс описываются удлиненные, но не скелетные кристаллы серпентинизированного оливина, что, как показано выше, указывает на метаморфический генезис последнего. Все это свидетельствует о неправомерности выделения коматиитов, по крайней мере, в некоторых районах Украинского щита.

И наконец, еще одной группой объектов, для которых очень часто [5, 11, 16] совершенно необоснованно, на базе только лишь высокой магнезиальности постулируется коматиитовая природа, являются амфиболиты различных метаморфических комплексов. Как показано выше, любые интрузивные гипербазиты или эффузивы с небольшим количеством кумулятивного оливина по петрохимическим параметрам будут аналогичны коматиитам (см. рис. 1). Поэтому при отсутствии четких доказательств эффузивного некумулятивного генезиса пород называть все магнезиальные их разности коматиитами преждевременно.

Некоторые вопросы минералогической идентификации коматиитовых серий. Очень часто обнаружение в магматических породах вытянутых скелетных кристаллов оливина или пироксена (т. е. структур спинифекс) однозначно интерпретируется как необходимое и достаточное условие для отнесения данного объекта к коматиитовой серии. Однако это далеко не всегда верно. Во-первых, такие структуры возникают не только при закалке коматиитовых магм, но и при быстром остывании ультраосновных расплавов вообще, как это наблюдается,

например, в самых разнообразных пикритовых лавах [19]. Скелетные кристаллы оливина, пироксена и плагиоклаза описаны также и в нормальных, сравнительно низкомагнезиальных базальтах [46, 56]. Вообще, спинифексоподобные структуры отмечены не только в эффузивных, но и в интрузивных породах самого различного состава [42, 50].

Во-вторых, во многих районах, признанных классическими примерами проявления коматиитового магматизма, структуры спинифекс присутствуют далеко не во всех коматиитовых потоках. Так, например, в районе Мунро-Тауншип (Канада) не менее половины потоков являются безспинифексовыми, они сложены главным образом идиоморфными кристаллами оливина со скелетными оторочками [31].

В связи с трудностями, возникающими при структурной и петрохимической идентификации пород коматиитовой серии было обращено внимание на специфику их минерального состава. Специальные исследования были посвящены изучению состава акцессорных шпинелидов. Д. Гровс с соавторами [47] впервые установили повышенные содержания Zn в коматиитовых шпинелях, что в дальнейшем было подтверждено работами А. Н. Плаксенко [24, 25]. Непонятно, но факт — именно высокие концентрации Zn в шпинелях почему-то стали считаться типоморфными особенностями именно коматиитовых расплавов, хотя в упомянутых выше работах отмечаются и другие особенности данного минерала (например, его высокая хромистость). Это привело к тому, что присутствие в каких-либо породах цинковых шпинелей часто интерпретируется как один из главных признаков их отнесения к коматиитам [21, 23], что не является правомерным по двум причинам.

К настоящему времени цинкособержащие шпинели обнаружены практически во всех типах магматических пород: от ультраосновных коматиитов и альпинотипных гипербазитов через габброиды до щелочных и кислых жильных пород. Кроме того, хромшпинелиды со значительными концентрациями Zn были описаны также в колчеданных рудах, метасоматитах по осадочным и магматическим породам, в метеоритах и иных образованиях самого различного генезиса. Причины аномальных концентраций Zn во всех этих случаях до конца не выяснены. Наиболее популярной является модель, основанная на экспериментальных данных [59], согласно которым при кристаллизации сульфидно-оксидных расплавов Zn концентрируется преимущественно в оксидных фазах. Это как будто подтверждается частой ассоциацией цинковых шпинелей

с сульфидоносными породами (и не только с коматиитовыми). Однако опыты [59] проводились в бесхромистой системе, поэтому непонятно каким будет распределение Zn между сульфидами и шпинелью в природных хромсодержащих расплавах. Шпинели из коматиитов далеко не всегда являются цинкособержащими; по крайней мере, в половине из имеющихся в распоряжении авторов многочисленных анализов коматиитовых хромшпинелидов (литературные данные), Zn не упоминается.

По-видимому, степень обогащенности коматиитовых шпинелей цинком зависит не только от сульфидонасыщенности расплавов, но и от влияния вторичных метасоматических процессов. Это подтверждается низким содержанием Zn в хромшпинелидах из относительно свежих коматиитов [47] и наличием цинковых шпинелидов в безсульфидных, но сильно измененных коматиитах [33], а также в других безсульфидных метасоматически измененных породах [37].

Интересным примером образования цинкособержащих шпинелей в результате метасоматических процессов являются базальты района Атик-Лейк в Канаде [37]. Здесь потоки слабоизмененных эффузивов вообще не содержат шпинелидов, но в зонах метасоматического воздействия в качестве акцессорного минерала появляется цинковая (ZnO — 3,3—17,1 %) хромсодержащая шпинель.

А. Н. Плаксенко с соавторами (1985, 1987) полагают, что помимо высоких содержаний Zn и Cr хромшпинелиды из коматиитов характеризуются также низкими концентрациями MgO и повышенными Fe_2O_3 . Этот вывод основывается главным образом на изучении многократно и полифазиальными метаморфизованных гипербазитов Восточно-Европейской платформы, сама принадлежность которых к коматиитовой серии не всегда однозначна (см. выше). Те же коматииты, которые характеризуются сравнительно хорошей сохранностью, наоборот, отличаются наиболее высокой магнезиальностью шпинелей [29, 45, 53]. Само нахождение низкомагнезиальных шпинелидов в высокомагнезиальных магмах теоретически маловероятно. Обзор многочисленных экспериментальных исследований по кристаллизации шпинелей из силикатных расплавов [35, 44 и др.] показывает, что чем больше магнезиальность магмы (и, следовательно, ее ликвидусная температура), тем выше магнезиальность кристаллизующихся из нее шпинелей, на чем основаны многие оливин-шпинелевые термометры.

Вопреки устоявшемуся мнению, шпинель является очень чувствительным к внешним воздействиям минералом. Кажущаяся ус-

тойчивость шпинелей обусловлена иным характером преобразований при метасоматозе. Так, например, если метаморфизм оливины сопровождается его преобразованием в другой минерал (серпентин, тальк), то шпинелиды на начальных стадиях процесса просто изменяют свой состав. Поскольку величина Mg/Fe в шпинелях положительно связана с температурой их кристаллизации [44, 47], то низкотемпературные воздействия будут приводить к уменьшению магнезиальности шпинелидов, а в некоторых случаях (см. выше) и к увеличению содержания в них цинка. Если же потом происходил метаморфизм более высокой ступени, то может возникнуть обратная метасоматическая зональность, когда ядра шпинелей будут содержать повышенные количества Zn и пониженные — Mg . В этом случае создается впечатление, что низкомагнезиальные и обогащенные цинком ядра кристаллов являются реликтами собственно магматической шпинели, как это предполагается в работах [23, 24], в то время как на самом деле это, вероятно, отражает полифациальный метаморфизм пород. Высокая подвижность двухвалентных катионов в структуре хромшпинелей подтверждается данными по вулканитам юго-восточной Австралии [41]. Здесь в относительно свежих породах концентрации MgO в шпинелях превышают 10 %, в то время как в тех же породах, но подвергшихся метаморфизму, содержание MgO падает до 1,2 %.

Таким образом, высокие концентрации ZnO и низкие MgO не являются типоморфными признаками коматиитовых шпинелей. Что касается высоких содержаний в них Fe_2O_3 [23], то этот вывод основан на изучении полностью измененных гипербазитов КМА и высокие величины Fe^{3+}/Fe^{2+} в шпинелях связаны, вероятно, с вторичными изменениями пород в условиях высокой фугитивности кислорода. По крайней мере, во всех классических коматиитах самых различных регионов мира шпинелиды содержат незначительные количества Fe_2O_3 .

Подводя краткие итоги выше изложенному отметим, что наиболее часто за коматииты ошибочно принимаются следующие типы высокомагнезиальных пород: 1) кумулятивные эффузивные базальтоиды; 2) реститовые гипербазиты; 3) интенсивно метаморфизованные интрузивные магматиты ультраосновного состава неопределенной формационной принадлежности. В этой связи в качестве неоднократно отмечавшихся в литературе геолого-петрографических критериев отнесения тех или иных образований к коматиитовой серии еще раз подчеркнем важнейшие: 1) четко установленная эффузивная природа объекта (наличие закалоч-

ных фаций в кровле потоков, полиэдральная и подушечная отдельность, присутствие обломочных разновидностей пород — туфов, брекчий, структур быстрого охлаждения, стекла); 2) высокомагнезиальный некумулятивный характер эффузивов, отсутствие в породах порфировых вкрапленников. В случае отнесения к коматиитам кумулятов необходимо надежное обоснование их формирования из ультраосновного, но не базитового, расплава.

Несмотря на то, что присутствие в горных породах отчетливо проявленных структур спинифекс не является необходимым и достаточным условием отнесения их к коматиитам, наличие подобных структур, свойственное большинству коматиитовых образований, является несомненно важным диагностическим признаком. Поскольку рассматриваемые структуры могут иметь различную природу, — от собственно магматической до метаморфической, то при их интерпретации следует проявлять осторожность. Комплекс признаков, позволяющих аргументировано различать структуры типа спинифекс магматического и метаморфического происхождения, представлен авторами в таблице.

И наконец, вопреки мнению некоторых исследователей повышенные концентрации Zn , Fe_2O_3 и пониженная магнезиальность не являются типохимическими признаками коматиитовых шпинелидов. Хромшпинелиды классических неизмененных коматиитов характеризуются, прежде всего, повышенными концентрациями MgO и Cr_2O_3 . Поскольку магнезиальность хромшпинелидов подвержена значительным ретроградным изменениям в процессах метаморфизма, в качестве основного индикаторного признака хромшпинелидов коматиитовых серий следует рассматривать их высокую хромистость ($\approx 50\% Cr_2O_3$).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Балашов Ю. А., Которгин Н. Ф. Геохимия редкоземельных и редких элементов в архейских зеленокаменных поясах Воронежского кристаллического массива // *Геохимия* 1990. № 4. С. 603—609.
2. Белый В. Ф., Акинин В. В. Коматииты юго-востока Чукотского полуострова // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1988. № 6. С. 44—58.
3. Веллинский В. В., Банников О. Л. Оливины альпинотипных гипербазитов. — Новосибирск: Наука, 1986.
4. Гирнис А. В., Рябчиков И. Д., Богатилов О. А. Генезис коматиитов и коматиитовых базальтов. М.: Наука, 1987.
5. Грачев А. Ф., Федоровский В. С. Амфиболиты Байкало-Витимского зеленокаменного пояса // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1987. № 12. С. 31—41.
6. Динамика внутрикамерной дифференциации базитовых магм / Под ред. А. А. Ярошевского. М.: Наука, 1988.
7. Добрецов Н. Л., Саддэби П., Добрецов Н. Н., Попов Н. В. Коматииты Красной Горки (Олондинская

- формация, Алданский щит) //Современные проблемы теоретической и прикладной геохимии. Новосибирск, 1987. С. 36—44.
8. Дюжиков О. А., Дисслер В. В. Коматииты Норильского рудного района //Докл. АН СССР. 1981. Т. 261. № 5. С. 1194—1198.
 9. Золотухин В. В., Виленский А. М., Дюжиков О. А. Базальты Сибирской платформы (особенности геологии, состава и генезиса пермотриасовых эффузивов) — Новосибирск: Наука, 1986.
 10. Кавардин Г. И. Коматиитовые лавы Имангдинского никеленосного района //Геохимия и минералогия рудных формаций Норильского региона. Л., 1988. С. 83—87.
 11. Карякин А. П. Коматииты зонального гранулитового комплекса юго-западного Памира //Докл. АН СССР. 1983. Т. 273. № 2. С. 426—428.
 12. Кокс К. Г., Белл Дж. Д., Панкхерст Р. Дж. Интерпретация изверженных горных пород. М.: Недра, 1982.
 13. Колман Р. Г. Офиолиты. М.: Мир, 1979.
 14. Коматииты Среднего Побужья (Украинский щит) / И. Ф. Злобенко, А. Я. Каневский, С. В. Металиди и др. //Сов. геология. 1983. № 9. С. 103—108.
 15. Крестин Е. М. Первая находка коматиитов СССР //Докл. АН СССР. 1978. Т. 242. № 2. С. 412—415.
 16. Кулаковский А. Л. Платиноиды в породах и рудах скарново-магнетитового Таежного месторождения (Центральный Алдан) //Докл. АН СССР. 1985. Т. 281. № 1. С. 129—133.
 17. Магматические горные породы. Т. 5. Ультраосновные породы. — М.: Наука, 1988.
 18. Магнезиальные базиты запада Сибирской платформы и вопросы никеленосности / Под ред. В. С. Соболева. — Новосибирск: Наука, 1984.
 19. Марковский Б. А., Ротман В. К. Геология и петрология ультраосновного вулканизма. — Л.: Недра, 1981.
 20. Метаморфические оливины в ультрабазитах Олондинского зеленокаменного пояса и проблема идентификации коматиитов (Алданский щит) / И. С. Пухтель, Д. И. Фрих-Хар, Н. А. Ашихмина и др. //Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 1. С. 36—50.
 21. Мехоношин А. С., Сезько А. И. Первая находка коматиитов в Восточном Саяне //Докл. АН СССР. 1988. Т. 302. № 6. С. 1458—1462.
 22. Нестеренко Г. В., Тихоненков П. И., Гужова А. В. Пикритобазальты — продукт ранней кристаллизации толеитового расплава (Сибирская платформа) //Геохимия. 1990. № 10. С. 1419—1425.
 23. Новгородова М. И., Галускин Е. В., Цепин А. И., Голованова Т. И. Цинкосодержащие хромшпинелиды в эксплозивных породах Средней Азии //Геология рудных месторождений. 1988. № 3. С. 11—23.
 24. Плаксенко А. Н., Бочаров В. Л., Полежаева Л. И. Химический состав аксессуарных хромшпинелидов коматиитовых серий в связи с проблемой их генезиса //Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 5. С. 52—69.
 25. Плаксенко А. Н., Бочаров В. Л., Фролов С. М., Полежаева Л. И. Аксессуарные хромшпинелиды архейских коматиитов КМА //Геология рудных месторождений. 1985. № 6. С. 85—90.
 26. Салманов А. П. Базальтовые коматииты юго-западного Таймыра //Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 11. С. 132—136.
 27. Сиворнов А. А., Бобров А. Б., Смоголюк А. Г., Прошак С. А. Метаморфизованная коматиит-толеитовая формация Сурской зеленокаменной структуры (Среднее Приднестровье) //Геологический журнал. 1983. № 3. С. 108—121.
 28. Фомин А. Б. Геохимия гипербазитов Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1984.
 29. Arndt N. T. Thick, layered peridotitic-gabbro lava flows in Munro Township, Ontario //Can. J. Earth Sci. 1977. V. 14. № 11. P. 2620—2637.
 30. Arndt N. T. Differentiation of komatiite flows //J. Petrol. 1986. V. 27. № 2. P. 279—301.
 31. Arndt N. T., Naldrett A. J., Pyke D. R. Komatiitic and iron-rich tholeiitic lavas of Munro Township, north-east Ontario //J. Petrol. 1977. V. 18. № 2. P. 319—369.
 32. Arth J. C., Arndt N. T., Naldrett A. J. Genesis of Archean komatiites from Munro Township, Ontario: trace-element evidence //Geology. 1977. V. 5. № 10. P. 590—594.
 33. Ashley P. M., Martyn J. E. Chromium-bearing minerals from a metamorphosed hydrothermal alteration zone in the Archean of Western Australia //N. Jb. Miner. Abh. 1987. V. 157. № 1. P. 81—111.
 34. Bakke S., Korneliussen A. Jack-straw-textured olivines in some Norwegian metaperidotites //Norsk Geol. Tidsskr. 1986. V. 66. № 4. P. 271—276.
 35. Barnes S. J. The distribution of chromium among orthopyroxene, spinel and silicate liquid at atmospheric pressure //Geochim. Cosmochim. Acta. 1986. Vol. 50. № 9. P. 1889—1909.
 36. Barnes S. J. The petrography and geochemistry of komatiite flows from the Abitibi greenstone belt and a model for their formation //Lithos. 1985. Vol. 18. № 4. P. 241—270.
 37. Bernier L. R. Vanadiferous zirconian — chromian Hercynite in a metamorphosed basalt-hosted alteration zone, Atik Lake, Manitoba //Can. Mineral. 1990. Vol. 28. № 1. P. 37—50.
 38. Blais S., Auvray B. Serpentinization in the Archean komatiitic rocks of the Kuhmo greenstone belt, eastern Finland //Can. Mineral. 1990. Vol. 28. № 1. P. 55—66.
 39. Brooks C., Hart S. R. On the significance of komatiite //Geology. 1974. Vol. 2. № 2. P. 107—110.
 40. Catell A., Arndt N. T. Low- and high-alumina komatiites from a late Archean sequence, Newton Township, Ontario //Contrib. Mineral. Petrol. 1987. Vol. 97. № 2. P. 218—227.
 41. Crawford A. J., Cameron W. E. Petrology and geochemistry of Cambrian boninites and low-Ti andesites from Heathcote Victoria //Contrib. Mineral. Petrol. 1985. Vol. 91. № 1. P. 93—104.
 42. Donaldson C. H. Olivine crystal types in harrisitic rocks of Rhum pluton and Archean spinifex rocks //Geol. Soc. Amer. Bull. 1974. Vol. 85. № 11. P. 1721—1726.
 43. Evans B. W., Trommsdorff V. On elongate olivine of metamorphic origin //Geology. 1974. Vol. 2. № 3. P. 131—132.
 44. Fisk M. R., Bence A. E. Experimental crystallization of chrome spinel in FAMOUS basalt 527—1—1 //Earth Planet. Sci. Lett. 1980. Vol. 48. № 1. P. 111—123.
 45. Fleet M. E., Macrae N. D. Aspinifex rock from Munro Township, Ontario //Can. J. Earth Sci. 1975. Vol. 12. № 6. P. 928—939.
 46. Gelinis L., Brooks C. Archean quench—texture tholeiites //Can. J. Earth Sci. 1974. Vol. 11. № 2. P. 324—340.
 47. Groves D. I., Barrett F. M., Binns R. A., McQueen K. G. Spinel phases associated with metamorphosed volcanic—type iron—nickel sulfide ores from Western Australia //Econ. Geol. 1977. Vol. 72. № 7. P. 1224—1244.
 48. Jensen L. S. A new cation plot for classifying subcalic volcanic rocks //Ontario Dev. Mines Miscellaneous Paper. 1976. № 66. 22p.
 49. Lightfoot P. C., Naldrett A. J., Gorbachev N. S. et al. Geochemistry of the Siberian Trap of the Noril'sk area, USSR, with implications for the relative contributions of crust and mantle to flood basalt magmatism //Contrib. Mineral. Petrol. 1990. Vol. 104. № 6. P. 631—644.
 50. Moore J. G., Lockwood J. P. Origin of comb—layering and orbicular structures, Sierra Nevada batholith, California //Geol. Soc. Amer. Bull. 1973. Vol. 84. № 1. P. 1—20.
 51. Naldrett A. J., Lightfoot P. C., Fedorenko V. et al. Intrusions and flood basalts of the Noril'sk region, USSR, and the origin of the Ni—Cu ores //Eleventh Ore Deposit Workshop. Toronto, 1990. P. 1—59.

52. Nesditt R. W., Sun S. — S., Purvis A. G. Komatiites: geochemistry and genesis // *Can. Mineral.* 1979. Vol. 17. № 2. P. 165—186.
53. Nisbet E. C., Arndt N. T., Bickle M. J. Uniquely fresh 2.7 Ga komatiites from the Belingwe rteenstone belt, Zinbabwe // *Geology.* 1987. Vol. 15. № 12. P. 1147—1150.
54. Oliver R. L., Nesbitt R. W., Hausen D. M., Franzen N. Metamorphic olivine in ultramafic rocks from Western Australia // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1972. Vol. 36. № 4. P. 335—342.
55. Papunen H. Outokumpu—type ores // *Geol. Surv. Finl. Spec. Publ.* 1987. № 1. P. 41—50.
56. Pearce T. H. Quench plagioclase from some Archean basalts // *Can. J. Earth Sci.* 1974. Vol. 11. № 5. P. 715—719.
57. Pettonen P. Metamorphic olivine in picritic metavolcanics from Southern Finland // *Bull. Geol. Soc. Finland.* 1990. Vol. 62. № 2. P. 99—114.
58. Pyke D. R., Naldrett A. J., Eckstrand O. R. Archean ultramafic flows in Munro Township, Ontario // *Geol. Soc. America Bull.* 1973. Vol. 84. № 3. P. 955—978.
59. Shimazaki H., McLean W. H. An experimental study on the partition of zinn and lead between the silicate and sulfide liquids // *Mineral. Deposita.* 1976. Vol. 11. № 2. P. 125—132.
60. Snoke A. W., Calk L. C. Jackstraw—textured talk—olivine rocks, Preston Peak area, Klamath Mountains, California // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1978. Vol. 89. № 2. P. 223—230.
61. Stolz C. W., Nesbitt R. W. The komatiite nickel sulfide association at Scotia: a petrochemical investigation of the ore environment // *Econ. Geol.* 1981. Vol. 76. № 6. P. 1480—1502.
62. Viljoen M. J., Viljoen R. P. The geology and geochemistry of the lower ultramafic unit of the Onverwacht Group and a proposed new class of igneous rock // *Geol. Soc. S. Africa. Spec. Publ.* 1969. Vol. 2. P. 55—86.

Геофизика и глубинное строение

УДК 550.837:553.94

© Н. Е. Фоменко, 1994

Эффективность скважинной электроразведки методом пространственной электрической фильтрации при изучении тектоники угольных месторождений

Н. Е. ФОМЕНКО (ВНИГРИуголь)

Метод пространственной электрической фильтрации в скважинном варианте МПЭФ-С разработан во ВНИГРИуголь (а. с. 1187129 № 3683033/24—25). Результаты применения метода в различных геолого-геофизических условиях приведены в работах [2, 4, 5]. Простота и высокая информативность метода позволили рекомендовать его для включения в стандартный комплекс ГИС. В настоящей работе приводятся материалы опробования МПЭФ-С на локальной площади в разведочных скважинах, сконцентрированных в области развития разрыва сбросового типа, на участке экспериментального бескернового бурения Свидовский (рис. 1).

Участок находится в Павлоградско-Петровском районе Донецкого бассейна. Стратиграфический разрез представлен угленосными отложениями нижнего отдела каменноугольной системы, которые перекрыты сравнительно мощной толщей (60—250 м) палеогеновых и четвертичных пород. Угленосные отложения формировались в условиях, близких к платформенным. Залегание пород моноклинальное, падение пологое — до 5° на северо-восток. Угленосность формируется в нижних частях разреза. Угольные пласты и прослои имеют мощность от сантиметров до 1,5 м. В средней

части разреза преобладают тонкие пласты известняков. Угли и известняки являются ярко выраженными геологическими и геофизическими реперами и хорошо коррелируются в разрезах соседних скважин. По площади участка наблюдаются фашиальное

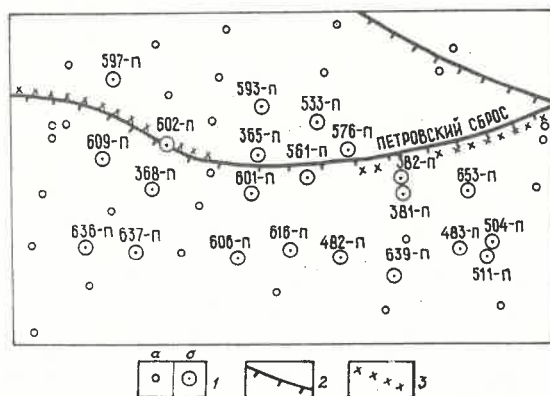


Рис. 1. Схема размещения скважин на участке Свидовский:

1 — скважины предыдущих этапов разведки (а) и в которых выполнены исследования МПЭФ-С (б); 2 — разрывные нарушения по результатам геологической корреляции; 3 — нарушения по данным сейсморазведки

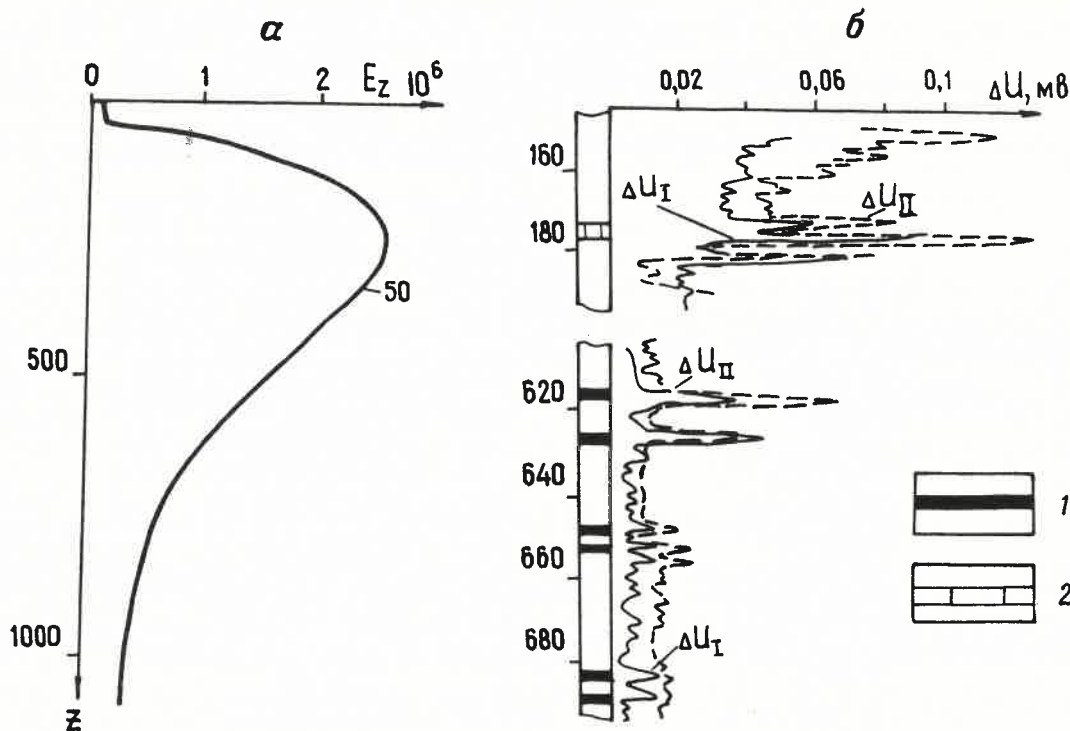


Рис. 2. Кривые нормального поля МПЭФ-С в однородной изотропной среде (а) и аномального поля в слоистой анизотропной среде (б), скв. 616-П:

1 — уголь; 2 — известняк; ΔU_I , ΔU_{II} — кривые поля при ориентировке питающих линий вкрест и вдоль простирания пород соответственно

замещение и выклинивание пластов. Особенно это характерно для песчаников. В угленосной толще развиты поперечные и диагональные крупные и мелкие сбросы. Породы на участке относят к начальным стадиям преобразования, соответствующим углям марки Д и Г. Удельное электрическое сопротивление ρ_n вмещающих угольные пласты пород меняется от 10 до 50 Ом·м. Угольные пласты и известняки имеют ρ_n более 1000 Ом·м. Характерная особенность участка — наличие минерализованных пластовых вод, которые уменьшают ρ_n . В приразломных зонах значение ρ_n в сухих разрывах (при отсутствии водопритоков) повышается, а в обводненных, наоборот, понижается. На кривых электрического каротажа приразрывные зоны отмечаются пониженными значениями удельного электрического сопротивления, поскольку в скважинных условиях в зону разлома проникает фильтрат бурового раствора. На изменение ρ_n в приразрывных зонах влияют изгибы пластов, трещиноватость и раздробленность пород.

Таким образом, в области развития разрывных нарушений наблюдается сложная картина соотношений ρ_n , что усиливается

влиянием кромок разорванных пластов с разными ρ_n .

Сущность МПЭФ-С заключается в изучении несовпадения формы кривых аномального поля, зарегистрированных в скважинах при разнонаправленном возбуждении первичного поля на земной поверхности симметричными относительно устья скважины питающими установками [2, 4, 5]. Теоретическим обоснованием метода служит доказательство об идентичности аномального электрического поля в моноклиально-слоистой анизотропной среде независимо от места и способа возбуждения первичного поля. Аномальное поле при этом зависит от параметров питающих и измерительных установок, геометрических особенностей и геоэлектрических свойств изучаемой среды.

На рис. 2, а изображена кривая нормального поля в однородной изотропной среде ($\rho_n = 50$ Ом·м), перекрытой более проводящей средой мощностью 50 м, где $\rho_n = 10$ Ом·м (теоретический расчет), когда ось скважины несколько смещена от центра питающей линии АВ ($AO/OB = 0,95$). Модель соответствует реальным условиям проведения МПЭФ-С на участке Свидовский. При этом исключается идеальная сим-

метрия, при которой осевая компонента E_z вектора электрического поля тождественно равна нулю, что на практике никогда не достигается ввиду неровностей рельефа, искривления ствола скважины, наклонного залегания пород и пр. Из рассмотрения кривой следует, что нормальное поле до глубины 250 м интенсивно возрастает, а затем изменяется по экспоненциальному закону. На границе раздела с покровными отложениями происходит скачок в изменении ρ_n . На рис. 2, б показаны кривые МПЭФ-С, зарегистрированные в скв. 616-П на участке Свидовский в верхней и нижней частях разреза. Нетрудно заметить, что интенсивность нормального поля ниже глубины 500 м значительно меньше, чем в верхней части разреза в интервале 140—200 м. Суммарное аномальное поле складывается из нормального, определяемого в общем случае параметрами питающих установок, и поля, которое зависит от ρ_n пересекаемых скважиной пород. На фоне нормального поля кривые МПЭФ-С дифференцируют разрез по удельному электрическому сопротивлению подобно кривым электрических методов каротажа.

Исследования МПЭФ-С на участке Свидовский выполнены в 22 скважинах; большинство из них бурилось без подъема керна. Исследования МПЭФ-С проводились по методике, изложенной в инструкции [5].

Работы по МПЭФ-С совмещались во времени с конечным каротажем. Питающие линии АВ размещались на земной поверхности в двух взаимно ортогональных направлениях преимущественно по простиранию и падению пород. Длина АВ устанавливалась примерно равная глубине исследуемых скважин и составила 700 м. Кривые поля записывались в аналоговой форме двухзондовой установкой M_28M_1N ; расстояние первой измерительной установки равно 1 м, а второй 9 м.

Интерпретация данных МПЭФ-С включала анализ кривых ΔU_I и ΔU_{II} , зарегистрированных зондами различной длины. Первоначально оценивалось взаимное соотношение их формы и интенсивности. Признаком проявления разрывных нарушений в околоскважинном пространстве в радиусе до 50 м считалось наличие «рассогласования» (несовпадения кривых по конфигурации и амплитуде) диаграмм МПЭФ-С, зарегистрированных зондом длиной 1 м независимо от значений интенсивности кривых.

Если несовпадение формы кривых в межреперных интервалах носило слабо выраженный характер (в силу неконтрастности контактирующих по разлому пород), а в области находящихся в этих интервалах маркирующих пластов отличия по форме и

интенсивности были значительны, то вся область оценивалась как зона влияния разрывных нарушений. Разрывные нарушения условно разделялись по амплитуде путем сравнения кривых ΔU_I и ΔU_{II} , полученных зондами различной длины. Считалось, что мелкие разрывы, амплитуда смещения которых не превышает 2—4 м, являются «прозрачными» для зонда большого размера.

Под несовпадением формы кривых МПЭФ-С понимались протяженные (не менее 3 м) интервалы с неодинаковой конфигурацией и амплитудой кривых ΔU_I и ΔU_{II} , под изменением интенсивности — непропорциональное изменение фоновых значений ΔU (более 0,3 амплитудного значения) на достаточно протяженных интервалах (более 100—200 м).

Одной из основных задач в процессе разведки участка Свидовский являлось совокупное рассмотрение материалов МПЭФ-С по скважинам, пробуренным вблизи известных разрывных нарушений и на удалении от них. Анализировались диаграммы метода электрической корреляции МЭК, акустического каротажа АК, сейсморазведки, а также диаграммы МПЭФ-С по площади (кусту скважин) с целью нахождения подходов к методике их объемной интерпретации, которая предусматривает оценку «пораженности» угленосных отложений тектоническими разрывами (мелкими и крупными) и прогноз направления развития (усиление или ослабление) тектонической нарушенности на изученной площади. Путем корреляции определялись дальность и разрешающая способность МПЭФ-С. Для этого выбирались пары соседних скважин, в которых детально изучалось поведение кривых, устанавливались причины несовпадения или некоррелируемости диаграмм.

Комплексный анализ геофизических материалов включал следующее: 1) выбирались скважины, в которых наряду с МПЭФ-С выполнены исследования МЭК и акустического каротажа; 2) оценивалась степень тектонической нарушенности околоскважинного пространства по данным МПЭФ-С; 3) изучались кривые стандартного и акустического каротажа на предмет выделения участков механически ослабленных пород по повышенным значениям диаметра скважин, интенсивности рассеянного гамма-излучения, повышенным показателям интервального времени, хаотической картине на фазокорреллограммах; 4) исключались слои пониженной крепости пород, не связанных с тектоническими разрывами по выдержанности по площади; 5) изучались кривые МЭК в зонах, отнесенных к тектоническим; 6) анализировались сейсмогеологические разрезы, проходящие вблизи изучаемых



Рис. 3. Корреляция диаграмм МПЭФ-С по профилю скв. 636-П, 609-П, 597-П:

1 — уголь; 2 — известняк; 3 — линии корреляции и их смещение

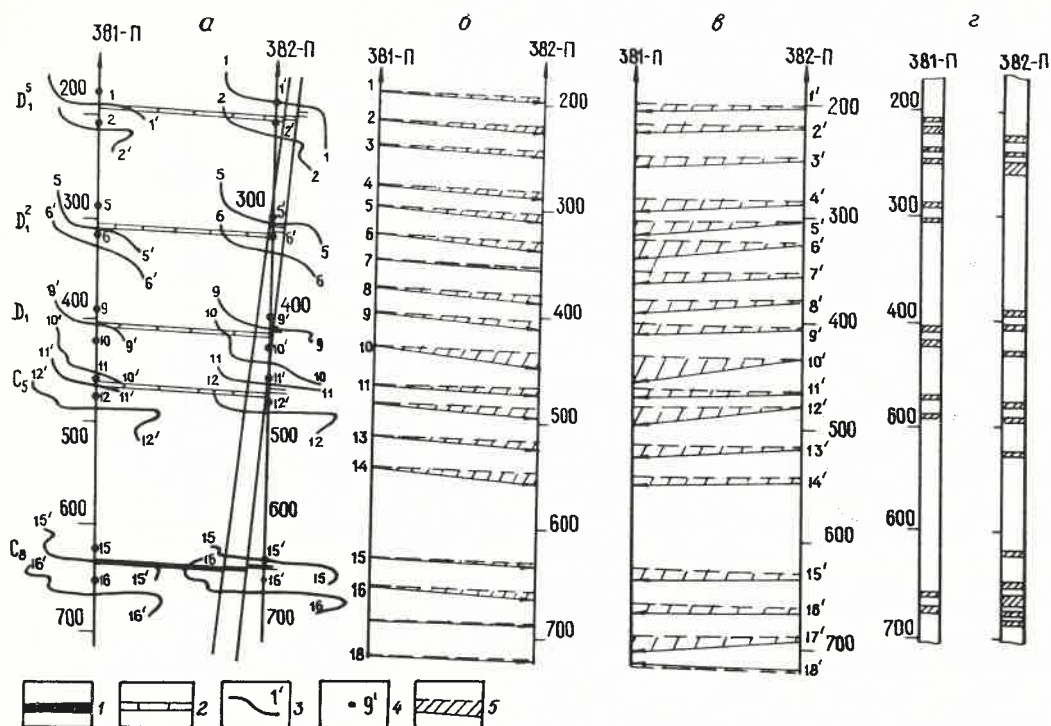


Рис. 4. Результаты межскважинной электрической корреляции (а, б, в) и акустического каротажа (г) в скв. 381-П и 382-П:

1 — уголь; 2 — известняк; 3 — кривые поля с шифром, соответствующим номеру заземления; 4 — место заземления источника поля и его номер; 5 — интервалы механически ослабленных пород

скважин; 7) производилось геологическое истолкование результатов геофизических работ на основе типовых примеров.

Совокупный анализ материалов позволил сделать следующие выводы: 1) в окрестностях почти всех скважин, независимо от их удаленности от Петровского сброса, выявляются разрывные нарушения: из 22 исследованных на площади скважин только три (483-П, 504-П, 381-П) оказались пробуренными вне зоны влияния тектонических нарушений; 2) степень «пораженности» площади мелкими тектоническими разрывами можно оценить как интенсивную; 3) мелкие тектонические нарушения обособлены, имеют крутое падение и разнонаправленную ориентировку.

На рис. 3 в качестве примера приведены результаты корреляционной увязки диаграмм МПЭФ-С в интервале реперных пластов C_5 — C_9 , выполненной по профилю скважин, ориентированному вкрест простирания Петровского сброса. Корреляционная увязка диаграмм МПЭФ-С сделана и по другим профилям исследованной площади. Во всех трех приведенных скважинах кривые ΔU_I и ΔU_{II} не повторяют друг друга по форме, что свидетельствует о тектонически нарушенном окоскважинном пространстве. Рассогласование диаграмм МПЭФ-С сплошное, в

силу чего следует предполагать существование крутопадающих разрывов. Примечательно, что в скв. 609-П интенсивность кривых ΔU_I и ΔU_{II} значительно меньше, чем в скв. 636-П и 597-П, т. е. проявляется влияние Петровского сброса на расстоянии 100—150 м.

Влияние сброса отмечается на диаграммах МПЭФ-С в скв. 381-П, 382-П, 653-П, а в скв. 601-П, 561-П, 576-П оно не наблюдается. В промежутке между скв. 601-П и 576-П Петровский сброс по данным сейсморазведки затухает, что подтверждается и МПЭФ-С. При этом следует обратить внимание на тот факт, что в скв. 381-П общая интенсивность кривых ΔU_I и ΔU_{II} понижается из-за влияния Петровского сброса, но кривые не испытывают рассогласования, а это свидетельствует об отсутствии в радиусе до 50 м от ствола скважины мелких и крупных разрывов. Результаты интерпретации МПЭФ-С в скв. 381-П проверены исследованиями МЭК между скв. 381-П и 382-П, проводившимися по стандартной для угольных месторождений методике [1, 3]. Обработка этих материалов (рис. 4) показала, что в исследованных интервалах разрывные нарушения, амплитуда которых более 0,05—0,1 расстояния между скважинами, отсутствуют.

Вместе с тем, данные МЭК свидетельствуют о наличии вблизи скв. 382-П мелких тектонических разрывов, примерно обозначенных на рис. 4, а. Когда источник тока перемещался в скв. 381-П, все кривые аномального поля, полученные в скв. 382-П, оказались практически идентичными (параллельными) между собой, а при обратных наблюдениях отмечаются отличия в конфигурации кривых 6' и 11' (более крутой наклон по отношению к слоистости). Другой признак наличия разрывных нарушений вблизи скв. 382-П — увеличение углов между корреляционными осями и слоистостью в направлении от скв. 382-П к 381-П по сравнению с обратным направлением (см. рис. 4, б, в).

На рис. 4, г сопоставлены разрезы по скв. 381-П и 382-П, на которых выделены зоны механически ослабленных пород по данным акустического каротажа с фазокорреляционной формой записи. Большее число зон механически ослабленных пород наблюдается в разрезе скв. 382-П, что соответствует данным МПЭФ-С и МЭК. Результаты МПЭФ-С и акустического каротажа хорошо увязываются и дополняют друг друга и по остальным 20 скважинам. Путем сопоставлений подтвердился теоретически обоснованный вывод о преимущественном влиянии на характер рассогласования кривых МПЭФ-С тектонических разрывов, а не других геологических осложнений, например, фациального замещения пород: тектонически нарушенные породы механически ослаблены, а при фациальном замещении физико-механические свойства литологических разностей не изменяются.

Таким образом, площадное опробование МПЭФ-С в комплексе с другими геофизическими методами на участке Свидовский позволило более глубоко раскрыть его сущность и геологическую результативность. Метод является экспрессным и достаточно простым, дающим однозначную оценку степени тектонической нарушенности околоскважинного пространства в радиусе 30—150 м. Для геологического истолкования данных МПЭФ-С необходима многоуровневая интерпретация, требующая определенных навыков работы, знаний о структурно-тектоническом строении угольных месторождений. Интерпретатор при анализе структурных особенностей участка должен «прорабатывать» гипотезы о фациальной изменчивости пород, выклинивании и расщеплении пластов, распространении локальных зон конкреционных включений, карстовых полостей, степени устойчивости

и выдержанности пород, преобладающего влияния пликативной или дизъюнктивной нарушенности и пр. Эффективное истолкование материалов МПЭФ-С зависит от полноты и качества предварительно спланированного эксперимента на каждой стадии поисково-разведочных работ. Конкретные объемы исследований определяются геологами и геофизиками совместно в зависимости от предполагаемой тектонической сложности участка. Достаточно полный материал набирается при исследовании МПЭФ-С: 1) тектонически ненарушенной среды; 2) областей проявления мелких и крупных разрывов; 3) зон складчатости; 4) мест выклинивания или фациального замещения пластов. Расшифровка и анализ диаграмм МПЭФ-С производится с привлечением всех геологических и геофизических методов, дающих как прямую, так и косвенную информацию о тектонике. Из однокважинных геофизических методов — это прежде всего ГГК, кавернометрия, АК, пластовая наклонметрия, из двухскважинных — МЭК, РВМ и др.

Аппаратурное обеспечение метода требует совершенствования и компьютеризации.

На основании изложенного можно утверждать, что МПЭФ-С необходим в комплексе ГИС, т. к. позволяет получать дополнительную информацию о наличии в разрезах скважин и околоскважинном пространстве разрывных нарушений, в т. ч. мелких, повышает однозначность определения тектонической нарушенности, а также глубину исследований.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бойко В. Л., Гитлин Я. Л. Анализ возможностей метода электрической корреляции при изучении тектоники угольных месторождений Донбасса // Геологический журнал. 1983. № 3. С. 90—96.
2. Выявление разрывных нарушений методом пространственной электрической фильтрации / С. В. Вонсович, Б. И. Журбицкий, Э. Г. Профилкин, Н. Е. Фоменко // Разведка и охрана недр. 1985. № 7. С. 41—43.
3. Изучение тектоники угольных месторождений методами скважиной электроразведки. Временные методические указания. — Ростов-на-Дону: ВНИГРИУголь, 1985.
4. Фоменко Н. Е., Вонсович С. В., Кислица А. Н. Физическое и математическое моделирование метода скважиной электроразведки на основании фильтрации электромагнитных полей. Деп. ВИНТИ. № 8367-84, 1984.
5. Фоменко Н. Е. Изучение дизъюнктивных дислокаций посредством корреляции разрезов по диаграммам методов скважиной электроразведки и каротажа // Новые методы изучения и прогноза малоамплитудной тектоники при разведке угольных месторождений. Л., 1986. С. 118—127.



CONTENTS

ENERGY RESOURCES

- Belokon T.V., Balashova M.M., Gorbachev V.I.*
Prospects of oil/gas richness study of Upper Cambrian deposits within Eastern part of Russian platform 3
- Zagulova O.P., Esipchuk E.D., Larskaya E.S.*
Influence of Timano-Pechorskaya province development on oil/gas strata formation 10

METALS AND NON-METALS

- Prokhorov K.V., Glagolev A.A., Kuznetsov A.V.*
Gold-bearing metasomatites of Yurievskoye outcrop, central part of Ukrainian crystalline shield 17
- Gorzhevski D.I., Konkin V.D., Ruchkin G.V.*
Role of organic matter in ore formation 25
- Panov E.N., Norkin A.A., Dubik O.Yu., Yakovleva O.A.*
Unusual exposure of zirconium in Kazakhstan effusives 30
- Dubina G.A.*
Sophronovskoye deposit — hypergene phosphates in a schist-limestones contact zone * * * * * 32

REGIONAL GEOLOGY AND TECTONICS

- Kildyushevski E.I.*
Use of aerial photographs during a geological survey 38
- Rublev A.G., Shergina Yu.P., Shkorbatova G.S.*
Devonian magmatism of Eastern Sayan's Agulski trough 42

MINERALOGY, PETROGRAPHY, LITHOLOGY

- Solovyov S.G.*
Geotectonic and metallogenic typification of tungsten-rich monzonitoid suites 49
- Pereslavytsev A.V., Styunyaev A.A.*
On problem of komatiites identification * * * * * 58

GEOPHYSICS AND DEPTH STRUCTURE

- Fomenko N.E.*
Efficiency of borehole electric survey by a spatial electric filtration technique during coal deposit tectonics study * * * * * 70

